



ელიზბარ ელიზბარაშვილი

საქართველოს ჰავა

თბილისი
2017

საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტი
ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი
Georgian Technical University
Institute of Hidrometeorology
Грузинский Технический Университет
Институт Гидрометеорологии

ელიზბარ ელიზბარაშვილი
Elizbar Elizbarashvili
Элизбар Элизбарашвили

საქართველოს ჰავა

Climate of Georgia

Климат Грузии

თბილისი-TBILISI-ТВИЛИСИ

201

უაკ 551.582.

განხილულია საქართველოს ჰავის წარმომქმნელი ძირითადი ფაქტორები, ცალკეული კლიმატური ელემენტების რეჟიმი, კომპლექსური კლიმატური მახასიათებლები, ნიადაგების კლიმატი, მიკროკლიმატური გამოკვლევები, კლიმატური დარაიონების პრინციპები, ამინდის სტიქიური მოვლენები, კლიმატური რესურსების გამოყენების პერსპექტივები, კლიმატის ცვლილება.

Рассмотрены основные климатообразующие факторы, режим отдельных элементов климата, комплексные климатические характеристики, климат почв, микроклиматические исследования, принципы климатического районирования, стихийные явления погоды, перспективы использования климатических ресурсов, изменение климата.

The book discusses the main factors forming climate, regime of separate climate elements, complex features of climate, soil climate, microclimate studies, principles of climatic zoning, natural weather phenomena, perspectives for the use of climate resources and climate change in Georgia.

რედაქტორები: ტექნიკის მეცნიერებათა აკადემიური
დოქტორი, **თენგიზ ცინცაძე**,
ფიზ.მათ. მეცნიერებათა დოქტორი,
ნოდარ ბეგალიშვილი

რეცენზენტები: გეოგრაფიის მეცნიერებათა დოქტორი
რევაზ სამუკაშვილი,
სოფლის მეურნეობის მეცნიერებათა
დოქტორი, პროფესორი **გიორგი მელაძე**,
ფიზ.მათ. მეცნიერებათა აკადემიური
დოქტორი, **ჯემალ ვაჩნაძე**

ISBN 978-9941-0-9584-9



საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის
ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი 2017
INSTITUTE OF HYDROMETEOROLOGY
OF THE GEORGIAN TECHNICAL UNIVERSITY 2017
<http://ecohydmet@yahoo.com>



წინასიტყვაობა

პირველი მონოგრაფია სახელწოდებით “საქართველოს ჰავა” გამოიცა 1961 წელს ცნობილი ქართველი კლიმატოლოგის მ.კორძაძის ავტორობით. ავტორმა შექმნა იმ დროისათვის საკმაოდ მდიდარი მონაცემთა ბაზა და წარმოადგინა წიგნი, რომელიც ათეული წლების განმავლობაში ქართველი კლიმატოლოგების სამაგიდო წიგნად ითვლებოდა და დღესაც არ დაუკარგავს მნიშვნელობა.

1971 წელს გამოქვეყნდა ამიერკავკასიის სამეცნიერო-კვლევითი ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის თანამშრომელთა კოლექტიური მონოგრაფია რუსულ ენაზე “Климат и климатические ресурсы Грузии”, რომელშიც წარმოდგენილი იყო ახალ მასალაზე დაყრდნობით შედგენილი ცხრილები, დიაგრამები, რუკები, მათი შესაბამისი ანალიზი და საქართველოს მდიდარი კლიმატური რესურსების პირველი მეცნიერული შეფასებები.

2007 წელს გამოქვეყნდა ამ წიგნის ავტორის მონოგრაფია “საქართველოს კლიმატური რესურსები”, რომელშიც, კლიმატურ რესურსებთან ერთად, განხილული იყო საქართველოს კლიმატური თავისებურებები, კლიმატური რიგების და ველუბის მათემატიკური მოდელირების და გეოინფორმაციული კარტოგრაფირების საკითხები, საქართველოს კლიმატური დარაიონების პრინციპები და ასევე შეჯამებული იყო მიკროკლიმატური გამოკვლევები.

ამით საქართველოს ჰავის შესახებ თანამედროვე ტიპის მონოგრაფიის შექმნის აუცილებლობა დღის წესრიგიდან მაინც არ მოხსნილა.

წინამდებარე მონოგრაფიაში შეტანილია თანაავტორებთან ერთად და აგრეთვე კოლეგების მიერ შედგენილი უახლესი გეოინფორმაციული რუკები, აგრეთვე ახალი მონაცემები საქართველოში საშიში და სტიქიური მეტეოროლოგიური მოვლენების ინტენსივობის შესახებ, ახსნილია კლიმატის ძირითად ელემენტებზე მთის რელიეფის გავლენის მექანიზმი, დადგენილია ნიადაგის თითოეული ტიპის კლიმატური რეჟიმი, წარმოდგენილია კლიმატური რესურსების კომპლექსური შეფასება. წიგნში გათვალისწინებულია მსოფლიო მეტეოროლოგიური ორგანიზაციის რეკომენდაციები კლიმატოლოგიურ

კვლევებში კლიმატური ინდექსების გამოყენების შესახებ, რამაც ახლებურად წარმოაჩინა ქვეყნის კლიმატური თავისებურებები, შედგენილია ჰაერის ტემპერატურის, ატმოსფერული ნალექების და სხვა კლიმატური ინდექსების მრავალწლიური ცვლილების სრულიად ახალი რუკები და დადგენილია ამ ცვლილებების კანონზომიერებები, შეფასებულია გლობალური დათბობის პირობებში საქართველოს მრავალფეროვანი ბუნებრივი ლანდშაფტების ტრანსფორმაციის პირობები.

მონოგრაფიაში შესული მასალა მიღებულია ავტორის მიერ თავის კვლევებთან და მოსწავლეებთან ერთად თითქმის 50 წლის განმავლობაში ჩატარებული კვლევების შედეგად თბილისის ივანე ჯავახიშვილის სახელობის სახელმწიფო უნივერსიტეტში (1968-1978), ი.კონიაშვილის სახელობის კურორტოლოგიის და ფიზიოთერაპიის სამეცნიერო-კვლევით ინსტიტუტში (1978-1992), საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის (2005 წლიდან საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის) ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტში (1993-2016) და იაკობ გოგებაშვილის სახელობის თელავის სახელმწიფო უნივერსიტეტში (1985-2016), ამ ორგანიზაციების სამეცნიერო-კვლევითი გეგმის, სხვადასხვა სახელმწიფო და საერთაშორისო პროგრამების, აგრეთვე საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის, შოთა რუსთაველის ეროვნული სამეცნიერო ფონდის და სხვ. ორგანიზაციების საგრანტო პროექტების ფარგლებში.

ავტორი გულწრფელ მადლობას მოახსენებს ყველას, ვინც მასთან ერთად თანამშრომლობდა ამ სამუშაოებში მასალის მოპოვების, გაანალიზების და განზოგადოების ყველა ეტაპზე ჯ.ვანჩანაძე, ლ.ქართველიშვილი, მ.ტატიშვილი, ლ.შავლიაშვილი (სტუ-ის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი), ო.ვარაზიშვილი, ნ.წერეთელი, ა.ამირანაშვილი (თსუ-ის მ.ნოდისას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტი), მ.ელიზბარაშვილი (ივ.ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი), ნ.კუტაღაძე (გარემოს ეროვნული სააგენტო) და სხვ. მათი მხარდაჭერის და მონაწილეობის გარეშე წიგნი ვერ შეიქმნებოდა.

ავტორი განსაკუთრებით მადლიერია თ.ცინცაძის, ნ.არუთინიანის, ნ.ბეგლარაშვილის, მ.ფიფიას და ვ.გორგიშელის, რომლებმაც დიდი დახმარება გაუწიეს მას წიგნის საბოლოო რედაქტირებასა და გამოსაცემათ მომზადებაში.

საქართველოს კლიმატოლოგიური გამოკვლევების ბანკითარების მოკლე ისტორია

საქართველოს კლიმატის შესწავლას ხანგრძლივი ისტორია გააჩნია. პირველი კლიმატური აღწერები გვხვდება ჯერ კიდევ ანტიკური დროის ფილოსოფოსების ნაწარმოებებში - ჰეროდოტე, ჰიპოკრატე (V ს. ძვ.წ.), სტრაბონი (I ს. ძვ.წ.) და სხვ. ჰეროდოტე აღნიშნავდა, რომ კოლხეთის ჰავა არის ცხელი, ნოტიო, უხვნალექიანი და ადამიანისათვის გაუსაძლისი. თითქმის ასეთივე შეფასებას იძლევა ჰიპოკრატე, ის მიუთითებდა, რომ “ქვეყანა არის ჭაობიანი, იცის ხშირი და ძლიერი წვიმები, ცხელი ქარები”, ანუ ფიონი. სტრაბონმა ქართლი და ჰერეთი დაახასიათა, როგორც “მშრალი ჰავის მატარებელი”, ხოლო კახეთზე მიუთითა, რომ “საუცხოო ბუნებაა, კურთხეული და საცხოვრებლად სასიამოვნო ქვეყანაა”.

პროკოფი კესარიელის (VII ს) ცნობით ჯავახეთში მკაცრი ჰავაა ცივი ზამთრით და შედარებით თბილი ზაფხულით.

საქართველოს ცალკეული რეგიონების კლიმატური თავისებურებები მოიხსენიება შუა საუკუნეების ისტორიკოსების ნაწარმოებებშიც – გიორგი მერჩული, იაკობ ხუცესი, გიორგი ხანძთელი და სხვ. ისინი დასავლეთ საქართველოს ახასიათებენ, როგორც ნოტიოს, თბილს, ხოლო აღმოსავლეთს, როგორც მშრალს და ჯანმრთელს.

1631 წელს საქართველოში ჩამოვიდა იტალიელი მისიონერი არქანჯელო ლამბერტი, რომელმაც რამოდენიმე წელი დაჰყო გორში, ხოლო შემდეგ, 16 წლის განმავლობაში სამეგრელოში იცხოვრა. იტალიაში დაბრუნების შემდეგ მან გამოსცა ნაშრომი “სამეგრელოს აღწერა”, რომელშიც აღწერა კოლხეთის ჰავა, მიოსახლეობა და მისი სამეურნეო საქმიანობა. ლამბერტის აზრით, კოლხეთში ისეთი ნოტიო ჰავაა, რომ “მისი მსგავსი არსად მოიპოვება, ყველაფერი სველდება – ბალახი, ადამიანების ტანისამოსი, თითქმის წვიმა მოსუფიყოს”-ო.

ვიზუალურ დაკვირვებებზე დაყრდნობით საქართველოს ცალკეული რეგიონების საინტერესო კლიმატური შეფასებები დაგვიტოვა ცნობილმა ქართველმა გეოგრაფმა, ისტორი-

კოსმა და მოგზაურმა ვახუშტი ბაგრატიონმა. ის თავის “აღწერა სამეფოსა საქართველოსაში” განსაკუთრებულ ყურადღებას ამახვილებს საქართველოს ცაღკეული კუთხეების კლიმატურ თავისებურებებზე. კერძოდ, აღწერს, რომ კოლხეთის ბარი არის “... სველი, ნამიანი, და ნოტიო,” მთიანი აჭარა – “ წვიმიანი, სოელი,... დიდ თოვლიანი”, იმერეთის მადლობზე “თოვლი დიდი”-ა, ივრის ზეგანი “არის ადგილი ... მცირე თოვლიანი” და ა.შ. საქართველოს დატენიანების ვახუშტისეული შეფასებები დღესაც კარგ შესაბამისობაშია რეალურ პირობებთან.

საქართველოს კლიმატის კვლევის მეცნიერულად დასაბუთებული შესწავლა მხოლოდ ინსტრუმენტული დაკვირვებების ორგანიზების შემდეგ მოხერხდა. 1844 წელს თბილისში დაარსდა მაგნიტურ-მეტეოროლოგიური ობსერვატორია. იმ დროიდან თბილისის და საქართველოს კლიმატის შესახებ შეიძლება მსჯელობა ინსტრუმენტული დაკვირვებების საფუძველზე. 1850 წელს ა.ფილადელფინმა გამოაქვეყნა თბილისის პირველი კლიმატური დახასიათება. საქართველოს პირველ კლიმატურ გამოკვლევებს შორის აღსანიშნავია გ.ვილდის(1884), ა.ვოეიკოვის (1885), ნ.სალაცკის (1862) და ვ.ვოხნესენსკის(1895) ნაშრომები, რომლებშიც მიღებულია იზოთერმების და იზოჰიეტების პირველი რუკები.

XIX საუკუნის დასასრულს და XX საუკუნის დასაწყისში საქართველოს კლიმატის კვლევას თავისი შრომები მიუძღვნეს გამოჩენილმა კლიმატოლოგებმა ა.ვოეიკოვმა, ბ.სტატკოვსკიმ, ე.როზენტალმა, გ.ვილდმა, ა.ვოხნესენსკიმ და სხვ.

საქართველოს კლიმატურ თავისებურებებს მრავალი წლის განმავლობაში იკვლევდა ა.ფიგუროვსკი. ის განსაკუთრებულ ყურადღებას აქცევდა ნალექების განაწილებას და გენეზისს.

XX საუკუნის 30-იან წლებში საქართველოს მეცნიერებთა აკადემიის გეოგრაფიის ინსტიტუტის თანამშრომლების მიერ დამუშავდა თემა “საქართველოს რაიონების ფიზიკურ-გეოგრაფიული და ეკონომიკურ-გეოგრაფიული აღწერა”, რომელშიც კლიმატური ნაწილი შეადგინეს მ.კორძაძემ, ი.ქურდიანმა და ა.ჯავახიშვილმა.

კლიმატური ელემენტების რეჟიმის ყველაზე საიმედო მონაცემები, როგორც მეთოდური ისე პრაქტიკული თვალსაზრისით, პირველად ო.დროზდოვმა (1948) მიიღო. მან ახლებურად გააშუქა ნალექების კლიმატოლოგიური დამუშავების მთელი რიგი საკითხები და შეადგინა ნალექების წლიური ჯამების რუკა კავკასიისათვის. ჩატარებული გამოკვლევების შედეგად მიღებული იყო კლიმატის ძირითადი ელემენტების ტერიტორიული განაწილების შედარებით დეტალური სურათები და ახლებულად იქნა გაშუქებული მეტეოროლოგიური რიგების დამუშავების მრავალი საკითხი.

შემდგომში, საქართველოს კლიმატს და მის ცალკეულ ელემენტებს მიეძღვნა გამოკვლევათა დიდი რაოდენობა, რომელთა შორის განსაკუთრებით აღსანიშნავია მონოგრაფიული ხასიათის ნაშრომები, რომლებიც აჯამებენ მრავალრიცხოვანი მრავალწლიანი კვლევის შედეგებს. მათ შორის უპირველეს ყოვლისა აღსანიშნავია ა.ზანინას (1961) მონოგრაფია, რომელშიც არსებითად მთლიანად კავკასიის კლიმატის აღწერაა მოცემული. მონოგრაფიაში განხილულია ძირითადი კლიმატწარმოქმნელი ფაქტორები, ჰავის და მისი ცალკეული ელემენტების ზოგადი დახასიათება მთლიანად კავკასიისათვის.

ამავე პერიოდში გამოიცა მ.კორძახიას ცნობილი მონოგრაფია “საქართველოს ჰავა”, რომელშიც, იმ დროისათვის საკმაოდ მდიდარი მონაცემთა ბაზის საფუძველზე, ავტორმა განიხილა კლიმატის გენეზისი, ატმოსფეროს ცირკულაციის ხასიათი და წარმოადგინა საქართველოს პირველი კლიმატური დარაიონება. მონოგრაფია ხანგრძლივი დროის განმავლობაში ამ დარგში მომუშავე სპეციალისტების სამაგიდო წიგნად ითვლებოდა.

1962 წელს საქართველოში დაბრუნდა და ვახუშტი ბაგრატიონის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტს სათავეში ჩაუდგა მსოფლიოში აღიარებული მეცნიერი, აკადემიკოსი თ.დავითაია. ის 17 წლის განმავლობაში ხელმძღვანელობდა ამავე ინსტიტუტში კლიმატოლოგიურ გამოკვლევებს. თ.დავითაიას გამოკვლევები გლობალურ ხასიათს ატარებდა, ის განიხილავდა პრობლემებს კლიმატოლოგიის, ეკოლოგიის, ბიოლოგიის, სოფლის მეურნეობის და მეცნიერების სხვა

დარგებიდან. მისი ხელმძღვანელობით შეფასდა საბჭოთა კავშირის და კუბის კლიმატური და აგროკლიმატური რესურსები, ატმოსფეროს ანტროპოგენური დაბნელება და მისი გავლენა კლიმატზე და მყინვარებზე, კლიმატის ბუნებრივი და ანტროპოგენური ცვლილებები, აორთქლების და მორწყვის ნორმები და სხვა.

1971 წელს რუსულ ენაზე გამოიცა კოლექტიური მონოგრაფია საქართველოს კლიმატის და კლიმატური რესურსების შესახებ, რომელიც მომზადდა ამიერკავკასიის (საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის) ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის სპეციალისტების მიერ (Климат и климатические ресурсы Грузии. Под ред. В.П. Ломинадзе и Г.И. Чиракадзе. Л., Гидрометеиздат, 1971). მასში საკმარისად სრულად არის გაშუქებული კლიმატური ელემენტების ვერტიკალური ზონალობის საკითხები, მათი სივრცითი და დროითი განაწილების კანონზომიერებები, საქართველოს ბიოკლიმატური რესურსები და ბოლოს მოცემულია საქართველოს ახალი კლიმატური დარაიონება.

შემდგომ წლებში მომზადდა და გამოიცა რიგი მონოგრაფიები, რომლებიც განაზოგადებენ საქართველოს ტერიტორიაზე კლიმატის ცალკეული ელემენტების განაწილების ხასიათს და რეჟიმს. მათ მიეკუთვნება ი.კვარაცხელიას(1971) და კ.გოგიშვილის(1974) მონოგრაფიები, რომლებშიც განზოგადებულია თავისუფალი ატმოსფეროს კლიმატის და კლიმატის ცირკულაციური ფაქტორების კვლევის შედეგები; ი.ცუცქირიძის(1967), ნ.გვასალიას(1986) და მ.ელიზბარაშვილის(1999) მონოგრაფიები, რომლებშიც განზოგადებულია რადიაციული, თერმული და სითბური რეჟიმის ფუნდამენტური გამოკვლევები, განხილულია ბიომეტეოროლოგიის საკითხების ფართო სპექტრი; შ.ჯავახიშვილის(1981), ჟალიბეგოვას, ე.ელიზბარაშვილის, ზ.ჭავჭავანიძის(1980; 1992) მონოგრაფიები, რომლებშიც განხილულია ატმოსფერული ნალექების მოსვლის პირობები, ტერიტორიული განაწილება, რეჟიმი და სტრუქტურა და სხვ. რ.სამუკაშვილის მონოგრაფიაში, რომელიც 2015 წელს გამოქვეყნდა, განხილულია მთლიანად კავკასიის რადიაციული რეჟიმი და შეფასებულია ჰელიოენერგეტიკული რესურსები. ჩატარებულია კავკასიის ჰელიოენერგეტიკული დარაიონება

და გამოვლენილია ჰელიოსისტემების ეფექტური ექსპლუატაციის რაიონები.

2007 წელს გამოქვეყნდა ამ წიგნის ავტორის შემაჯამებელი მონოგრაფია საქართველოს კლიმატური რესურსების და კლიმატის ცვლილების დარგში. მასში განხილული იყო პრობლემასთან დაკავშირებული მრავალი საკითხი-ჰავის წარმომქმნელი ძირითადი ფაქტორები, კლიმატის ცალკეული ელემენტების რეჟიმი და რესურსი, ნიადაგების კლიმატი და კლიმატური რესურსები, კლიმატური მახასიათებლების დროითი და სივრცითი სტატისტიკური სტრუქტურა, მიკროკლიმატური გამოკვლევები, კლიმატური ველების მათემატიკური მოდელირება და გეოინფორმაციული კარტოგრაფირება, კლიმატური რაიონები, ამინდის ძირითადი ტიპები, კლიმატური რესურსების გამოყენების პერსპექტივები, კლიმატის ცვლილება.

აღსანიშნავია საქართველოში ჩატარებული მიკროკლიმატური გამოკვლევები, რომლებიც მიზნად ისახავდა საკურორტო ადგილების საკურორტო ფაქტორების და რესურსების გამოკვლევებს, და კურორტების სამედიცინო მომსახურებას. აღნიშნულ სამუშაოებს ძირითადად აწარმოებდა ყოფილი საბჭოთა კავშირის მასშტაბით ერთერთი მძლავრი სამეცნიერო ცენტრი – ი.კონიაშვილის სახელობის კურორტოლოგიის და ფიზიოთერაპიის სამეცნიერო-კვლევითი ინსტიტუტი თავის სოხუმის ფილიალთან ერთად (ბ.ჯანაშია, რ.კავკასიძე, ნ.გონგლაძე, ე.ელიზბარაშვილი და სხვ), ხოლო მოგვიანებით მას ამიერკავკასიის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი (ე.სუხიშვილი) და მ.ნოღიას გეოფიზიკის ინსტიტუტი (რ.გაგუა, ვ.ჩიხლაძე) შეუერთდა. ამ მრავალწლიური კვლევის შედეგები შეჯამდა ი.კონიაშვილის სახელობის კურორტოლოგიის და ფიზიოთერაპიის სამეცნიერო-კვლევით ინსტიტუტში რუსულ ენაზე მომზადებულ მონოგრაფიაში “Климатография курортов Грузии” (Элизбарашвили Э.Ш., Гонгладзе Н.Ш., 1980) და საქართველოს კურორტების და საკურორტო რესურსების ატლასში (საქართველოს კურორტები და საკურორტო რესურსები. ატლასი, მოსკოვი, 1989), რომელმაც საქართველოს სახელმწიფო პრემია დაიმსახურა.

ქართველი კლიმატოლოგებისთვის ყოველთვის აქტუალური იყო კლიმატის ცვლილების პრობლემა. თბილისის ტემპერატურის რიგების პირველი სტატისტიკური ანალიზი ჩატარეს ი.ქურდიანმა (Курдиани И.Г., 1956) და გ.ჭირაქაძემ (Чиракадзе Г.И., 1959). ტემპერატურის მრავალწლიურ ცვლილებაში მათ სხვადასხვა ხანგრძლივობის ციკლები გამოავლინეს. ი.ცუცკირიძემ (Цуцкиридзе Я.А., 1960) თბილისის და გარდაბნის დაკვირვებათა მონაცემების შედარების საფუძველზე სცადა ურბანიზაციის ეფექტის აღმოჩენა.

თბილისის ტემპერატურის 100 წლიანი რიგები გაანალიზეს რ.გვაზავამ და ვ.ხორგუანმა (1989). მათ საშუალო წლიური ტემპერატურის ნაზრდი $0,6^{\circ}\text{C}$ -სიდიდით შეაფასეს.

საქართველოს კლიმატის ცვლილების პრობლემას მიეძღვნა დ.მუმლაძის (1991) სპეციალური მონოგრაფია. ჩატარებული ანალიზის საფუძველზე მან დაადგინა, რომ ტემპერატურის ზრდამ საქართველოში მაქსიმუმს 1966-1975 წლებში მიაღწია. საშუალო ტემპერატურის ზრდა ძირითადად ზამთრის ტემპერატურების ხარჯზე მიმდინარეობდა. იანვრის ტემპერატურის ნაზრდი 150 წლის მანძილზე $2,1^{\circ}\text{C}$ -ით შეაფასა.

მონოგრაფიაში “თბილისის კლიმატი” (Климат Тбилиси, 1992) 1844-1985 წლების მონაცემების საფუძველზე ტემპერატურის საშუალო მნიშვნელობების გარდა განხილულია მათი ექსტრემალური მნიშვნელობების დროითი სვლა და ატმოსფერული ნალექების რყევადობა.

ცალკე მონოგრაფია მიეძღვნა საქართველოს რადიაციული რეჟიმის ცვალებადობას (თავართქილაძე კ., შენგელია ი., 1999). მასში განხილულია პირდაპირი და გაბნეული რადიაციის, ქვეფენილი ზედაპირის ალბედოს და რადიაციული ბალანსის ცვალებადობა 1954-1991 წლებში.

საქართველოს ტემპერატურული ველის ცვლილების სრული სივრცითი სურათი და აგრეთვე მრავალრიცხოვანი ტრენდები მიღებულ იქნა "კლიმატის ცვლილების ეროვნული პროგრამის" ფარგლებში ჩატარებული გამოკვლევის საფუძველზე (კ.თავართქილაძე, ე.ელიზბარაშვილი, დ.მუმლაძე, ჯ.ვანნაძე, 1999). მეთოდოლოგიური თვალსაზრისით, ეს გა-

მოკვლევა გასული საუკუნის განმავლობაში ჩატარებულ გამოკვლევებს შორის ყველაზე გამართული და, შესაბამისად მიღებული შედეგებიც, ყველაზე საიმედო იყო. მასში 90 მეტეოროლოგიური სადგურისათვის შეიქმნა 1906-1996წწ პერიოდის მონაცემთა ბაზა. კვლევის ძირითადი შედეგი იმაში მდგომარეობს, რომ თანამედროვე გლობალური დათბობის საერთო ფონზე აღმოსავლეთ საქართველოში დადგინდა ტემპერატურის ზრდა, ხოლო დასავლეთში - უმთავრესად კლება. საშუალო წლიური ტემპერატურის ზრდის ყველაზე მაღალი სიჩქარეები აღინიშნა ქვემო ქართლის ვაკეზე, ქართლის და კახეთის ქედებზე, ლიხის ქედის აღმოსავლეთ კალთებზე და ბორჯომის ხეობაში. ამ რაიონებში ტემპერატურის ზრდის ყოველწლიური სიჩქარე აღემატება $0,005^{\circ}\text{C-ს}$. ტემპერატურის უმნიშვნელო კლება აღინიშნა ჯავახეთის ზეგანზე. დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიის დიდ ნაწილზე წლიური ტემპერატურების მნიშვნელოვანი ცვლილება არ შეინიშნება, ცალკეულ რაიონებში კი შეიმჩნევა აცივება. აცივება დამახასიათებელია კოლხეთის დაბლობის შიდა რაიონებისათვის, მესხეთის ქედის დასავლეთი ნაწილისა და მდინარე ენგურის ხეობის ზემო წელისათვის. დათბობის ცალკეული კერებია შავი ზღვის სანაპიროზე, აჭარაში ჩაქვის მახლობლად, იმერეთის მაღლობზე და რაჭის ქედზე.

დასავლეთ საქართველოში მიმდინარე აცივების მთავარ მიზეზად გ.მეტრეველმა (Метревели Г.С., Метревели М.Г., 2001) შავი ზღვის აცივება მიიჩნია. მასინ ცხადია, რომ ეს თანაბრად უნდა ეხებოდეს მთლიანად კოლხეთის დაბლობს და მის მიმდებარე მთიან, უპირველეს ყოვლისა, დაბალმთიან რაიონებს. მაგრამ ეს ასე არ არის, კერძოდ, თუ კოლხეთის დაბლობის დიდ ნაწილზე და აფხაზეთის ტერიტორიაზე ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურა კლებულობდა $0,01-0,03^{\circ}$ -ით ყოველ 10 წელიწადში, შავი ზღვის მიმდებარე ტერიტორიაზე აგრეთვე კოლხეთის დაბლობის ნაწილზე და მდინარე ენგურის ხეობაში ტემპერატურა იზრდებოდა, ხოლო ტემპერატურის ზრდის ყველაზე დიდი სიჩქარე ეგრისის, ლეჩხუმის და რაჭის ქედებზე დაფიქსირდა და ყოველ ათ წელიწადში $0,03^{\circ}$ შეადგინა. ეს იმაზე მიუთითებს, რომ შავი ზღვის გარდა აცივების პროცესს სხვა მექანიზმებიც გან-

საზღვრავენ. ამ თეზისს განამტკიცებს ის, გარემოებაც, რომ აცივების ცალკეული კერები აღმოსავლეთ საქართველოშიც აღინიშნება. ამრიგად შავი ზღვის ზედაპირული წყლის ტემპერატურის შემცირება გავლენას მოახდენს მხოლოდ სანაპირო ზოლის ჰაერის ტემპერატურაზე და მისი გავრცელება მთლიანად დასავლეთ საქართველოზე დაუშვებელია.

დასავლეთ საქართველოში მიმდინარე აცივება ა.ხანთაძემ, თ.გზირიშვილმა და გ.ლაზრიევმა (1997) აეროზოლების სიმკვრივის სიჭარბით ახსნეს, რაც მათივე აზრით განპირობებულია ადვექციურ-დინამიკური ფაქტორებით და მუსონური ცირკულაციით. აეროზოლურ ნაკადს გააჩნია უფრო დიდი ინერცია, ვიდრე სათბურის აირების ნაკადს, ამიტომ მუსონური ცირკულაციის შედეგად იქმნება აეროზოლების სიჭარბე, რაც დასავლეთ ამიერკავკასიაში აცივების ძირითადი მიზეზია.

რა თქმა უნდა ზემოდ წამოყენებული ორივე ჰიპოთეზა საყურადღებოა, თუმცა შავი ზღვა და ცირკულაცია, თანაბრად უნდა მოქმედებდეს მთელ დასავლეთ ამიერკავკასიაზე. მაგრამ დასავლეთ საქართველოში კლიმატის ცვლილების ძალზე რთული სურათი აღინიშნებოდა - მიუხედავად იმისა, რომ აცივება დომინირებდა, ცალკეულ კერებში დათბობა მიმდინარეობდა. ანალოგიური სურათია აღმოსავლეთ საქართველოში, დათბობის საერთო ფონზე ტემპერატურის ცვლილების უარყოფითი სიჩქარეები აღინიშნა მთელ რიგ პუნქტებში – აბასთუმანში, ახალქალაქში, ახალციხეში, გორში, გუდაურში, და სხვა. კლიმატის ცვლილების წამოყენებულ მექანიზმებს უარყოფს აგრეთვე აზერბაიჯანში ჩატარებული გამოკვლევები (Сапаров С.Г., 2000). აცივების მძლავრი კერა აღინიშნება ლენქორანის ოლქში, სადაც არც შავი ზღვის გავლენაა და არც იმ ტიპის ცირკულაციაა, რაც კოლხეთისათვის არის დამახასიათებელი. ამრიგად ლოკალური კლიმატების ცვლილების მთავარი მიზეზი ადგილობრივ ბუნებრივ-ლანდშაფტურ პირობებში უნდა ვეძიოთ.

ჩვენი გამოკვლევებით აღმოჩნდა, რომ ლოკალური კლიმატების მოზაიკური ცვლილების ძირითადი მიზეზი ბუნებრივ ლანდშაფტური პირობების თავისებურებაშია. ჰუმიდურ ლანდშაფტებში სითბოს დიდი რაოდენობა აორთქლებაზე იხარ-

ჯება, მთებში კი თოვლის დნობაზე, ამიტომაც მათი რეაქცია გლობალური დათბობის მიმართ გაცილებით სუსტია, ვიდრე არაჰუმიდური ლანდშაფტებისა (Элизбарашვილი Э.Ш., Элизбарашვილი М. Э., 2002).

2001 წელს ნბეგალიშვილის და ე.ელიზბარაშვილის რედაქციით გამოქვეყნდა საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის მეცნიერ თანამშრომელთა კოლექტიური მონოგრაფია “თბილისის კლიმატის მრავალწლიური ცვლილება და ციკლური რყევადობა”. მასში, თბილისის ჰიდრომეტეოროლოგიური ობსერვატორიის 150 წლიანი დაკვირვებათა მონაცემების საფუძველზე(1844-1995 წწ), ჩატარებულია კლიმატის მრავალწლიური ცვლილების და ციკლური რყევადობის მრავალმხრივი გამოკვლევა. ტემპერატურის მრავალწლიან სვლაში გამოვლინდა სხვადასხვა ხანგრძლივობის და ინტენსივობის დათბობის და აცივების ტალღები. საშუალო წლიური ტემპერატურის სვლაში 1850-1863 წლებში აღინიშნა აცივება, რომელიც 1864-1875 წლებში შეიცვალა დათბობით. 1876-1886 წლებში აღინიშნა აცივების ახალი ტალღა. 1887-1908 წლებში თბილისში ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურა მერყეობდა უმნიშვნელოდ, ხოლო 1909-1963 წლებში გამოიკვეთა მისი ზრდის ტენდენცია, რომელიც 1964-1973 წლებში კლებით შეიცვალა. დაწყებული 1974 წლიდან ჰაერის ტემპერატურა იზრდება. ტემპერატურის ცვლილების ხასიათი და ინტენსივობა მნიშვნელოვნად დამოკიდებულია წელიწადის სეზონზე, ყველაზე მგრძობიარე აღმოჩნდა ზამთარი. ტემპერატურის ცვლილების ასეთი ხასიათი განპირობებულია უმთავრესად ბუნებრივი ფაქტორებით, მათ შორის მზის აქტივობით და ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესებით. დადგინდა, რომ მზის მაქსიმალური აქტივობის ეპოქებში ტემპერატურის საშუალო დონე მაღალია, ვიდრე მზის მინიმალური აქტივობის ეპოქებში. დადგინდა აგრეთვე ტემპერატურის ცვლილების ტენდენციები ატმოსფეროს ცირკულაციის ფორმების განსხვავებულ ეპოქალურ პერიოდებში. დასავლეთის ცირკულაციის გააქტიურების ფაზას(1890-1930 წწ) საშუალო წლიური ტემპერატურის დაბალი, ხოლო შესუსტების ფაზას(1950-1990 წწ)-ტემპერატურის მაღალი დონე შეესაბამება. შებრუნებული სურათი

აღინიშნა აღმოსავლეთის ცირკულაციის გააქტიურების პირობებში. მერიდიანული ცირკულაცია ტემპერატურის მნიშვნელოვან ცვლილებებს არ განაპირობებს. ამავე მონოგრაფიაში კლიმატის ცალკეული ელემენტების სვლაში შეფასებული იყო ურბანიზაციის ეფექტი. თბილისის ტემპერატურულ რეჟიმში ურბანიზაციის ეფექტი განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ზაფხულში, შემოდგომის დასაწყისსა და ზამთრის პირველ ნახევარში. ზაფხულში ურბანიზაციის ეფექტი უდიდესია და ტემპერატურის საშუალო თვიურ სიდიდეში შეადგენს 1-1,3⁰-ს, რაც გამოწვეულია ნაგებობათა დამატებითი გამოსხივებით და ქარის სინქარის შემცირებით, რის შედეგადაც ქალაქის ზედაპირიდან სითბოს გამოსხივება შემცირებულია. ზამთარში ურბანიზაციის ეფექტი 1⁰-მდე აღწევს. ამ დროს ქალაქის სითბურ რეჟიმზე განსაკუთრებულ გავლენას ახდენს სათბობის წვის შედეგად გამოყოფილი სითბო. ურბანიზაციის ეფექტი მინიმალურია გაზაფხულზე და 0,2-0,4⁰-ს შეადგენს, რაც წელიწადის ამ დროისათვის დამახასიათებელი რადიაციული და ცირკულაციური პროცესებით აიხსნება.

შეფასებული იყო ატმოსფეროს ტენშემცველობის, კერძოდ წყლის ორთქლის და შეფარდებითი სინოტივის საუკუნოვანი ცვლილებები და მათი გავლენა წყალბრუნვაზე (Бегалишвили Н.А., Тавართილაძე К.А., Вачнадзе Д.А. , 2007).

საქართველოს კლიმატის ცვლილების თანამედროვე მდგომარეობა წარმოდგენილია კოლექტიურ მონოგრაფიაში “საქართველოს კლიმატის ცვლილება გლობალური დათბობის პირობებში: (ელიზბარაშვილი ე., ტატიშვილი მ., ელიზბარაშვილი მ., მესხია რ., ელიზბარაშვილი შ., 2013). შექმნილია 25 კმ-იანი ბიჯის ბადური მონაცემთა უნიკალური ბაზა და შედგენილია ტემპერატურის და ნალექების ცვლილების გეოინფორმაციული რუკები. ბადური მონაცემებით შექმნილი რუკები აზუსტებს ტემპერატურის ცვლილების ხასიათს საქართველის ტერიტორიაზე. ბადური მონაცემების თანახმად ზომიერი დათბობის ზონა, სადაც ტემპერატურის ზრდის დეკადური სინქარე 0.06⁰-0.10⁰ შეადგენს, აღმოსავლეთ საქართველოში გაფართოებულია. ასეთივე სინქარით ტემპერატურის ზრდა გამოვლენილია არსიანის ქედზე, რაც

არ აღინიშნებოდა სადგურების მონაცემებით შექმნილ სხვა რუკებზე. ლოკალიზებულია აცივების არეალი აფხაზეთის ტერიტორიაზე, სოხუმის მახლობლად. მესხეთის ქედის აღმოსავლეთი ნაწილის ჩრდილოეთ ფერდობზე გამოვლენილია ძლიერი, ხოლო იორის ზეგანის უკიდურეს აღმოსავლეთ ნაწილში- ზომიერი აციება. მნიშვნელოვნად შეცვლილია ნალექების წლიური ჯამების ცვლილების სურათი აჭარის მთიან რაიონებში. აქ ბადური მონაცემების თანახმად აღინიშნება ნალექების ზრდა 3-5% სიჩქარით, მაშინ, როდესაც სადგურების მონაცემებით აგებულ რუკებზე ნალექების ზრდის სიჩქარე არ აღემატება 1-3%-ს. შიდა ქართლში გაზრდილია არეალი, სადაც ნალექების ცვლილება არ აღინიშნება, ხოლო ნალექების 5%-ზე მეტი სიდიდით კლების არეალი ქვემო ქართლში ლოკალიზებულია.

მიმდინარე საუკუნის დასაწყისში საქართველოს მრავალფეროვანი ბუნებრივი ლანდშაფტების კლიმატური თავისებურებების კვლევის შედეგად საფუძველი ჩაეყარა კლიმატოლოგიის ახალ მიმართულებას – ლანდშაფტების კლიმატოლოგიას, რომელიც იკვლევს ბუნებრივი ლანდშაფტების ფორმირების პირობებს, კლიმატურ რეჟიმს, ფუნქციონირების კლიმატურ კანონზომიერებებს, რესურსულ პოტენციალს, ლანდშაფტების რეაქციას გლობალური დათბობის მიმართ და მათ ტრანსფორმაციას. ამ მიმართულების გამოკვლევები შეჯამდა მონოგრაფიაში – Основные проблемы климатологии ландшафтов (Элиზбарაშვილი Э.Ш., Элиზбарაშვილი М. Э., 2006).

საქართველოსათვის დამახასიათებელია საშიში და სტიქიური მეტეოროლოგიური მოვლენები, რომლებიც ქვეყანას მნიშვნელოვან მატერიალურ ზარალს აყენებს, ხოლო ზოგჯერ ადამიანთა მსხვერპლსაც იწვევს. საქართველოში 1883 წლის შემდეგ (Опасные гидрометеорологические явления на Кавказе.,1983) სტიქიური მეტეოროლოგიური მოვლენების კვლევები, ბუნებრივი კატასტროფების კვლევების საგრანტო პროექტის ფარგლებში ჩატარდა, და შედეგები მრავალრიცხოვან სტატიებში გამოქვეყნდა, ხოლო შემდეგ მოხდა მისი მონოგრაფიული განზოგადოება (Элиზбарაშვილი Э.Ш., Элиზбарაშვილი М.Э.,2012). მონოგრაფიაში შეჯამებულია კვლევები

დისკომფორტული ტემპერატურების, წაყინვების, გვალვის, უხვი ნალექების, ელჭექის, სეტყვის, ნისლის და შემოყინულობის შესახებ, შედგენილია ამ მოვლენების ინტენსივობის გეოინფორმაციული რუკები.

საქართველოს კლიმატოლოგიური გამოკვლევების განვითარებაში მნიშვნელოვანი მოვლენა იყო საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასის (2011) გამოქვეყნება. ატლასი შესრულდა საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის კლიმატოლოგიის და აგრომეტეოროლოგიის განყოფილებაში. ის წარმოადგენს ქართველი კლიმატოლოგების და აგრომეტეოროლოგების მრავალწლიური კვლევების შეჯამების შედეგს. ატლასში წარმოდგენილია 112 თემატური რუკა საქართველოს კლიმატის, კლიმატური და აგროკლიმატური რესურსების შესახებ.

საქართველოს რეგიონალური მართვის პირობებში აუცილებელია, რომ თითოეულ რეგიონს გააჩნდეს თანამედროვე მეცნიერულ დონეზე შეფასებული კლიმატის და კლიმატური რესურსების სრული კადასტრი. ამასთან დაკავშირებით მნიშვნელოვანი კლიმატოლოგიური გამოკვლევები მიმდინარეობს ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის ამავე განყოფილებაში. მხედველობაშია საქართველოს ადმინისტრაციული რეგიონების კლიმატის და კლიმატური რესურსების კვლევა.

დაწყებული 2000 წლიდან შესრულებულია რამოდენიმე რეგიონის კლიმატური გამოკვლევა და გამოცემულია სერიით “საქართველოს ჰავა” (საქართველოს ჰავა. ტომი. 1, აჭარა, 2003; საქართველოს ჰავა. ტომი. 2, აფხაზეთი, 2006; საქართველოს ჰავა. ტომი. 3, სამეგრელო-ზემო სვანეთი, 2010; საქართველოს ჰავა. ტომი. 4, გურია, 2011; საქართველოს ჰავა. ტომი. 5, შიდა ქართლი, 2016). თითოეულ მათგანში განხილულია რეგიონის კლიმატის ფორმირების ძირითადი ფაქტორები, კლიმატის ელემენტების ტერიტორიული განაწილების კანონზომიერებანი, კლიმატური და აგროკლიმატური რესურსები, კომპლექსური კლიმატური მახასიათებლები და ამინდის საშიში მოვლენები.

საქართველოს კლიმატის შესახებ ძალიან მრავალრიცხოვანი ლიტერატურა არსებობს და აქ მათი ჩამოთვლა შეუძლებელია. ჩვენ ძირითადი ყურადღება გავამახვილეთ მონოგ-

რაფიული ხასიათის ნაშრომებზე, რომლებიც აჯამებენ ამ თუ იმ მიმართულების კვლევის შედეგებს და სრულყოფილ წარმოდგენას ქმნიან საქართველოში კლიმატოლოგიის განვითარების შესახებ. აქვე აუცილებლად მიგვაჩნია აღვნიშნოთ, რომ საქართველოს კლიმატოლოგიური გამოკვლევების განვითარებაში განსაკუთრებული დამსახურება მიუძღვის ი.ქურდიანს, მ.კორძახიას, ი.ცუცქირიძეს, ვ. სულაქველიძე და გ.ჭირაქაძეს, ავტორი მოკრძალებით და მათდამი მადლიერების გრძნობით აღვნიშნავს, რომ თავს თვლის ამ გამორჩენილი კლიმატოლოგების მოსწავლედ.

მრავალი წლის მანძილზე საქართველოს კლიმატოლოგიის პრობლემებზე წარმატებით მუშაობდნენ და მუშაობენ აგრეთვე აბალაბუევი, შ.გავაშელი, ს.გუნია, კ.გოგიშვილი, ნ.გვასალია, ლ.პაპინაშვილი, ე.სუხიშვილი, რ.კორძახია, ნ.ასლანიკაშვილი, მ.ხვიჩია, შ.ჯავახიშვილი, რ.სამუკაშვილი, ჯ.ვანნაძე, ლ.ქართველიშვილი, კ.თავართქილაძე, დ.მუმლაძე, მ.ელიზბარაშვილი და სხვ.

თავი 1. ჰავის წარმომქმნელი ძირითადი ფაქტორები

1.1. საქართველოს ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები

საქართველოს ჰავის ჩამოყალიბების უმნიშვნელოვანეს ფაქტორს მისი გეოგრაფიული მდებარეობა და ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები წარმოადგენს. საქართველო მდებარეობს აღმოსავლეთ ევროპას, წინა აზიას, შავ ზღვასა და კასპიის ზღვისპირა მხარეს შორის, ზომიერი და სუბტროპიკული ჰავის სარტყელების საზღვარზე. საქართველოს ტერიტორია ისტორიული დროის განმავლობაში მნიშვნელოვნად იცვლებოდა და XI-XII საუკუნეებში დავით აღმაშენებლისა და თამარ მეფის ხანაში შეიქმნა ქართველთა ერთიანი სახელმწიფო-საქართველო, რომლის ფართობიც ორჯერ აღემატებოდა საქართველოს დღევანდელ ფართობს, რომელიც 69700 კვ. კმ-ს შეადგენს.

გეოტექტონიკური თვალსაზრისით საქართველო ალპურ-ჰიმალაური დანაოჭების ვრცელ სარტყელში ცენტრალური მდებარეობა უკავია. ის იწყება ატლანტის ოკეანის სანაპიროდან და მოიცავს ხმელთაშუა და შავი ზღვების მიმდებარე მთიან ნაწილებს, წინა აზიასა და ჰიმალაის მთიანეთს.

ეკონომიკურ-გეოგრაფიული თვალსაზრისით, საქართველო ევროპისა და აზიის შესაყარზე მდებარეობს და ევროპისა და აზიის დამაკავშირებელ ხიდს წარმოადგენს. საქართველოს ჩრდილოეთი საზღვარი მიჰყვება კავკასიონის კლდოვან თხემს, ზღვის დონედან 3000-4000მ სიმაღლეზე, აქ გადის საზღვარი რუსეთის ფედერაციასთან. აღმოსავლეთის საზღვარი, სადაც საქართველო ესაზღვრება აზერბაიჯანს, ეშვება კავკასიონის მთავარი ქედის სამხრეთ კალთაზე და გასდევს ალაზნის ქვემო დინებას. საქართველოს აღმოსავლეთის საზღვრიდან 200-300 კმ მანძილზე მდებარეობს კასპიის ზღვა. სამხრეთი საზღვარიც მთიანია და ძირითადად განლაგებულია ზღვის დონედან 2000-2500 მ სიმაღლეზე. აქ საქართველოს ესაზღვრება სომხეთი და თურქეთი, ხოლო სამხრეთ-აღმოსავლეთით – აზერბაიჯანი. დასავლეთიდან საქართველოს ტერიტორიას დაახლოებით 300 კმ მანძილზე შავი ზღვა აკრავს.

საქართველოს ტერიტორიის რელიეფი მეტად დანაწევრებულია. ცალკეული მწვერვალების სიმაღლე აღემატება 5000 მ, ასეთებია შხარა(5200 მ), ჯანდა(5058 მ) და მყინვარწვერი(5047 მ). დაბლობები კი მდებარეობს ზღვის დონეზე. ტერიტორიის რელიეფის ვერტიკალურ განვითარებაში იგრძნობა განსხვავებები, რაც კარგად ჩანს ქვემოთ მოყვანილი ცხრილიდან.

ცხრილი 1.1.1. საქართველოს ტერიტორიის დანაწევრება სიმაღლის მიხედვით

სიმაღლე ზღვის დონედან, მ	ტერიტორიის ფართობი, %
0-200	11,4
200-500	13,0
500-1000	21,7
1000-1500	18,2
1500-2000	16,3
2000-2500	9,8
2500-3000	7,5
3000 ზე მეტი	2,1

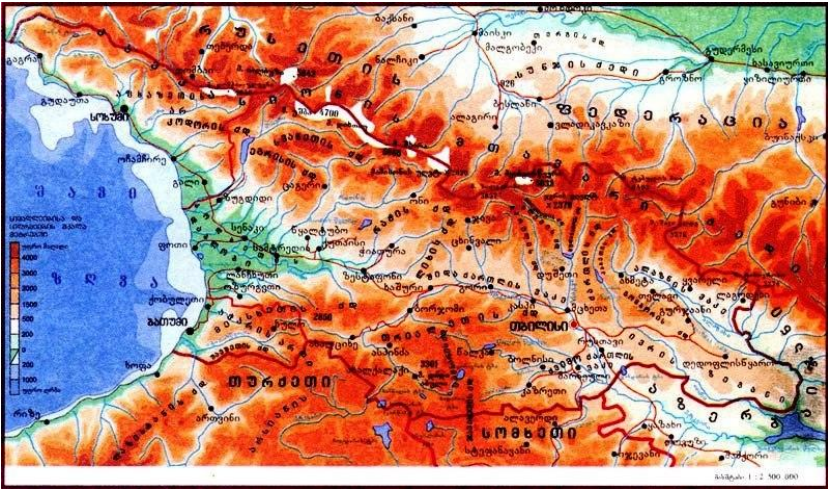
როგორც ცხრილიდან ჩანს საქართველოს ტერიტორიის უდიდესი ნაწილი მთებს უკავია, ზღვის დონედან 500 მ-ზე მაღლა მოთავსებულია ტერიტორიის თითქმის 75%. აქედან თითქმის 35% საშუალო მთის ზონაა (1000-2000 მ). დაბლობები ტერიტორიის მხოლოდ 25%-ს შეადგენს.

საქართველოს ტერიტორიის რელიეფის მრავალფეროვნება კარგად ჩანს საქართველოს ფიზიკური რუკიდან, რომელიც გამოსახულია ნახ. 1.1.1-ზე. რუკაზე მოჩანს, რომ საქართველოში არის, როგორც დაბლობები, ისევე მაღლობები, ზეგნები და მთები უმაღლესი მწვერვალებით.

საქართველოს ტერიტორია რელიეფის მხრივ შეიძლება დაიყოს მკვეთრად განსხვავებულ სამ მხარედ: კავკასიონის მთიანი მხარე, საქართველოს სამხრეთი მთიანეთი და მათ შორის მოთავსებული საქართველოს ბარი.

ტერიტორიის ჩრდილოეთ ნაწილში ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით გადაჭიმულია მთავარი კავკასიონის ქედი, რომელიც წარმოადგენს ჩრდი-

ლოეთ კავკასიისა და ამიერკავკასიის მდინარეთა ძირითად წყალგამყოფს. მის სამხრეთ ფერდობზე გამოიყოფა დასავლეთი, ცენტრალური (შუა) და აღმოსავლეთი ნაწილები. დასავლეთში მთავარი ქედის გამყოლი ქედებია გაგრის, ბზიფის, ჩხალთის, კოდორის, სვანეთის, ეგრისის, ლეჩხუმის და რაჭის. ქედებს შორის მოთავსებულია ფსოუს, ბზიფის, კოდორის, ენგურის, ცხენისწყლის, რიონის ხეობები, რომელთაც გამყოლი მიმართულება აქვს.



ნახ. 1.1.1. საქართველოს ფიზიკური რუკა.

ცენტრალური კავკასიონის შემადგენლობაში ქედებს უმთავრესად მერიდიანული მიმართულება აქვს. ასეთებია გუდისის, ხარულის, ლომისის, გუდამაყრის, ქართლის და კახეთის ქედები. მათ შორის მოქცეულია ღიახვის, მეჯუდის, ქსნის, არაგვის, ფშავის და ხევსურეთის არაგვის ხეობები.

აღმოსავლეთ კავკასიონს მიეკუთვნება თუშეთის გამყოლი ქედი, ალაზნის, იორის, თუშეთისა და პირიქითა ალაზნის ხეობები.

ტერიტორიის სამხრეთ ნაწილში, მთავარი კავკასიონის ქედის პარალელურად, გადაჭიმულია საქართველოს სამხრეთ მთიანეთი, რომელიც ღიხის ქედის საშუალებით უკავშირდება კავკასიონის მთავარ ქედს. საქართველოს სამ-

ხრეთი მთიანეთი შეიცავს მესხეთისა და თრიალეთის ქედებს, ახალციხის ქვაბულს, ჯავახეთისა და ერუშეთის ვულკანურ მთიანეთებს.

კავკასიონსა და საქართველოს სამხრეთ მთიანეთს შორის მოთავსებულია მთათაშორისი ბარი, სადაც გამოიყოფა კოლხეთის ბარი, იმერეთის მაღლობი, შიდა ქართლის ბარი, ქვემო ქართლის ბარი და კახეთის ბარი.

კოლხეთის ბარი, რომლის ფართობიც 13000 კვ.კმ-ია, გადაჭიმულია დასავლეთიდან, შავი ზღვიდან, აღმოსავლეთისაკენ. მას სამკუთხედის ფორმა აქვს, რომლის ფუძეც შავი ზღვისკენაა მიმართული. ბარის ბუნებრივ საზღვრებს წარმოადგენს: ჩრდილოეთით – ბზიფის ქედის სამხრეთი ფერდობები, ხოლო სამხრეთით – მესხეთის ქედის ჩრდილოეთის ფერდობები. ბარის დახრილობა ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან სამხრეთ-დასავლეთისაკენ განაპირობებს მდინარეების კოდორის, ოქუშის, სუფსის, რიონის და ა.შ. ძირითად მიმართულებებს.

კოლხეთის ბარის აღმოსავლეთით აღმართულია იმერეთის მაღლობი. მას აღმოსავლეთიდან შიდა ქართლის ბარი ესაზღვრება. მაღლობის უმაღლესი ნაწილია ლიხის ქედი. იმერეთის მაღლობს აღმოსავლეთიდან ესაზღვრება შიდა ქართლის ბარი, რომლის ძირზეც მდებარეობს შიდა ქართლის ვაკე. ვაკის შუა ნაწილი 750 მეტრზეა ზღვის დონე-დან. შიდა ქართლის ბარი იკვეთება მდინარეებით ლიახვი, მეჯუდა, თორთლე და სხვ.

შიდა ქართლის ბარის სამხრეთ-აღმოსავლეთით მდებარეობს ქვემო ქართლის ბარი. აქ გამოიყოფა თბილისის ქვაბული, ქვემო ქართლის ვაკე და მთისწინეთი. ქვემო ქართლის ბარის აღმოსავლეთით ტერიტორია უკავია კახეთის ბარს, რომელიც მოიცავს კახეთის ანუ ალაზნის ვაკეს, გომბორის ქედს და ივრის ზეგანს.

საქართველოში ბევრი მდინარეა. ისინი განსხვავდებიან საზრდოობით და რეჟიმით. შავი ზღვის აუზის მდინარეთა ქსელი (რიონი, ენგური, კოდორი, აჭარისწყალი, ბზიფი, ცხენისწყალი და ა.შ.) უფრო ხშირია, ვიდრე კასპიის ზღვის მდინარეთა ქსელი (მტკვარი, ხრამი, ალაზანი, იორი, არაგვი და ა.შ.), რაც გამოწვეულია დასავლეთ საქართველოში ატ-

მოსაფერული ნალექების სიუხვის გამო. ამავე დროს დასავლეთ საქართველოს მდინარეები ხასიათდებიან ზაფხულის წყალდიდობით, რადგანაც ისინი საზრდოობენ კავკასიონის მაღალი მთის ზონის მარადიული თოვლისა და მყინვარების დნობისაგან მიღებული წყლებით. აღმოსავლეთ საქართველოს მდინარეებისათვის წყალდიდობა დამახასიათებელია გაზაფხულზე, როდესაც ხშირია თავსხმა წვიმები და მთავრდება თოვლის დნობა მთებში.

საქართველოს მდინარეებს შორის უგრძესია მტკვარი, რომლის საერთო სიგრძე 1500 კმ-ს აღემატება, ხოლო საქართველოს საზღვრებში ყველაზე გრძელია ალაზანი (390 კმ). უდიდესი აუზის ფართობი გააჩნია მდინარე მტკვარს (188 ათასი კვ.კმ).

საქართველოში 860-მდე ტბაა, რომელთა საერთო ფართობიც 170 კვ. კმ-ს აღემატება. ისინი განსხვავდებიან წარმოშობის, სიდიდის, რეჟიმის და სხვა თვისებების მიხედვით. ჯავახეთის ზეგანზე მდებარეობს საქართველოს უდიდესი ტბები – ფარავანი და ტაბაწყური; კოლხეთის დაბლობზე – პალიასტომი და ჯაპანის ტბა; კავკასიონის კალთებზე – ყელის, რიწის, ბაზალეთის და სხვ.; ბაკურიანის მხარეში – კახისის, წეროს, დაბაძველისა და სხვა ტბები.

რელიეფის ძლიერი დანაწევრება და სხვა ბუნებრივი კომპონენტების მრავალფეროვნება განაპირობებს ნიადაგების დიდ მრავალფეროვნებას. გამოიყოფა 3 ნიადაგური ოლქი: დასავლეთის, აღმოსავლეთის და სამხრეთის. თითოეულ მათგანში ნიადაგწარმომქმნელი პირობებისა და პროცესების მიხედვით გამოიყოფა ზონები და ქვეზონები, ხოლო ამ უკანასკნელთა ფარგლებში – რაიონები და ქვერაიონები. საქართველოში 48 ნიადაგური რაიონი და 169 ქვერაიონია.

ნიადაგების გეოგრაფიულ განაწილებაში აღინიშნება ვერტიკალური ზონალურობა. ის სხვადასხვაგვარად არის გამოხატული დასავლეთ, აღმოსავლეთ და სამხრეთ საქართველოში. ნიადაგების ძირითადი ტიპებია ტენიანი სუბტროპიკული, მშრალი სუბტროპიკული, მთა-ტყის, მთა-მდელოს, მთის შავმიწები, მაღალი მთის, ალუვიური და სხვ.

მდიდარი და მრავალფეროვანია საქართველოს მცენარეულობაც. ის დაახლოებით 13300 სახეობას ითვლის, მათ

შორის 4225 თესლოვანი მცენარეა, 75-გვიმრისებური, 600-ხავსები, 600-მღიერები, 500-სოკოვანები, 2000-წყალმცენარეები. ბევრია რელიქტური და ენდემური მცენარეულობა. ენდემური მცენარეებიდან ცნობილია ბიჭვინთისა და ელდარის ფიჭვი, სამეგრელოს არყი, ქართული ნუში და სხვ. რელიქტური მცენარეები ფართოდაა გავრცელებული კოლხეთში, მაგალითად პონტოს მუხა, შქერი, წყავი და სხვ. ტყეებს უკავია ტერიტორიის მესამედი ნაწილი, ქვედა სარტყელი წარმოდგენილია ფართოფოთლოვანი ჯიშებით, ზედა სარტყელი – წიწვოვანი ტყეებით, მაღალმთიან რაიონებში ჭარბობს ფიჭვნარი, ხოლო 1800-2000 მ მაღლა – ალპური მდელოები. ბარი დაკავებულია ჭაობიანი ადგილების მცენარეული ტიპებით, ნახევრადუდაბნოებით, ფართოდ არის განვითარებული კულტურული მცენარეულობა.

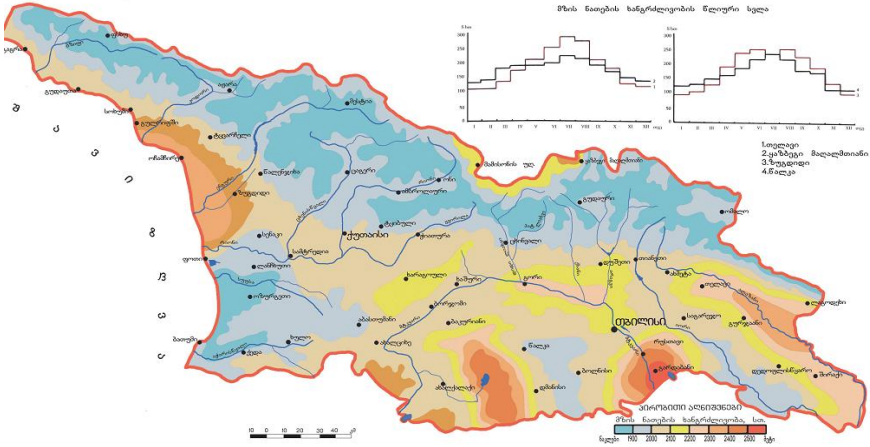
საქართველოს ტერიტორიაზე გამოვლენილია 150-მდე დასახელების ლანდშაფტი, ისინი იყოფა ორ ჯგუფად – ბარის და მთის კლასების ლანდშაფტებად.

12. ჰავის რადიაციული ფაქტორები

დედამიწის ზედაპირზე და ატმოსფეროში მიმდინარე ყველა ბუნებრივი პროცესის ენერჯის ძირითადი წყარო მზის გამოსხივებაა. დედამიწამდე აღწევს მზის სხივური ენერჯის მხოლოდ მეორმდიარდედი ნაწილი. მიუხედავად ამისა, მასთან შედარებით ყველა სხვა ბუნებრივი წყაროს სიმძლავრე, მათ შორის ვარსკვლავთა გამოსხივება, კოსმოსური სხივები, მთვარის გამოსხივება და სხვ., უმნიშვნელოა.

საქართველოს ზოგადი ასტრო- და ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები, რთული რელიეფი და ატმოსფეროს მაღალი გამჭვირვალობა, ხელს უწყობს მზის სხივური ენერჯის დიდი რაოდენობით მოსვლას. მზის ნათების საშუალო წლიური ხანგრძლივობა, აჭარის და კავკასიონის მნიშვნელოვანი ნაწილის გამოკლებით, ყველგან აღემატება 2000 სთ-ს, აჭარაში და კავკასიონის ცალკეულ რაიონებში კი კლებულობს 1800-1900 სთ-მდე (ნახ.1.2.1). მზის ნათების ხანგრძლივობის მაღალი მაჩვენებლები დამახასიათებელია ქვემო ქართლის, ალაზნის ვაკის, შირაქის ვაკის, სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთის და შავი ზღვის სანაპიროსათვის (ფოთი-

სოხუმის მონაკვეთი) (2300-2500სთ). მზის ნათების ხანგრძლივობის წლიურ სვლაში, ცხადია, მაქსიმუმი ზაფხულის თვეებში აღინიშნება და 216 სთ-დან (ანასუელი) 348 სთ-მდე (გარდაბანი) ფარგლებში მერყეობს.



ნახ. 1.2.1. მზის ნათების ხანგრძლივობა. სთ. (ეელიზბარაშვილი, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)

დედამიწაზე მოსული მზის პირდაპირი რადიაციის წლიური მნიშვნელობა 115-140 კკალ/კვ.სმ შეადგენს. მისი სიდიდე დამოკიდებულია, როგორც ადგილის სიმაღლეზე და წელიწადის დროზე, ისე ჰაერის ტენიანობაზე, ღრუბლიანობაზე, ატმოსფეროს სისუფთავესა და გამჭვირვალობაზე. წლის განმავლობაში მზის ნათების ხანგრძლივობის ცვალებადობის გამო იცვლება პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობის და დღეღამური სვლის ხასიათი. ამასთანავე, პირდაპირი რადიაციის სვლა ჰორიზონტალურ და ვერტიკალურ ზედაპირებზე, დაცემის განსხვავებული კუთხეების გამო, განსხვავებულია. ეს განსხვავება შენარჩუნებულია მთელი წლის განმავლობაში (ცხრილი 1.2.1).

ატმოსფეროში მზის პირდაპირი რადიაციის გაბნევის გამო, რადიაციის ნაწილი დედამიწამდე აღწევს გაბნეული რადიაციის სახით. გაბნეული რადიაციის ხვედრითი წილი მზის რადი-

აციის საერთო ნაკადში წლიური ჯამებისათვის უდრუბლო ცის პირობებში შეადგენს 15-20%-ს, ხოლო მნიშვნელოვანი მოღრუბლულობის პირობებში- 40-60%-ს. უფრო მეტიც, ზამთრის თვეებში გაბნეული რადიაცია აღემატება პირდაპირ რადიაციას. ასე მაგალითად, ი.ცუცქირიძის (Цуцქირიძე,1967) მონაცემებით თბილისში გაბნეული რადიაცია ნოემბერში შეადგენს პირდაპირი რადიაციის 109%-ს, დეკემბერში-118%-ს, იანვარში-126%-ს და თებერვალში-115%-ს. სოხუმისათვის შესაბამისად: დეკემბერში-124%-ს, იანვარში-114%-ს და თებერვალში-104%-ს.

ცხრილი 1.2.1. პირდაპირი რადიაციის თვიური ჯამები სხივებისადმი მართობულ (ა) და პორიზონტალურ (ბ) ზედაპირზე. კკალ/კვ.სმ.
(Цуцქირიძე Я.А. 1967)

თვეები											
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
თბილისი-ა-ბ											
5.3	5.9	9.0	10.7	12.7	15.7	15.7	15.5	12.4	9.9	5.6	5.1
1.9	2.7	5.0	6.9	9.0	11.3	11.1	10.4	7.4	4.9	2.2	1.1
ვაზბეგი- ა- ბ											
10.6	12.6	16.3	16.2	18.3	20.0	19.7	18.3	16.7	13.7	11.8	9.7
3.7	5.5	7.6	10.1	12.9	13.2	13.0	11.9	9.7	7.0	5.1	3.0
სოხუმი -ა-ბ											
6.2	6.6	9.9	10.0	13.7	15.4	18.0	17.4	14.2	11.7	8.7	5.4
2.2	2.8	5.5	6.5	9.5	10.6	12.7	11.8	8.4	5.6	3.3	1.7

პირდაპირი და გაბნეული რადიაციების სახით დედამიწის ზედაპირზე მოსული მოკლეტალღოვანი რადიაცია შეადგენს მზის ჯამურ რადიაციას. ჯამური რადიაცია აგრეთვე ხასიათდება მკვეთრად გამოსატული წლიური სვლით, მაქსიმუმით ზაფხულში (15-20 კკალ/კვ.სმ. თვეში) და მინიმუმით ძამთარში (3,6-5,6 კკალ/კვ.სმ. თვეში). ჯამური რადიაციის წლიური მნიშვნელობა ტერიტორიის უდიდეს ნაწილზე იცვლება 115-155 კკალ/კვ.სმ. ფარგლებში.

საქართველოს პირობებში მზის ჯამური რადიაციის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით აღიწერება წრფივი კანონით;

$$Q(H)=Q(0)+kH, \quad (1.2.1)$$

სადაც H-სიმაღლეა ზღვის დონედან მეტრებში, Q(H)- ჯამური რადიაციაა სიმაღლეზე, Q(0)- ჯამური რადიაციაა ექსტრაპოლირებული ზღვის დონეზე, k-კოეფიციენტი (ცხრილი 1.2.2).

ცხრილი 1.2.2. სტატისტიკური პარამეტრები (1.2.2.) ფორმული-სათვის

რაიონი	Q(0	k
დასავლეთ კავკასიონის სამხრეთ ფერდობი	115	0,0
ცენტრალური კავკასიონის სამხრეთ ფერდობი	120	0,01
აღმოსავლეთ კავკასიონის სამხრეთ ფერდობი	125	0,00
თრიალეთის ქედი	115	0,012
ჯავახეთის მთიანეთი	120	0,01

ცხრილში 1.2.2 წარმოდგენილი სტატისტიკური პარამეტრების გამოყენებით ჩატარებული მარტივი გაანგარიშებების საფუძველზე შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში, ზღვის დონედან 4-5კმ სიმაღლეზე წლიური ჯამური რადიაცია აღემატება 160-170კკალ/კვ.სმ-ს, საქართველოს სამხრეთ მთიანეთში ჯამური რადიაცია არ აღემატება 140-160კკალ/კვ.სმ-ს, აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში შეადგენს 120-130კკალ/კვ.სმ-ს, ხოლო კოლხეთის ბარში არ აღემატება 120კკალ/კვ.სმ-ს.

დედამიწის ზედაპირზე მოსული ჯამური რადიაციის ნაწილი აირეკლება. არეკვლილი რადიაციის შეფარდება დაცემულ რადიაციასთან (ალბედო) დამოკიდებულია მზის სხივების დაცემის კუთხეზე, ზედაპირის თვისებებზე, მის ფერზე, დანაწევრებაზე, მცენარეულ საფარზე და მრავალ სხვა ფაქტორზე. ი.ცუცქირიძის (1967) გამოკვლევებით თბილისში საშუალო წლიური ალბედო ნიადაგის მოშიშვლებული ზედაპირისათვის შეადგენს 16%-ს, ბუნებრივი საფარისათვის-21%-ს, თოვლისათვის-40-95%-ს, ხოლო წყლისათვის-7-12%-ს. ნ.გვასალიას (1986) თანახმად ფოთლოვანი ტყეებისათვის ალბედო შეადგენს 15-20%-ს, წიწვოვანთათვის-10-15%-ს, კოლხეთის დაჭაობებული ნიადაგებისათვის-16-35%-ს. ალბედოს წლიური სვლა ჩვეულებრივ სუსტად არის გამოსატყული.

შთანთქმული რადიაციის სივრცობრივ განაწილებაში საქართველოს ტერიტორიაზე გამოიყოფა რამოდენიმე ვერტიკალური ზონა. მთიანი ზონა ზღვის დონედან 1000მ-ზე მაღლა ხასიათდება შთანთქმული რადიაციის მკვეთრად გამოსატყული წლიური სვლით, მაქსიმუმით ზაფხულში (13 კკალ/კვ.სმ თვეში) და მინიმუმით დეკემბერში (1-3კკალ/კვ.სმ თვეში). ზღვის დონე-

დან 1000მ-ზე დაბლა განლაგებულ რაიონებში შთანთქმული რადიაციის წლიური სვლა გათანაბრებულია. შთანთქმული რადიაციის თვიური ჯამები აქ შეადგენს 89-93კკალ/კვ.სმ, ხოლო კოლხეთის ბარში რადიაციის სიდიდე იზრდება 95კკალ/კვ.სმ-მდე თვეში.

პირდაპირი და გაბნეული რადიაციების გარდა ატმოსფეროს კვეთს ერთმანეთის საპიპისპიროთ მიმართული დედამიწის ზედაპირის და ატმოსფეროს მიერ გამოსხივებული გრძელტალღოვანი რადიაციის ნაკადები. სხვაობა მათ შორის წარმოადგენს ეფექტურ გამოსხივებას.

ი.ცუცქირიძის თანახმად საქართველოს ტერიტორიისათვის ეფექტური გამოსხივება წლის განმავლობაში შეადგენს 33-49კკალ/კვ.სმ-ს. ნ.გუგასალიას მონაცემებით კოლხეთის ბარში ეფექტური გამოსხივება შეადგენს 32-38კკალ/კვ.სმ-ს წელიწადში, რაც განპირობებულია მომატებული ღრუბლიანობით და მაღალი ტენიანობით. 1500-2500მ ზონაში ეფექტური გამოსხივება იზრდება და შეადგენს 40-44კკალ/კვ.სმ-ს. ეფექტური გამოსხივების წლიურ სვლაში მინიმუმი მყარდება იანვარ-დეკემბერში და შეადგენს 2.1კკალ/კვ.სმ-დან (ანასეული, აბასთუმანი) 3.2კკალ/კვ.სმ-მდე (ყაზბეგი მაღალმთიანი). მაქსიმუმის დადგომა მნიშვნელოვნად არის დამოკიდებული ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებზე. ასე მაგალითად, სოხუმიში ეფექტური გამოსხივების მაქსიმუმი აღინიშნება ნოემბერში (3,4კკალ/კვ.სმ), თბილისში ივლისში (5,2 კკალ/კვ.სმ), ხოლო ყაზბეგში-აპრილში (4,7კკალ/კვ.სმ).

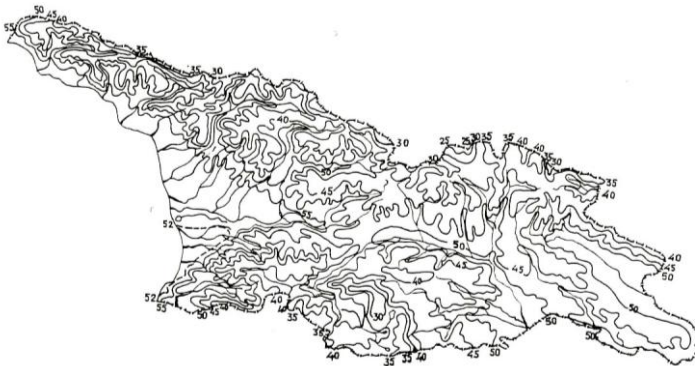
მზის სხივური ენერგიის შემოსავალ-გასავალი, რომელსაც შთანთქავს და გამოასხივებს დედამიწის ზედაპირი, ქმნის რადიაციულ ბალანსს. რადიაციული ბალანსის შემოსავალ ნაწილს შეადგენს მზის პირდაპირი და გაბნეული რადიაციები და აგრეთვე ატმოსფეროს გრძელტალღოვანი გამოსხივება, რომელიც შთანთქმევა დედამიწის მიერ. გასავალ ნაწილს კი განსაზღვრავს დედამიწის ზედაპირის საკუთარი სითბური გამოსხივება. აქედან გამომდინარე რადიაციული ბალანსი შეიძლება იყოს როგორც დადებითი, ისე უარყოფითი. ეს კარგად ჩანს ცხრილიდან 1.2.3.

ცხრილიდან გამომდინარეობს აგრეთვე, რომ დასავლეთ საქართველოს ზღვისპირა ზოლში(სოხუმი, ანასეული) რადიაციული

ბალანსის წლიური მნიშვნელობანი აღემატება აღმოსავლეთ საქართველოსათვის დამახასიათებელ შესაბამის მნიშვნელობებს. ეს შეიძლება აიხსნას ევექტური გამოსხივებისა და ალბედოს მნიშვნელობათა განსხვავებით დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოში. რადიაციული ბალანსის უდიდესი მნიშვნელობები აღინიშნება სწორედ კოლხეთის ბარში (ნახ.1.2.2; 1კკალ/კვ.სმ=41.9მჯ/კვ.მ).

ცხრილი 1.2.3. რადიაციული ბალანსის ჯამები. კკალ/კვ.სმ.
(Гвасалия Н.С. 1968)

თვეები													წელი
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
ჯამები მ													
-1.4	-0.3	0.2	1.6	2.2	5.7	8.3	6.9	2.5	0.4	0.5	-0.7	25.3	
თბილისი													
-0.1	1.1	4.1	5.1	7	8.8	7.8	6.8	6.3	3.4	0.8	-0.2	50.9	
აბასთუმანი													
-0.7	1.1	2.4	3.7	7	7.6	7.2	7	4.8	3.6	4	-0.8	43.9	
შოვი													
-0.7	0.9	2.2	4.9	7.8	8.5	9	8.4	4.5	2.7	0.7	-0.7	48.2	
ბახმარო													
-1.2	0.8	3.6	4.3	8.4	8.4	8.7	6.3	3.6	3	1.1	-0.2	46.8	
ანასეული													
0.9	1.9	4.1	6.3	7.3	7.7	6.9	5.6	5.3	4	2.4	0.6	53.5	
სოხუმი													
0.9	2.6	4.1	5.4	6.6	8.2	7.4	5.9	5.1	3.6	2.9	0.9	53.4	



ნახ.1.2.2. დედამიწის ზედაპირის რადიაციული ბალანსი. კკალ/კვ.სმ წელიწადში (Н.В.Гвасалия, 1986)

სიმაღლის ზრდით რადიაციული ბალანსის სიდიდე მცირდება და დაახლოებით 4-4,5კმ. სიმაღლეზე იცვლის ნიშანს. ზღვის დონედან 1000მ სიმაღლეზე რადიაციული ბალანსი აღმოსავლეთ კავკასიონზე შეადგენს 47 კკალ/კვ.სმ-ს, ხოლო დასავლეთ კავკასიონსა და მცირე კავკასიონზე-50 კკალ/კვ.სმ-ს; 2000მ სიმაღლეზე რადიაციული ბალანსი კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე 38-39კკალ/კვ.სმ-ია, მცირე კავკასიონზე კი-46კკალ/კვ.სმ-ია; 3000მ სიმაღლეზე დასავლეთ კავკასიონზე შეადგენს 23, ხოლო აღმოსავლეთ კავკასიონზე-28კკალ/კვ.სმ-ს; 4000მ სიმაღლეზე შესაბამისად გვაქვს 5 და 7 კკალ/კვ.სმ.

წლიურ სვლაში რადიაციული ბალანსის უდიდესი მნიშვნელობები აღინიშნება ზაფხულში. 500-1500მ ინტერვალში მისი თვიური ჯამი შეადგენს 8-10, ხოლო 3500მ სიმაღლეზე და უფრო მაღლა- 5-6კკალ/კვ.სმ-ს. ზამთარში 400-500მ სიმაღლიდან რადიაციული ბალანსი უარყოფითია. 500-დან 1000მ ზონაში რადიაციული ბალანსი შეადგენს მინუს 0,3-1,2კკალ/კვ.სმ-ს., ხოლო 1000-1500მ ზონაში-მინუს 1,5-2,3კკალ/კვ.სმ-ს.

დედამიწის მიერ მიღებული მზის სხივური ენერგია გარდაიქმნება სითბურ ენერგიად, რომელიც იხარჯება აორთქლებაზე, ტურბულენტურ სითბოცვლაზე ნიადაგსა და ატმოსფეროს შორის, და ნიადაგში სითბოს გადაცემაზე. საშუალოდ წლის განმავლობაში სითბოს ნაკადი ნიადაგში ნულის ტოლია.

აორთქლებაზე დახარჯული სითბოს რაოდენობის მაღალი მნიშვნელობები აღინიშნება კოლხეთის ბარში და შეადგენს 45-50კკალ/კვ.სმ-ს. წელიწადში. ეს განპირობებულია რადიაციული ბალანსის და ატმოსფერული ნალექების მაღალი მნიშვნელობებით. სიმაღლის მიხედვით დახარჯული სითბოს რაოდენობა კანონზომიერად მცირდება (ცხრილი 1.2.4).

განსაკუთრებული კანონზომიერებით ხასიათდება აორთქლებაზე დახარჯული სითბოს რაოდენობის ცვლილება ცენტრალურ კავკასიონსა და აღმოსავლეთ საქართველოში მთლიანად. კერძოდ, რადიაციული ბალანსისა და ატმოსფერული

რული ნალექების სიუხვის გამო 1300-1500მ სიმაღლის ზონაში იქმნება აორთქლებისათვის ხელსაყრელი პირობები.

ცხრილი 1.2.4. აორთქლებაზე დახარჯული სითბოს (LE) და სითბოს ტურბულენტური ნაკადის (P) ცვლილება სიმაღლის მიხედვით. კკალ/კვ.სმ,(Гвасалия Н.С., 1986).

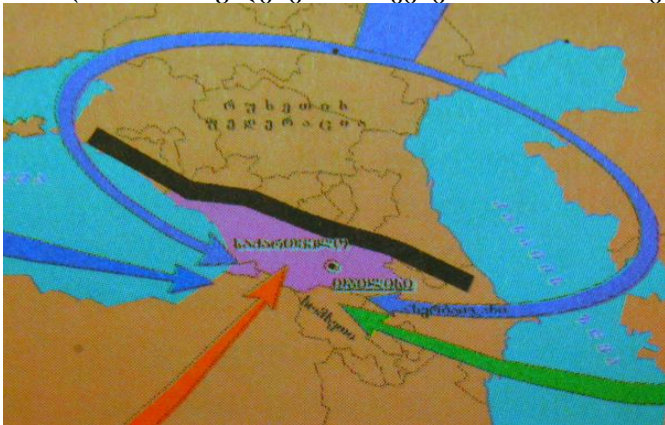
სიმაღლე, მ							
500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000
დასავლეთკავკასიონი							
41,5	37,2	34,2	30,0	25,6	19,4	12,6	5,0
11,0	12,6	11,0	8,2	6,2	3,7	1,1	0,2
ცენტრალური კავკასიონი							
34,8	39,0	34,2	27,0	22,2	18,0	13,8	6,7
13,3	8,2	10,3	12,7	13,1	10,2	4,4	0,5

ტურბულენტური ცვლის უდიდესი მნიშვნელობები დამახასიათებელია ქვემო ქართლის მშრალი რაიონებისთვის, სადაც მისი წლიური სიდიდეები შეადგენს 15-20 კკალ/კვ.სმ-ს, ხოლო უმცირესი მნიშვნელობები-კოლხეთის ბარისათვის, აჭარის და აფხაზეთის ზღვისპირეთისათვის, და მაღალმთიანი რაიონებისათვის.

1.3. ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესები

ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის კანონზომიერებებიდან გამომდინარე ტროპოსფეროში გაბატონებულია ტროპიკებიდან პოლუსებისაკენ მიმართული ჰორიზონტალური ბარიული გრადიენტები, რაც დედემიწის ბრუნვით გამოწვეული გადამხრედი ძალის მოქმედებით განაპირობებს ტროპოსფეროსა და ქვედა სტრატოსფეროში დასავლეთის ქარებს. ატმოსფეროს ძირითადი მასა ასრულებს ბრუნვით მოძრაობას დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ და უსწრებს დედამიწის საკუთარ ბრუნვას იმავე მიმართულებით. ეს მოვლენა კარგად არის გამოხატული ტროპოსფეროს მაღალ ფენებში საქართველოს ტერიტორიაზეც. ამას ადასტურებს ი.კვარაცხელიას(Кварацхелия,1971) გამოკვლევები, რომლის თანახმადაც 3-6კმ სიმაღლეზე გაბატონებულია ჰაერის მოძრაობის სამხრეთ-დასავლეთის, დასავლეთის და ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულებები, ანუ ის მიმართულებები, რომლებიც დამახასიათებელია ზომიერი განედებისათვის. აღნიშნულ მიმართულებათა ქარების ჯამური განმეორად-

ობა 5კმ სიმაღლეზე იკვარაცხელიას მონაცემებით 70%-ს შეადგენს. ტროპოსფეროს ქვედა ფენებში ცირკულაციის ხასიათზე დიდ გავლენას ახდენს კავკასიონის ძირითადი ქედების მიმართულებანი, რაც პრაქტიკულად განსაზღვრავს ჰაერის მასების გადაადგილებათა ტრეპტორიებს-გაბატონებულია დასავლეთის და აღმოსავლეთის მიმართულების ქარები. სწორედ ჰაერის მასების ამ ორი მიმართულებიდან შემოჭრასთან არის დაკავშირებული ამინდის მკვეთრი ცვლილებები, როგორც საქართველოში, ისე მთლიანად ამიერკავკასიაში. კავკასიონის მთავარი ქედი ხშირად გადაულახავი წინაღობაა ჩრთილოეთიდან წამოსული ჰაერის მასებისათვის, სამხრეთიდან წამოსული ჰაერის მასები კი მცირე კავკასიონზე სუსტდება და თავისუფლად ვრცელდებიან უმთავრესად ატმოსფეროს მაღალ ფენებში. ჰაერის მასების საქართველოს ტერიტორიაზე შემოჭრის ძირითადი მიმართულებები ნაჩვენებია ნახ. 1.3.1-ზე.



ნახ.1.3.1. ჰაერის მასების შემოჭრის ძირითადი მიმართულებები საქართველოსათვის დამახასიათებელი ძირითადი სინოპტიკური პროცესების განმეორადობა წელიწადის სეზონების მიხედვით განსხვავებულია (ცხრილი 1.3.1).

დასავლეთის პროცესები წლის თბილ პერიოდში იწვევს ტემპერატურის დაცემას, ნალექებს, ქარისა და ელჭექის გაძლიერებას. შ.ჯავახიშვილის(1981) გამოკვლევების თანახმად დასავლეთის შემოჭრის დროს დასავლეთ საქართველოში მოსუ-

ლი ნალექების რაოდენობამ შეიძლება შეადგინოს 60-430მმ, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში- 2-160მმ.

ცხრილი 1.3.1. ძირითადი სინოპტიკური პროცესების განმეორადობა. %. (მ.ჯავახიშვილი, 1981)

სეზონი	დასავლეთის შემოჭრა	ციკლონები და ოკლუზიის ფრონტები	აღმოსავლეთის შემოჭრა	ორმხრივი შემოჭრა	ტალღური აღრევა სამხრეთში
ზამთარი	32	22	20	7	19
გაზაფხული	38	14	12	2	34
ზაფხული	54	5	0	0	41
შემოდგომა	39	9	17	5	30

აღმოსავლეთის შემოჭრის დროს აღმოსავლეთ საქართველოში კლებულობს ტემპერატურა, წარმოიქმნება ღრუბლები, ნისლი და ნალექები. დასავლეთ საქართველოში ხშირად ძლიერი აღმოსავლეთის შემოჭრის დროსაც კი შენარჩუნებულია ნათელი და მშრალი ამინდი მაღალი ტემპერატურებით.

ჰაერის მასების ორმხრივი შემოჭრა საქართველოს ტერიტორიაზე ძალზე იშვიათია. ამ დროს დასავლეთ საქართველოში მოდის საშუალოდ 130მმ ნალექი, ხოლო აღმოსავლეთში-80მმ.

დასავლეთის და აღმოსავლეთის პროცესების დასკვნით სტადიას წარმოადგენს ადგილობრივი ანტიციკლონალური ოლქი, რომელიც წარმოიქმნება ამიერკავკასიის ცენტრალურ რაიონებზე. ეს პროცესი განაპირობებს საქართველოში მშრალ ამინდს დაბალი ტემპერატურებით ზამთარში და მაღალი ტემპერატურებით ზაფხულში. დასავლეთ საქართველოში, განსაკუთრებით რიონის ხეობაში ქრის ძლიერი ქარი.

დასავლეთის და ორმხრივი შემოჭრების უშუალო გავრძელებას წარმოადგენს ტალღური აღრევა ამიერკავკასიის

სამხრეთში. ის ინტენსიურ განვითარებას აღწევს აღმოსავლეთ ამიერკავკასიაში, ამიტომაც აღმოსავლეთ საქართველოში უფრო მეტი ნალექი მოდის ვიდრე დასავლეთში.

ატმოსფეროში მიმდინარე სინოპტიკური პროცესების მთელი მრავალფეროვნება შეიძლება დაყვანილ იქნას 5 ძირითად ტიპზე – დასავლეთის, აღმოსავლეთის, ორმხრივი შემოჭრების, ანტიციკლონარულ და ტალღურ აღრევაზე ამიერკავკასიის სამხრეთში განლაგებულ ფრონტზე. ამ პროცესების განვითარება დაკავშირებულია ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს ბარიული ველის სტრუქტურასთან. კერძოდ, საქართველოს ტერიტორიისათვის ცირკულაციის პირობებს განსაზღვრავს ციმბირის ანტიციკლონი, ხმელთაშუაზღვის ციკლონები, აზორის ანტიციკლონი, პოლარული აუზის ანტიციკლონი, ტალღური აღრევები პოლარულ ფრონტზე და ადგილობრივი ანტიციკლონი. თითოეული ამ პროცესთაგანის განმეორადობა იცვლება წლის სეზონისაგან დამოკიდებულებით (ცხრილი 1.3.2).

ცხრილი 1.3.2. ატმოსფერული პროცესების ძირითადი ტიპების განმეორადობა. %. (Напетваридзе Е.А., 1949)

ციმბირის ანტიციკლონი	ხმელთაშუაზღვის ციკლონი	აზორის ანტიციკლონი	პოლარული აუზის ანტიციკლონი	ტალღური აღრევა	ადგილობრივი ანტიციკლონი
ზამთარი					
19	25	5	11	5	29
გაზაფხული					
1	23	19	12	11	14
ზაფხული					
0	5	23	6	34	15
შემოდგომა					
4	13	11	20	11	25

ზამთრის ცირკულაციაში წამყვანი როლი მიეკუთვნება ციმბირის ანტიციკლონს, ხმელთაშუაზღვის ციკლონს და აგრეთვე პოლარული აუზის ანტიციკლონს. ამ პირობებში განვითარებული ცირკულაცია განაპირობებს უმთავრესად ჰაერის მასების დასავლეთიდან და აღმოსავლეთიდან შემოჭრებს. ზაფხულში აზორის ცენტრის მოქმედების გააქტიურების გამო ძლიერდება ცირკულაციის დასავლეთის მდგენელი.

მაღლივი თერმობარიული ველების შესწავლის საფუძველზე კ.გოგიშვილმა(Гогошвили,1974) ცირკულაციის მთელი მთელი მრავალსახეობა განაზოგადა სამ კლიმატო-გენეტიკურ ტიპად: ზონალურ (დასავლეთის და აღმოსავლეთის მდგენელებით), მერიდიანულ (ჩრდილოეთის და სამხრეთის მდგენელებით) და ანტიციკლონალურ მდგომარეობად. აქ ზონალურ ტიპში გაერთიანებულია პროცესები, რომლებიც ტერიტორიაზე გადაინაცვლებს დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ, ან აღმოსავლეთიდან დასავლეთისაკენ. ამათგან, პირველი დაკავშირებულია აზორის ანტიციკლონის, ან მისი აღმოსავლეთის თხემის გავლენასთან, ხოლო მეორე – აზიის (ციმბირის) ანტიციკლონთან, ან მისი სამხრეთ-დასავლეთ თხემის გავლენასთან. მერიდიონალულ ზემოქმედებად მიჩნეულია პროცესები, რომელიც გამოწვეულია ჩრდილო-დასავლეთიდან, ჩრდილოეთიდან ან ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან შემოჭრით, აგრეთვე პროცესები, რომელიც გამოწვეულია ხმელთაშუა ზღვის ციკლონისა და სამხრეთიდან ფრონტალური აღრევების გავლენით ამიერკავკასიაში. ანტიციკლონალური მდგომარეობა იქმნება ყველა წარმოშობის ანტიციკლონის პირობებში. ეს შეიძლება იყოს სხვა გეოგრაფიული ტერიტორიიდან გადმოდგილებული, ან ადგილზევე ჩამოყალიბებული ანტიციკლონი. აღნიშნული კლიმატო-გენეტიკურ ტიპებიდან საქართველოში ყველაზე ხშირია მერიდიანული ზემოქმედება. ასეთი ტიპი წლის განმავლობაში საშუალოდ 165-170 დღე აღინიშნება. ამავე დროს სამხრეთის მდგენელი დაახლოებით ორჯერ აღემატება ჩრდილოეთის მდგენელს. ანტიციკლონალური მდგომარეობა წელიწადში 120-125 დღის განმავლობაში, ხოლო ზონალური ზემოქმედება 70-80 დღის განმავლობაში აღინიშნება. ზონა-

ღური ზემოქმედების დასავლეთის მდგენელი ხშირად 60 დღის განმავლობაში აქტიურობს, ამდენად აღმოსავლეთის მდგენელის ზემოქმედება 20 დღეს არ აღემატება.

თავისი წარმოშობის პირობების მიხედვით განასხვავებენ ფრონტალურ და შიდამასურ, ანუ ადგილობრივ, ამინდებს. ფრონტალური ამინდი ყალიბდება მოცემულ ტერიტორიაზე ფრონტის გაგლის, ან მიახლოების შემთხვევაში. შიდამასურ ამინდებს მიეკუთვნება შემთხვევები, როდესაც მოცემულ ტერიტორიაზე არ აღინიშნება ფრონტის გაგლის, ან მოახლოების შემთხვევა.

ცხრილში 1.3.3 წარმოდგენილია ფრონტალური და შიდამასური ამინდების საშუალო დღეთა რიცხვი დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოსთვის.

ცხრილი 1.3.3. ფრონტალური და შიდამასური ამინდების საშუალო დღეთა რიცხვი

სეზონი				წელი
ზამთარი	გაზაფხული	ზაფხული	შემოდგომა	
ფრონტალური დასავლეთ საქართველო				
39	41	26	26	132
ფრონტალური აღმოსავლეთ საქართველო				
28	30	22	24	104
შიდამასური დასავლეთ საქართველო				
51	51	67	65	234
შიდამასური აღმოსავლეთ საქართველო				
62	62	70	67	261

როგორც ცხრილ 1.3.3 - დან ჩანს, ფრონტალური და შიდამასური ამინდების ხასიათი დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოში განსხვავებულია. შიდამასური ამინდების განმეორადობა აღმოსავლეთ საქართველოში უფრო მეტია, ვიდრე დასავლეთში, ხოლო ფრონტალური ამინდების განმეორადობა პირიქით, დასავლეთში უფრო მეტია ვიდრე აღმოსავლეთ საქართველოში. ეს გამოწვეულია ფრონტალური პროცესების შესუსტებით აღმოსავლეთ საქართველოში ღიხის ქედის გადალახვის შემდეგ. ამავე დროს ცხრილის თანახმად ფრონტალური ამინდები ზამთარსა და გაზაფ-

სულზე, ხოლო შიდამასური ამინდები ძირითადად ზაფხული-შემოდგომისთვისაა დამახასიათებელი.

ენაფეტვარიძემ (Напетваридзе,1949) და კ.პაპინაშვილმა (Папинашвили,1963) განიხილეს ამინდის განსაკუთრებული პირობების გამომწვევი მიზეზები, კერძოდ მათ გამოიკვლიეს უხვი ნალექების და მშრალი პერიოდების სინოპტიკურ-აეროლოგიური პირობები, და დაადგინეს მშრალი პერიოდების ჩამოყალიბების სამი ძირითადი პროცესი-აზორის, პოლარული და შერეული.

მოგვიანებით ე.ელიზბარაშვილმა და ზ.ჭავჭავანიძემ (1992) მაღლივი-სინოპტიკური რუკების ანალიზის საფუძველზე დაადგინეს, რომ საქართველოში მშრალი პერიოდები ყალიბდება პოლარული პროცესების 70% შემთხვევაში, შერეული პროცესების 30% შემთხვევაში და აზორის პროცესების 15% შემთხვევაში. თუ განვიხილავთ მხოლოდ აღმოსავლეთ საქართველოს, მაშინ აღმოჩნდება, რომ ეს მაჩვენებლები მნიშვნელოვნად გასხვავდება. ამ შემთხვევაში აღმოსავლეთ საქართველოში მშრალი პერიოდები და მათ შორის გვაღვა პოლარული პროცესების 90%, შერეული პროცესების 70% და აზორის პროცესების 30% შემთხვევაში ყალიბდება. ეს აიხსნება იმ გარემოებით, რომ აღმოსავლეთ საქართველოში გვაღვიანი პერიოდების განმასხვავებელი ნიშანია ძირითადი მაღლივი თხემებისა და ღარების ხშირი მონაცვლეობა აღმოსავლეთისაკენ.

14. შავი ზღვა

საქართველოს დასავლეთიდან შავი ზღვა ესაზღვრება, ის დიდ გავლენას ახდენს არა მხოლოდ მიმდებარე ტერიტორიის, არამედ მთლიანად დასავლეთ საქართველოს ჰავაზე. შავ ზღვას შავი ზღვის ქვაბულის ყველაზე ღრმა ნაწილი უკავია. მისი ფართობი 422 ათას კვ.კმ-ზე მეტია, საშუალო სიღრმე 1240 მ, მაქსიმალური სიღრმე 2210 მ, წყლის საერთო მოცულობა 555 ათასი კუბ.კმ-ია.

შავი ზღვის აკვატორიის ჰავა საქართველოს სანაპიროსთან განისაზღვრება მისი გეოგრაფიული მდებარეობით, რადიაციული და ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციური ფაქტორებით, და ატარებს სუბტროპიკულ ხასიათს.

შავი ზღვის აკვატორიის კლიმატური თავისებურებები უპირველეს ყოვლისა წყლის ზედაპირის რადიაციული თვისებებით აიხსნება. ზღვის ზადაპირის ალბედო ხმელეთისაგან განსხვავებით, დამატებით კიდევ ორი ფაქტორის წყლის გამჭვირვალობის და ზედაპირის მდგომარეობის (ტალღების გარეშე, ტალღიანი) ფუნქციას წარმოადგენს, ამიტომაც მისი არეკვლისუნარიანობა კლებულობს და შესაბამისად მატულობს შთანთქმული რადიაცია. რ.სამუკაშვილის მონაცემებით შავი ზღვის აკვატორია (ბათუმი-სოხუმის სექტორში) შთანთქავს საშუალოდ 20%-ით მეტ მზის სხივურ ენერგიას ზღვისპირა ხმელეთის ზოლთან შედარებით, რაც თავის მხრივ მნიშვნელოვან კლიმატურ ფაქტორს წარმოადგენს.

ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის პირობები ზღვაზე განისაზღვრება ბარიული ცენტრების მოქმედების ინტენსივობით და მდებარეობით. ზამთარში, როდესაც აზიის ანტიციკლონი ვრცელდება ევროპის აღმოსავლეთ ნაწილში, შავ ზღვაზე წარმოიქმნება მდგრადი ძლიერი ქარები, რომელთაც მოაქვს ზომიერი განედების ცივი და მშრალი კონტინენტური ჰაერი. აზიის ანტიციკლონის შესუსტება იწვევს შავ ზღვაზე ციკლონური მოქმედების გააქტიურებას, რაც განაპირობებს ტემპერატურის გაზრდას და უხვ ნალექებს. ზაფხულში შავი ზღვა იმყოფება სუბტროპიკული ანტიციკლონის გავლენის ქვეშ და ყალიბდება წყნარი, უნალექო ამინდები. პოლარული ფრონტის გავლის დროს კი ვითარდება ციკლონები, რომლებიც ხელს უწყობს ნალექების მოსვლას.

შავი ზღვის კლიმატური პირობების შესახებ ბათუმის სექტორში შეიძლება ვიმსჯელოთ ცხრილებში 1.4.1 და 1.4.2 წარმოდგენილი მონაცემებით.

როგორც ცხრილი 1.4.1-დან ჩანს, მთელი წლის განმავლობაში ჰაერის და წყლის ტემპერატურები ახლოს არის ერთმანეთთან და იცვლება 8-დან 25⁰-მდე დიაპაზონში. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში – სექტემბრიდან მარტის ჩათვლით, – წყლის ტემპერატურა საშუალოდ 1-2⁰-ით აღემატება ჰაერის ტემპერატურას, ხოლო წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში სხვაობა ნაკლებია. სწორედ ამიტომ წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში შავიზღვისპირეთი და

კოლხეთის დაბლობი აღმოსავლეთ საქართველოს დაბლობ რაიონებზე გაცილებით თბილია. მაგალითად, იანვარში შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის დაბლობზე საშუალო თვიური ტემპერატურა 5-7⁰-ს შეადგენს, მაშინ როდესაც ალაზნის ველზე ტემპერატურა 4⁰-ზე ნაკლებია. ასეთივე ეფექტი შესუსტებული სახით ოქტომბერში აღინიშნება, ხოლო გაზაფხულზე სხვაობა ტემპერატურებს შორის კიდევ უფრო კლებულობს. ივლისში, კოლხეთის დაბლობზე და ალაზნის ველზე საშუალო თვიური ტემპერატურები თანაბრდება და 22-24⁰-ს შეადგენს. მინიმალური ტემპერატურა თებერვალში აღინიშნება და ჰაერისათვის 7⁰-ს, ხოლო წყლისათვის – 9⁰-ს შეადგენს. მაქსიმალური ტემპერატურა აღინიშნება აგვისტოში და 25⁰-ს შეადგენს.

ცხრილი 14.1 შავი ზღვის აკვატორიის ბათუმის სექტორის კლიმატური მახასიათებლები

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
ჰაერის საშ. ტემპერატურა											
8.0	7.3	8.8	11.3	16.1	20.4	23.4	24.4	21.6	18.0	14.0	10.5
ჰაერის მაქს. ტემპერატურა											
2.1	13	16	24	25	26	29	31	30	28	19	18
ჰაერის მინიმ. ტემპერატურა											
0	1	1	4	10	12	13	18	13	7	1	1
წყლის ტემპერატურა °C											
10	9	9	11	16	21	24	25	23	19	15	12
ქარის საშ. სიჩქარე მ/წმ											
4.6	3.9	4.3	3.0	3.0	2.9	3.1	3.1	3.6	4.0	19	4.6
ქარის მაქს. სიჩქარე მ/წმ											
17	17	23	13	13	17	15	20	18	19	17	18
წყლის დინების სიჩქ. მ/წმ											
0.4	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.15	0.15	0.3	0.2	0.2
ტალღის მაქს. სიმაღლე მ											
10	10	9	8	8	8	8	8	7	8	11	11
წყლის მარილიანობა ‰											
18	18	18	15-17	16-17	16-17	16-17	17	18	17-18	18	18

იგივე ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ წყლის დინების საშუალო სიჩქარე მთელი წლის განმავლობაში 0.4 მ/წმ-ზე ნაკლებია. ტალღის მაქსიმალური სიმაღლე წლის ცივ პერიოდში აღინიშნება და 11 მ-ს აღწევს.

ცხრილი 1.4.2-ის თანახმად, აღინიშნება ტალღის სიმაღლის დაბალი მნიშვნელობების ხშირი განმეორადობა. კერძოდ, ზაფხულში 1 მ-ზე ნაკლები სიმაღლის ტალღის განმეორადობა შეადგენს 70%-ს, ხოლო 3 მ-ზე მეტი სიმაღლის ტალღები ძალზე იშვიათია.

ცხრილი 1.4.2 ზღვის ტალღის სიმაღლის განმეორადობა. %

სიმაღლე (მ)	ს ე ზ ო ნ ი			
	ზამთარი	გაზაფხული	ზაფხული	შემოდგომა
< 1	27	45	70	42
1-2	43	40	24	42
2-3	20	12	5	12
3-6	9	3	1	4
>6	1	0	0	0

წყლის მარილიანობა წლის განმავლობაში უმნიშვნელოდ იცვლება და 15-18 ‰-ს შეადგენს. უდიდესი მარილიანობა დამახასიათებელია წლის ცივი პერიოდისათვის, ხოლო უმცირესი – წლის თბილი პერიოდისათვის (აპრილი). ცხრილ 1.4.3-ში წარმოდგენილია მარილების შემადგენლობა შავი ზღვის წყალში.

ცხრილი 1.4.3 მარილების შემადგენლობა შავ ზღვაში

მარილი	გ/ლ	%
NaCl	26.86	78.33
KCl	0.58	1.69
NaCl	3.24	9.44
MgSO ₄	2.2	6.4
CaSO ₄	1.35	3.94
სხვა	0.07	0.2
სულ	34.3	100.0

მარილიანობა სიღრმის გაზრდით იზრდება და ფსკერთან ახლოს 22.5‰-ს აღწევს.

შავი ზღვის მნიშვნელოვანი თავისებურება მასში გოგირდწყალბადის დიდი რაოდენობით შემცველობაა. 150 მ სიღრმეზე გოგირდწყალბადის კონცენტრაცია 0.5 სმ/ლ-ს, ხოლო ფსკერზე – 6.8 სმ/ლ-ს შეადგენს.

ჟანგბადის შემცველობა 50 მ სიღრმეზე 5.7 სმ/ლ-ს, 75 მ-ზე – 2.76 სმ/ლ-ს, ხოლო 100 მ სიღრმეზე – 0.91 სმ/ლ-ს შეადგენს. უკვე 175-225 მ სიღრმეზე ჟანგბადი პრაქტიკულად აღარ შეიმჩნევა.

ზღვისა და ხმელეთის არათანაბარი გათბობა-გაცივების შედეგად წარმოიშვება თერმული ქარები – ბრიზები და მთა-ბარის ქარები. ბრიზული და მთა-ბარის ქარები ერთდროულად მოქმედებს და ერთმანეთს აძლიერებს. ამის გამო ძალზე ძნელია აქ თითოეული მათგანის მოქმედების არეალის დადგენა. ბრიზული ცირკულაციის განვითარებაზე კარგად გამოიხატება ზღვიდან დაშორებისა და აბსოლუტური სიმაღლის გავლენა. აჭარისათვის ჩვენს მიერ ჩატარებულმა გამოკვლევებმა (ე.ელიზბარაშვილი, ზ.ქარსელაძე, 2003) აჩვენა, რომ ზღვიდან ქარების მიმართულების განმეორადობის აშკარა უპირატესობა ხმელეთის ქარების განმეორადობასთან შედარებით აღინიშნება ზღვის დონიდან 500 მ სიმაღლემდე და მდინარე აჭარისწყლის ხეობაში 40 კმ სიღრმემდე. აქ ზღვიური ბრიზების გააქტიურება იწყება აპრილის დასასრულს და მთავრდება აგვისტოს დასასრულს. 700-800 მ სიმაღლეზე ზღვის ბრიზები მხოლოდ შუა ზაფხულში აღინიშნება. ამ კრიტიკულ ზღვარს შემდეგ ბრიზების მოქმედება შეუმჩნეველია.

თავი 2. მიწისპირა ქარის რეჟიმი

2.1. ქარის გაბატონებული მიმართულება

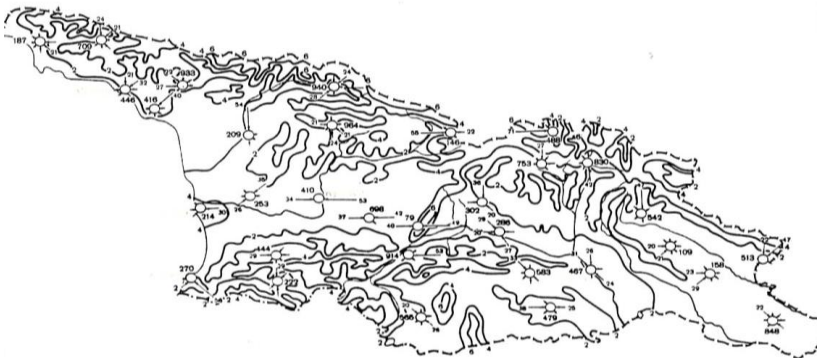
ქაერის მასების საერთო დასავლეთის გადატანა ირღვევა საქართველოს ტერიტორიის ქვეფენილი ზედაპირის მოქმედების გავლენით, რაც განაპირობებს მიწისპირა ფენაში მეტად რთულ, თავისებურ ქარის რეჟიმს (ცხრილი 2.1.1). ქარის გაბატონებული მიმართულება უპირველეს ყოვლისა იცვლება ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობებზე დამოკიდებულებით. მთლიანად წლის განმავლობაში დაბლობ და ვაკე რაიონებში გაბატონებულია ძირითადად ქარის დასავლეთის, აღმოსავლეთის და სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულების მდგენელები. მათი ჯამური განმეორადობა 60%-ს აღემატება. სანაპიროებზე ყველაზე ხშირია აღმოსავლეთის, ჩრდილო-აღმოსავლეთის, დასავლეთის და სამხრეთ-დასავლეთის მიმართულებები, რომელთა ჯამური განმეორადობაც 60-70%-ს აღემატება.

ცხრილი 2.1.1. ქარის მიმართულების საშუალო წლიური განმეორადობა %

ქარის მიმართულება								
ჩ	ჩა	ა	სა	ს	სდ	დ	ჩდ	შტილი
ფოთი								
4	12	30	5	7	17	17	8	14
სამტრედია								
0	1	45	6	1	11	34	2	35
ახალგორი								
25	2	3	4	31	11	12	12	21
ამბროლაური								
2	4	39	8	2	5	37	3	21
ბარისახო								
27	3	4	4	30	12	10	10	44
ყაზბეგი მ/მ								

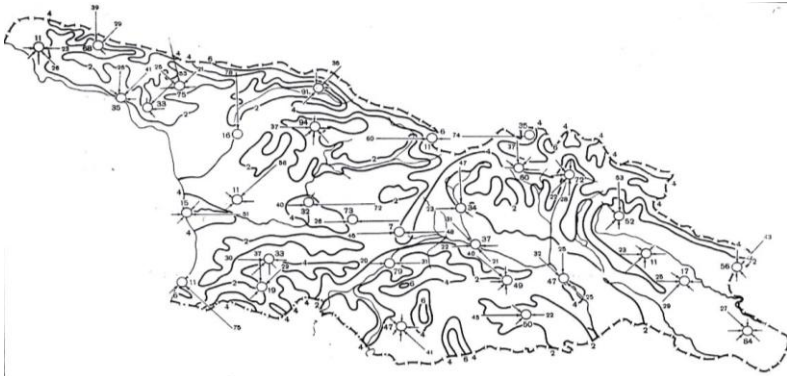
მთებში რელიეფის დანაწევრების გამო, ქარის მიმართულების ხასიათის რთული სურათი აღინიშნება. ხეობებში ჭარბობს ხეობისვე მიმართულების ქარის მდგენელები. კერ-

ძოდ, მერიდიანულად განლაგებულ ხეობებში გაბატონებულია ქარის ჩრდილოეთის და სამხრეთის მიმართულებები. ასეა, მაგალითად ბარისახოში და ახალგორში, სადაც ჩრდილოეთის მიმართულების ქარის განმეორადობა 25-27%, ხოლო სამხრეთის მიმართულების ქარის განმეორადობა 30-31%-ს შეადგენს. განედური მიმართულების ხეობებში გაბატონებულია აღმოსავლეთის და დასავლეთის მიმართულების ქარები. მისი მაგალითია ამბროლაური, სადაც აღმოსავლეთის და დასავლეთის მიმართულების ქარების განმეორადობა 35-35%-ია. მაღალმთიანი ზონის მწვერვალებზე ქარის რეჟიმი განპირობებულია მხოლოდ თავისუფალი ატმოსფეროს ცირკულაციით, ამიტომ ჭარბობს დასავლეთის მიმართულების ქარები, რომელთა განმეორადობა 76%-ს აღწევს (ყაზბეგი მ/მ). ყოველივე ეს კარგად ჩანს ქარის სიჩქარის და მიმართულების წლიურ რუკაზე (ნახ. 2.1.1).

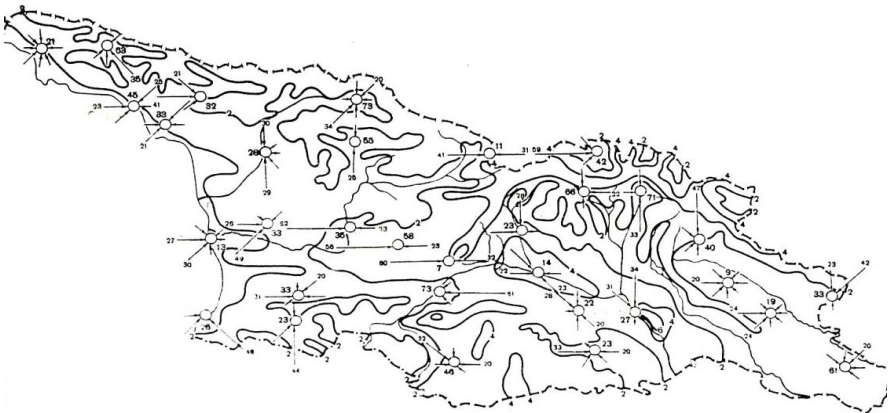


ნახ.2.1.1. ქარის სიჩქარე და მიმართულება. მ/წმ. წელიწადი (Э.В.Сухишвили, 1971). ციფრები წრეხაზთან მიუთითებენ შტილთა(სიწყნარე) რაოდენობას

ქარის რეჟიმი მნიშვნელოვნად არის დამოკიდებული წლის და დღეღამის დროისაგან. მისი დღეღამური და სეზონური ცვალებადობა კარგად ვლინდება მთელ ტერიტორიაზე, რაც განპირობებულია ქარის მუსონური და მთა-ბარის ცირკულაციის ხასიათით. ქარის მიმართულების სეზონური ხასიათი კარგად ჩანს ნახ.2.1.2 და ნახ.2.1.3-ზე წარმოდგენილი რუკებიდან.



ნახ.2.1.2. ქარის სიჩქარე და მიმართულება. მ/წმ. იანვარი (Ә.В.Сухишвили, 1971).(აღნიშვნები იხ. ნახ.2.1.1-ზე)



ნახ.2.1.3. ქარის სიჩქარე და მიმართულება. მ/წმ. ივლისი (Ә.В.Сухишвили, 1971)(აღნიშვნები იხ. ნახ.2.1.1-ზე)

როგორც ნახ. 2.1.2. და 2.1.3-დან ჩანს მიწისპირა ქარის ზონალური და მერიდიანული მდგენელების განაწილება სეზონურ ხასიათს ატარებს. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში შავ ზღვაზე ყალიბდება დაბალი წნევის არე, ხოლო კავკასიონზე-მაღალი წნევის არე. ამიტომ ზამთარში საქართველოს ტერიტორიის დიდ ნაწილზე გაბატონებულია ქარის მდგენელების უარყოფითი მიმართულებანი- აღმოსავლეთიდან დასავლეთისაკენ და ჩრდილოეთიდან სამხრეთი-

საკენ. ქარის მერიდიანული მდგენელის უარყოფითი მნიშვნელობის გამო შავი ზღვიდან წამოსული ნოტიო ჰაერის მასები უმთავრესად ჩრდილო-დასავლეთიდან ვრცელდება. კერძოდ, დასავლეთ საქართველოში ჭარბობს ჰაერის მასების გადაადგილება ხმელეთიდან ზღვისკენ, რაც ცირკულაციის მუსონური ხასიათით აიხსნება. ქარის მერიდიანული მდგენელის უარყოფითი მიმართულების გამო შავი ზღვიდან წამოსული ნოტიო ჰაერის მასები უმთავრესად ჩრდილო-დასავლეთიდან ვრცელდება. აღმოსავლეთ საქართველოში ქარის სიჩქარის ზონალურ მდგენელს უმთავრესად დადებითი მიმართულება გააჩნია ე.ი. გაბატონებულია დასავლეთის ცირკულაცია, გაზაფხულზე სურათი არსებითად იცვლება. დასავლეთ საქართველოში ტერიტორიის დიდ ნაწილზე გაბატონებულია ქარის მდგენელების დადებითი მიმართულებანი, ანუ დასავლეთიდან აღმოსავლეთით და სამხრეთიდან ჩრდილოეთით, რაც განაპირობებს ქარის სიჩქარის მოდულის სამხრეთ დასავლეთის მიმართულების სიჭარბეს. აღმოსავლეთ საქართველოს ცალკეულ რაიონებში ქარის სიჩქარის მდგენელების დადებითი მიმართულებანი შენარჩუნებულია, ტერიტორიის დიდ ნაწილზე კი გაბატონებულია აღმოსავლეთის ცირკულაცია.

ზაფხულში საქართველოს ტერიტორიის თითქმის მთელ ნაწილზე გაბატონებულია ქარის ზონალური მდგენელის დადებითი მიმართულება-დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ. რაც შეეხება მერიდიანულ მდგენელს, დასავლეთ საქართველოში ის უმთავრესად დადებითია, ხოლო აღმოსავლეთში – უარყოფითი, ანუ ქარი მიმართულია შესაბამისად ჩრდილოეთისაკენ და სამხრეთისაკენ. სწორედ ამიტომ გაზაფხულსა და ზაფხულში დასავლეთ საქართველოს ხეობებში იქმნება ჰაერის აღმავალი დინებების საუკეთესო პირობები(მ.ელიზბარაშვილი,1995).

შემოდგომაზე საქართველოს ბარში ქარის მიმართულების ზონალური მდგენელი ხდება უარყოფითი-მიმართულია დასავლეთისაკენ, ხოლო მთებში ჯერ კიდევ შენარჩუნებულია დადებითი მიმართულება. მიწისპირა ქარის მერიდიანული მდგენელი დასავლეთ საქართველოში კვლავ უარყოფითი ხდება და მიმართულია სამხრეთისაკენ, ხოლო აღმოსავ-

ლეთ საქართველოში დადებითია და მიმართულია ჩრდილოეთისაკენ.

2.2. დამახასიათებელი ადგილობრივი ქარები

საქართველოს ტერიტორიაზე ქარის რეჟიმში მნიშვნელოვან როლს ასრულებს ადგილობრივი წარმოშობის ქარები. ადგილობრივი ქარი წარმოადგენს მეზომასშტაბურ ატმოსფერულ პროცესს, რომელიც წარმოიქმნება ქვეფენილი ზედაპირის მოქმედებით ჰაერის დინებებზე. მეზომასშტაბური პროცესების კორიზონტალური მასშტაბები იცვლება რამოდენიმე ათეული მეტრიდან ათეულ და ასეულ კილომეტრებამდე. ასხვავებენ ადგილობრივი ქარების ორ ტიპს: თერმულს და მექანიკურს. თერმულ ქარს მიეკუთვნება სანაპირო(მუსონი და ბრიზი), მთა-ხეობის და მყინვარული ქარები, ხოლო მექანიკური ქარებია ფიონი და ბორა.

მუსონური ტიპის ქარები ვითარდება წლის ცივ და თბილ პერიოდებში შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის დაბლობზე, როდესაც შავ ზღვაზე და კავკასიონის ცენტრალურ რაიონებზე განლაგებულია მაღალი და დაბალი წნევის არეები. კოლხეთის დაბლობზე წლის თბილ პერიოდში ჭარბობს ქარები დასავლეთის მდგენელით (ქარები ზღვიდან), ხოლო ცივ პერიოდში აღმოსავლეთის მდგენელით (ქარები ხმელეთიდან). თუმცა ზაფხულში მთისწინეთში გადანაცვლებასთან ერთად აღინიშნება მთა-ბარის ცირკულაციაც, რომელიც თან ერთვის მუსონური ხასიათის ქარებს, რაც იწვევს ქარის მიმართულების განმეორადობის ზრდას დასავლეთის მდგენელით.

როგორც ცხრილი 2.2.1. გვიჩვენებს ქარები ზღვიდან ქრის უმეტესად აპრილ-მაისიდან აგვისტო-სექტემბრამდე, ხოლო ხმელეთიდან ქრის – სექტემბრიდან აპრილ-მაისამდე (ჩათვლით).

ბრიზი აგრეთვე წყლისა და ხმელეთის არათანაბარი გათბობა გაცივების შედეგია. რადგანაც დილის საათებში ხმელეთი და ჰაერი უფრო სწრაფად თბება ვიდრე ზღვა, ამიტომ ხმელეთზე წნევა შედარებით ნაკლებია და სიმაღლის მიხედვით იზრდება. ზღვის სანაპიროზე კი საწინააღმდეგო სურათი იქმნება-წნევა მეტია და სიმაღლის მიხედვით სწრა-

ფად ეცემა. ამის გამო ჰაერის ქვედა ფენებში ბარიული გრადიენტი მიმართულია ზღვიდან ხმელეთისაკენ, ხოლო ატმოსფეროს მაღალ ფენებში გრადიენტი პირიქით მიმართულია ხმელეთიდან ზღვისკენ. ამრიგად, მყარდება ჰაერის ჩაკეტილი ცირკულაცია, ანუ ბრიზი. დამით ხმელეთი უფრო სწრაფად ცივდება, ვიდრე ზღვა, რის გამოც წარმოიშობა საწინააღმდეგო ცირკულაცია-ატმოსფეროს ქვედა ფენებში ქარი მიმართულია ხმელეთიდან ზღვისაკენ, ზედა ფენებში კი პირიქით-ზღვიდან ხმელეთისაკენ. ბრიზები კარგად არის გამოხატული საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის ბარში. მათი მაქსიმალური განმეორადობა მოდის ღვსედიმე-აძიუბუას მონაკვეთზე და აღემატება 70-80%-ს. შავი ზღვის სანაპირო ზოლში ბრიზები მთელი წლის განმავლობაში დაიკვირვება(ცხრილი 2.2.2.)

ცხრილი 2.2.1. მუსონური ქარების განმეორადობა (%) ზღვიდან და ხმელეთიდან

ოკე											
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
ანაკლია ზღვიდან (დ+სდ) ხმელეთიდან (აღ+ჩაღ)											
14	18	26	35	39	44	48	39	31	18	12	5
69	60	47	36	30	24	24	35	41	55	68	73
ზუგდიდი ზღვიდან (დ) ხმელეთიდან (აღ)											
11	14	20	30	44	49	47	44	32	19	12	6
56	50	43	30	27	20	16	15	26	37	53	53
სენაკი ზღვიდან (დ+სდ) ხმელეთიდან (აღ+ჩაღ)											
17	25	35	47	55	61	66	55	48	36	15	11
71	61	47	38	28	23	17	27	33	57	70	80
მარტვილი ზღვიდან (დ) ხმელეთიდან (აღ)											
20	22	33	38	42	46	47	41	41	29	20	13
35	40	29	25	17	16	9	20	19	34	39	49
ფოთი ზღვიდან (დ+სდ) ხმელეთიდან (აღ)											
18	26	36	48	51	56	64	56	45	25	17	15
62	50	28	36	20	16	12	18	26	45	61	65

დღის განმავლობაში ბრიზი ვრცელდება ღრმად ხმელეთზე, ქუთაისამდე. ხმელეთის ბრიზი გაცილებით სუსტია და ვრცელდება ზღვაში არა უმეტეს 10კმ-ის სიღრმეზე. ბრიზის დროს ქარის სიჩქარე საშუალოდ 3-5მ/წმ-ია, ხოლო ტემპე-

რატურა 2-5⁰C-ით ნაკლები, ვიდრე იმ ადგილებში, სადაც მისი გავლენა არ შეინიშნება. ამიტომ იმ ადგილებში, რომლებიც ზღვის ბრიზების უშუალო გავლენის ქვეშაა მოქცეული, თითქმის არ ვლინდება სიცხისა და შეხუთვის შეგრძნება.

ცხრილი 2.2.2. ბრიზების განმეორადობის დღე-ღამური სვლა. %.

დ.ვ.(სთ)	თ ვ ე											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
ქობულეთი												
სანაპიროს												
1	59	55	48	44	40	46	49	54	58	52	71	74
13	39	32	22	8	7	9	1	2	4	17	38	46
19	45	41	33	11	6	4	1	3	11	33	59	64
ზღვის												
1	28	24	40	46	42	31	28	20	18	21	18	17
13	38	44	53	72	75	80	80	85	77	52	32	30
19	40	44	58	78	82	82	81	84	63	41	25	20
ნაკვი												
სანაპიროს												
1	67	61	60	52	59	75	80	83	81	75	78	81
13	19	10	5	3	3	5	5	4	7	10	13	20
19	69	60	52	29	13	15	31	46	69	74	72	73
ზღვის												
1	18	28	23	30	27	16	12	11	11	17	12	14
13	50	61	72	82	85	87	86	89	82	68	62	50
19	21	28	32	52	66	67	53	35	22	15	17	14
ბათუმი												
სანაპიროს												
1	47	36	34	23	18	31	33	41	42	37	45	49
13	18	11	5	2	2	1	2	1	5	5	12	16
19	40	26	18	7	4	4	6	12	17	30	33	43
ზღვის												
1	25	32	34	43	45	38	38	32	32	31	24	21
13	35	45	58	73	82	89	88	89	80	57	43	31
19	33	42	53	64	70	80	79	70	59	42	36	24

მთა-ხეობის ქარი (მთა- ბარის ქარი) წარმოადგენს ერთი და იგივე სიმაღლეზე ფერდობისა და თავისუფალი ატმოსფეროს არათანაბარი გათბობა-გაცივების შედეგს. დღისით მთის ფერდობი და მისი მიმდებარე ჰაერის ფენები უფრო მეტად თბება, ვიდრე ჰაერი ხეობის ზემოდ. ამიტომ ბარიული გრადიენტი მიმართულია ხეობიდან ფერდობისაკენ. ღამით კი საწინააღმდეგო სურათი წარმოიქმნება. ბრიზების მსგავსად ეს ქარებიც დღელამური პერიოდულობით ხასიათდება. მთა-ბარის ქარის სიჩქარე სიმაღლესთან ერთად იზრდება და მაქსიმუმს 200-250მ სიმაღლეზე აღწევს, შემდეგ კი მცირდება. გარკვეულ სიმაღლეზე ქარი იცვლის მიმართულებას საწინააღმდეგოზე.

მთა-ხეობის ქარები კარგად არის განვითარებული საქართველოში. მთა-ბარის ცირკულაცია აღინიშნება კავკასიონის მაღალმთიან და საშუალომთიან ზონაში. დასავლეთ საქართველოს მთიან რაიონებში მთა-ხეობის ქარები მთელი წლის განმავლობაშია. ამასთან, წლის თბილ პერიოდში მთა-ხეობის ქარი საღამოს საათებშიც მოქმედებს და მისი განმეორადობა საკმარისად დიდია (ცხრ. 2.2.3.). ეს აიხსნება ზაფხულის მუსონით, რომლის მიმართულება ემთხვევა მთა-ხეობის ქარების მიმართულებას და აძლიერებს მას.

აღმოსავლეთ საქართველოს მთიან რაიონებში მთა-ხეობის ქარები მოქმედებს უმთავრესად წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში. მთა-ხეობის ცირკულაცია რამდენადმე შესუსტებულია ჯავახეთის ზეგანზე, რაც განპირობებულია შედარებით გათანაბრებული რელიეფით. სამაგიეროდ მთა-ხეობის მძლავრი ცირკულაცია აღინიშნება ქვემო ქართლის ბარში და კახეთის ბარში.

იმ შემთხვევაში თუ მთა დაფარულია მყინვარით, ბარიული გრადიენტი დღელამის განმავლობაში მიმართულია ხეობიდან მყინვარისაკენ. ამიტომ ქარიც ამ შემთხვევაში ქრის ხეობიდან მყინვარისაკენ, ასე წარმოიშობა **მყინვარული ქარი**.

ჰაერის განსაკუთრებული ცირკულაცია იქმნება აღმოსავლეთ საქართველოს მდინარეთა ხეობებში-მტკვარი, ქსანი, არაგვი, ალაზანი და სხვ. ჰაერის დინება ხეობაში მიუხედავად წლის სეზონისა უმთავრესად მიმართულია ზემოდ-ხე-

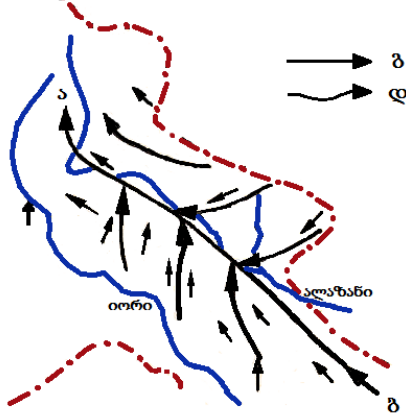
ობისკენ, ანუ სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან, ან სამხრეთიდან ჩრდილო-დასავლეთისკენ, ან ჩრდილოეთისკენ. მაგალითად, ალაზნის ველზე წელიწადის ყველა სეზონში ყალიბდება კონვერგენციის ხაზების ჩამოყალიბების პირობები (ნახ. 2.2.1).

ცხრილი 2.2.3. მთა-ხეობის ქარების განმეორადობა (%)

დ.ვ.(სთ)	თ ვ ე											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	ფ ს ხ უ											
	მთის (ჩ + ჩად)											
1	80	78	71	78	74	81	70	76	78	78	83	83
13	10	12	9	6	3	3	2	3	2	3	9	13
19	75	65	50	40	24	27	20	33	61	77	78	77
	ხეობის (ს + აღ + სდ)											
1	10	12	17	13	12	8	11	9	6	8	9	9
13	74	74	83	82	89	87	88	88	84	83	74	75
19	14	22	40	34	48	49	53	41	19	12	13	7
	ღ ა თ ა											
	მთის (ჩ + ჩ აღ + აღ)											
1	68	69	63	63	61	63	47	58	59	62	67	67
13	30	21	18	12	6	5	3	3	6	11	22	32
19	66	57	39	12	18	16	13	20	35	50	61	67
	ხეობის (სდ + ხად)											
1	28	27	34	31	34	37	32	13	7	7	6	9
13	61	72	78	83	90	82	94	95	90	83	72	54
19	31	37	56	75	80	82	84	78	55	40	34	26
	ქ ვ ე ზ ა ნ ი											
	მთ (აღ + ხად)											
1	88	87	83	78	73	90	92	93	95	94	92	92
13	41	28	20	12	7	7	9	11	14	22	30	52
19	86	86	79	50	40	33	42	54	86	90	92	91
	ხეობის (სდ + დ + ჩდ)											
1	2	4	5	8	6	1	1	1	1	2	2	2
13	32	42	50	62	73	77	75	71	62	57	43	18
19	4	4	14	26	39	38	34	22	4	3	2	3

ნახ. 2.2.1-ზე კარგად მოჩანს კონვერგენციის ხაზები. დენათა ხაზების შეკრება კონვერგენციის ხაზის გასწვრივ,

როგორც წესი, გრძელდება ამ ჰაერის აღმავალი მოძრაობით, რაც კონვექციური პროცესების განვითარების, გროვა ღრუბლების ფორმირების და თავსხმა ნალექების და სეტყვის მოსვლის ერთერთი მიზეზი ხდება.



ნახ. 2.2.1. ქარის ვექტორის მოდული და მიმართულება(ა), და დენათა ხაზები(ბ) ალაზნის ველზე (Хеладзе Т.В., Хецურიანი Т.Г., Элизбарაშვილი Э.Ш., 1990)

მექანიკური წარმოშობის ქარი-ფიონი წარმოადგენს ჰაერის მასების მიერ მაღალი მთებისა და ქედების გადალახვის, ან მთებზე განლაგებული ანტიციკლონიდან ფერდობზე დაშვებული დაღმავალი ჰაერის გაშლის შედეგს. ამ პროცესების გამო ასხვავებენ ფიონის ორ ტიპს-ოროგრაფიულს და თავისუფალი ატმოსფეროდან წარმოშობილს.

ფიონური ქარები ხშირია დასავლეთ საქართველოში. ქუთაისსა და წყალტუბოში აღინიშნება 100-120 დღე ფიონით. მათი სიჩქარე ხშირად 20მ/წმ-ს. აღემატება, ხოლო ვერტიკალური სიმძლავრე - 1-2კმ-ს. აღწევს. შჯავახიშვილის(1977) მონაცემებით ფიონების მოქმედებით დასავლეთ საქართველოში ჰაერის ტემპერატურამ რამოდენიმე საათში შეიძლება 10-20°C -ით მოიმატოს, ხოლო შეფარდებითი სინოტივე 10-50%-ით დაეცეს. ქარის სიჩქარე დიდია და ხშირად 40კმ/წმ-ს აღწევს. ფიონის დროს ჰაერი სუფთაა, ხილვადობა კი კარგი. ყოველივე ამის გამო სამედიცინო კლიმატოლოგიის

თვალსაზრისით ის უარყოფით გავლენას ახდენს ადამიანის ორგანიზმზე-იწვევს უსიამოვნო შეგრძნებას, თავის ტკივილს, მსუთვარების შეგრძნებას, უარყოფითად მოქმედებს ჯანმრთელობაზე.

დასავლეთ საქართველოში ფიონის წარმოქმნის საუკეთესო დრო წლის ცივი პერიოდია, თუმცა იშვიათად ფიონი თბილ პერიოდშიც აღინიშნება(ცხრილი 2.2.4).

ცხრილი 2.2.4. ფიონიან დღეთა საშუალო რიცხვი (რ.კორძახია)

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	წელი
გაგრა												
4.0	4.9	2.3	2.5	1.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.7	2.8	3.5	22.5
ლესელები												
2.1	1.3	1.5	0.9	0.3	0.1	0	0	0.1	0.2	0.9	0.9	8.3
გაგრის ქედი												
1.7	1.6	1.2	1.1	0.5	0.1	0.1	0.1	0.3	0.6	1.3	2.0	10.3

აღსანიშნავია, რომ შავი ზღვის სანაპირო ზოლში ჰაერის მრავალწლიური საშუალო ტემპერატურა ყველაზე უფრო მაღალია გაგრაში, მიუხედავად მისი ჩრდილოეთში მდებარეობისა, და შეადგენს 15⁰C-ს, რაც სხვა ფაქტორებთან ერთად განპირობებულია სწორედ ფიონურ ქართა სიხშირით და ხანგრძლივობით(ცხრილი 2.2.5).

ცხრილი 2.2.5. ფიონთა ხანგრძლივობის შემთხვევათა რიცხვი გრადაციების მიხედვით გაგრაში (%)(რ.კორძახია)

გრადაციის ხანგრძლივობა საათებში	შემთხვევათა რიცხვი
6-18	79
19-36	25
37-54	12
55-67	1
68-80	1
>80	4

მექანიკური წარმოშობის ქარების გაძლიერებაში დიდ როლს ასრულებს სიმძიმის ძალა. ნათქვამი ეხება **ბორას-ცივ შტორმისებრ ქარს**. ბორა წარმოიშვება უმთავრესად ზამთარში, როდესაც ცივ კონტინენტზე განლაგებულია ანტიციკლონი, ხოლო შედარებით თბილი ოკეანის თავზე-

ციკლონი. საქართველოს პირობებში ბორა განვითარებას პრაქტიკულად არ ღებულობს.

2.3. ქარის სიჩქარეები

ისევე როგორც მიმართულება, ქარის სიჩქარეც მნიშვნელოვნად არის დამოკიდებული ფიზიკურ-გეოგრაფიულ თავისებურებებზე და წლის დროზე, ეს კარგად ჩანს ცხრილში 2.3.1 წარმოდგენილი მონაცემებიდან.

ქარის სიჩქარის წლიური სვლა საკმაოდ გამოკვეთილია მთელ ტერიტორიაზე. მისი მაქსიმუმის და მინიმუმის დამყარებაში გარკვეული კანონზომიერება აღინიშნება.

საქართველოს ტერიტორიის დიდ ნაწილზე ქარის სიჩქარის მაქსიმუმი აღინიშნება ზამთარში ან გაზაფხულზე, ხოლო მინიმუმი-ზაფხულში. ამავე დროს მთელ რიგ სადგურებზე ქარის სიჩქარის წლიურ სვლას ორი მაქსიმუმი გააჩნია. კერძოდ, თბილისში პირველი მაქსიმუმი აღინიშნება მარტში, ხოლო მეორე-ივლისში. ქარის ანალოგიური რეჟიმი ბორჯომში. ზოგიერთი ადგილებისათვის მეორე მაქსიმუმი დამახასიათებელია შემოდგომაზე-ქუთაისი, წყალტუბო, ყაზბეგი და სხვ.

ნახ. 2.3.1-ზე წარმოდგენილია ქარის საშუალო სიჩქარეების განაწილების რუკა

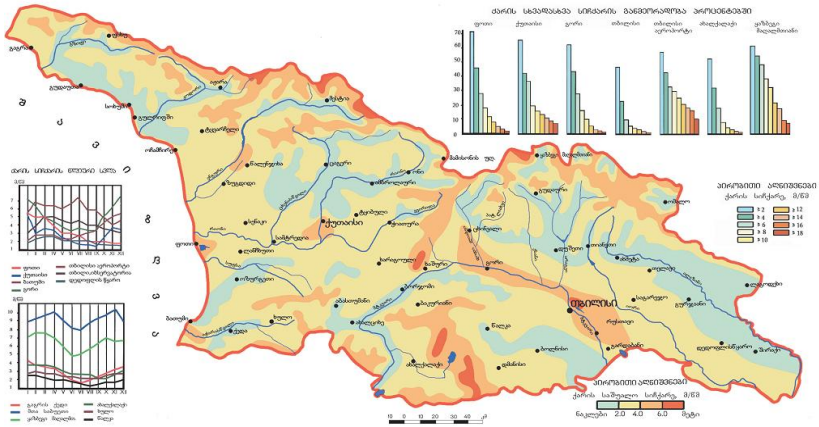
მეტეოროლოგიური სადგურების დაკვირვებების მიხედვით ქარის საშუალო წლიური სიჩქარე საქართველოს ტერიტორიაზე იცვლება 0.6-დან(აბასთუმანი) 9.2მ/წმ (მთა-საბურეთი) ფარგლებში. ყველაზე ძლიერი ქარები დამახასიათებელია ლიხის ქედისათვის. ძლიერი ქარიანობით გამოირჩევა საქართველოს ტერიტორიის საშუალო და მაღალმთიანი ზონა. აქ ქარის საშუალო წლიური სიჩქარე ძირითადად 5-9მ/წმ ფარგლებშია. ძლიერი ქარებია დამახასიათებელი აგრეთვე მდინარე რიონის ხეობისათვის, კერძოდ ქუთაისის მიდამოებში ქარის საშუალო წლიური სიჩქარე 5-10მ/წმ-ს აღწევს. უმცირესი სიჩქარეები აღინიშნება კავკასიონის და სამხრეთ საქართველოს მთიანეთის ღრმა ხეობებში, ქვემო ქართლის ბარის სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში, კახეთის ბარში.

ცხრილი 2.3.1. ქარის სიჩქარის წლიური სვლა. მ/წმ

თვეები												
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	წ.
სოხუმი												
2.5	2.6	2.6	2.6	2.6	2.4	2.4	2.3	2.2	2.3	2.2	2.2	2.4
ბათუმი												
2.6	2.7	2.5	2.3	2.1	2.0	1.8	1.7	1.6	1.8	1.9	2.2	2.1
ფოთი												
5.5	5.2	5.0	4.4	3.7	3.3	3.6	3.2	3.2	4.3	5.0	5.2	4.3
ზუგდიდი												
1.4	1.5	2.1	1.8	1.4	1.2	1.0	0.8	0.8	0.8	1.8	1.1	1.3
ქუთაისი												
5.6	5.6	5.9	5.7	4.6	3.7	3.0	3.4	3.6	4.8	7.2	6.7	5.0
მთა-საბურეთი												
8.8	9.2	9.6	10.0	8.9	8.3	7.9	8.8	9.4	9.7	10.6	9.1	9.2
თბილისი												
2.2	2.7	2.8	2.7	2.5	2.5	2.8	2.3	2.1	2.0	1.7	1.8	2.4
თელავი												
2.2	2.7	2.9	3.0	2.5	2.5	2.3	2.3	2.2	2.4	2.0	2.0	2.4
ბორჯომი												
0.7	0.8	0.9	1.0	0.9	0.8	0.9	0.9	0.8	0.6	0.5	0.6	0.8
ახალქალაქი												
3.7	3.7	3.8	3.6	3.1	2.7	2.7	2.8	2.2	2.1	2.7	3.2	3.0
მამისონის უღ.												
6.6	6.7	6.2	5.2	4.4	4.7	4.8	4.6	4.8	5.6	5.5	6.2	5.4
ონი												
0.8	1.1	1.6	1.9	1.6	1.5	1.6	1.6	1.2	0.9	0.8	0.6	1.3
ჯერის უღ.												
2.2	2.4	2.2	1.8	1.9	2.0	1.9	2.0	2.0	2.0	1.9	2.2	2.0
ყაზბეგი მ/მ												
7.0	7.5	7.4	7.0	6.1	4.8	5.0	5.4	6.4	7.1	6.8	6.8	6.4

შავი ზღვის სანაპიროზე ქარი საშუალო წლიური სიჩქარე მოქცეულია 2.1 – 4.0 მ/წმ-ის ფარგლებში. ასეთივე სიჩქარეებია გავრის, ბზიფის და კოდორის ქედებზე 2000 მეტრამდე სიმაღლეზე. ცალკეული ქედების თხემებზე იგი 4 მ/წმ-ზე მეტია. აჭარის და აფხაზეთის სანაპიროებისათვის დამახასიათებელია ქარის დაბალი სიჩქარეები, ძირითადად 1.1-3.0 მ/წმ. ქარის მაღალი სიჩქარეებით გამოირჩევა კახაბერის ბარი და ჭოროხის ხეობის ის ნაწილი, სადაც იგი ფართოვდება და ერწყმის კახაბერის ბარს. აქ საშუალო

წლიური სიჩქარე აჭარბებს 4 მ/წმ-ს და კაპანდიბასა და ჭარნალში აღწევს 5.3-6 მ/წმ-ს. დიდი სიჩქარეებია აგრეთვე გოდერძის უღელტეხილზე – 5 მ/წმ.



ნახ. 2.3.1. ქარის საშუალო წლიური სიჩქარე. მ/წმ (ე.სუხიშვილი, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)

ქარის სიჩქარეები დიდ ფარგლებში მერყეობს. ყველაზე ხშირია 0-დან 1მ/წმ-მდე სიჩქარეები, რომელთა განმეორებადობაც საქართველოს ტერიტორიაზე 20-დან 77%-მდე ფარგლებში იცვლება. გამონაკლისია მთა-საბუეთი, სადაც ქარის სიჩქარეების აღნიშნული გრადაციის განმეორებადობა მხოლოდ 9%-ია, ხოლო უდიდესი განმეორებადობა შეესაბამება 6-7 მ/წმ ინტერვალის სიჩქარეების გრადაციას და შეადგენს 14%-ს.

ქარის სიჩქარის სხვა გრადაციების განმეორებადობა (2-3, 4-5, 6-7. 8-9 მ/წმ და ა.შ) თანდათან კლებულობს. ზოგჯერ ქარის სიჩქარეები 25-35 მ/წმ-აღემატება, მათი ალბათობა ძალიან მცირეა და 1%-ზე ნაკლებია. მაღალმთიან ყაზბეგში ასეთი სიჩქარის ქარების განმეორებადობა 2%-მდე აღწევს, ხოლო მთა-საბუეთში და თბილისის აეროპორტში 2%-ს აღემატება.

ნახ. 2.3.1-ზე რუკასთან ერთად ნაჩვენებია აგრეთვე ქარის სხვადასხვა გრადაციის სიჩქარეების განმეორადობების დიაგრამები ზოგიერთი პუნქტისათვის. როგორც დიაგრამებიდან ჩანს, ყველა პუნქტში უდიდესი განმეორადობა ქარის 2მ/წმ-ის ტოლ ან მეტ სიჩქარეებს შეესაბამება. აღნიშნული გრადაციის განმეორადობა ფოთში 70%-ს, ქუთაისში 65%-ს, ყაზბეგში 60%-ს შეადგენს. რამდენადმე ნაკლებია ქარის სიჩქარის ამ გრადაციის განმეორადობა გორში, ხოლო თბილისის აეროპორტში 55%-მდე, ქალაქში კი 50%-მდე კლებულობს. აღნიშნულ გრადაციაში ქარის ყველა სიჩქარეები შედის, გარდა 0-1 მ/წმ-ისა, ამიტომ შემდგომი გრადაციების განმეორადობები (4, 6, 8 და ა.შ. მ/წმ-ის ტოლი ან მეტი) ბუნებრივია კანონზომიერად კლებულობს, ხოლო ზოგიერთ პუნქტში ქარის სიჩქარის უმაღლესი გრადაციები აღარ აღინიშნება. მაგალითად ახალქალაქში არ აღინიშნება 18მ/წმ-ზე მეტი ქარის სიჩქარეები. სწორედ ამიტომ ქარის სიჩქარეების განაწილება ექსპონენციალურ ხასიათს ატარებს, რაც კარგად ჩანს ნახ. 2.3.1-ზე წარმოდგენილი დიაგრამიდან.

ცხადია, რომ ქარის მაქსიმალური სიჩქარეები დამოკიდებულია დროით ინტერვალზე. რაც დროის უფრო ხანგრძლივ ინტერვალს განვიხილავთ, მით უფრო მეტი აღმოჩნდება ქარის მაქსიმალური სიჩქარე. ამიტომ ქარის რეჟიმული მახასიათებლების შეფასებისას, განსაკუთრებით სამშენებლო მიზნებისათვის, აუცილებელია გათვალისწინებული იყოს ქარის მოსალოდნელი მაქსიმალური სიჩქარეები. აშკარაა, რომ ამასთანავე ქარის სიჩქარის შესაძლო მაქსიმალური სიდიდე დაკვირვებათა პერიოდის ხანგრძლივობასთან ერთად იზრდება.

ცხრილში 2.3.2 წარმოდგენილია სხვადასხვა დროით ინტერვალში მოსალოდნელი ქარის მაქსიმალური სიჩქარეები.

ცხრილში 2.3.2 წარმოდგენილი მონაცემების თანახმად 50 წელიწადში ერთხელ მაინც ქარის სიჩქარემ აბაშაში, ახალქალაქში, ახმეტაში, ბათუმში, ბაკურიანში, ბახმაროში, ვაგრაში, ვაზიანში, მამისონის და ზეკარის უღელტეხილებზე, თბილისში, თეთრი წყაროში და მთა-საბუეთში მოსალოდნელია გადააჭარბოს 30-32 მ/წმ-ს, ასეთი ქარეები გრიგალურ

ხასიათს ატარებს და დამანგრეველი შედეგები მოაქვს. თუმცა ზოგ ჩამოთვლილ პუნქტში ეს შეიძლება 20 და 5 წელიწადში ერთხელ მოხდეს.

ცხრილი 2.3.2. ქარის მაქსიმალური სიჩქარეები. მ/წმ
შესაძლებელი 5. 20. 50 წელიწადში ერთხელ მაინც

№	პუნქტის დასახელება	ქარის სიჩქარე		
		მ/წმ		
		V ₅	V ₂₀	V ₅₀
1	აბასთუმანი	19	24	29
2	აბაშა	24	27	30
3	ახალქალაქი	25	31	36
4	ამბროლაური	22	25	27
5	ახმეტა	25	30	33
6	ბათუმი. ქალაქი	24	28	32
7	ბაკურიანი	24	28	31
8	ბახმარო	29	36	40
9	ბორჯომი	17	23	27
10	გაგრა	28	40	48
11	ვაზიანი	44	49	56
12	მამისონის უღ.	38	44	51
13	ზეკარის უღ.	40	50	53
14	თბილისი. აეროპ.	41	48	56
15	თბილისი ობსერვატ.	24	30	34
16	თელავი	21	25	27
17	თეთრი წყარო	28	33	38
18	ლაგოდეხი	23	26	29
19	მესტია	17	20	23
20	მთა საბუეთი	34	38	41
21	ონი	17	22	24
22	ჟინვალი	18	21	24

ქარის საშუალო და მაქსიმალური სიჩქარეები წარმოადგენს აუცილებელ, მაგრამ არასაკმარის ენერგეტიკულ მაჩვენებელს. სხვაგვარად რომ ვთქვათ, ქარის სიჩქარის დაბალი მნიშვნელობის დროს გარკვეულია მათი გამოყენების

არაპერსპექტიულობა, მაგრამ სიჩქარის მაღალი მნიშვნელობა მუდამ არ უზრუნველყოფს ქარის ენერჯის გამოყენების ეფექტურობას. ენერგეტიკული თვალსაზრისით მნიშვნელოვანია სამუშაო, ანუ ისეთი სიჩქარეები, რომლებიც აღემატება ქარბორბალას დაძვრის საწყის სიჩქარეს და უზრუნველყოფს ქარის ენერგეტიკული დანადგარის ავტომატურ რეჟიმს. სამუშაო სიჩქარე იცვლება ქარბორბალას დაძვრის საწყისი სიჩქარიდან იმ მაქსიმალურ სიჩქარემდე, რომლის დროსაც ბორბალი ავტომატურად გამოდის რეჟიმიდან. არააქტიურ სიჩქარედ ითვლება ქარის ისეთი სიჩქარეები, რომლებიც ვერ უზრუნველყოფენ ქარბორბალას ბრუნვას, მას მიეკუთვნება სიჩქარეები 0-2მ/წმ. ქარის სიჩქარეებს, როგორც ენერგეტიკულ მაჩვენებლებს განვიხილავთ ცალკე თავში. ასევე ცალკე თავში იქნება წარმოდგენილი საშიში და გრიგალური ქარის მახასიათებლები.

2.4. ქარის სიჩქარის დღედამური სვლა

ქარის სიჩქარეს გააჩნია დღედამური სვლა, რაც განპირობებულია ადგილის ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობებით. ქარის სიჩქარის დღედამურ სვლაში მაქსიმუმი შუადღეს მყარდება. ამის მიზეზია თერმული არამდგრადობა, რის გამოც ძლიერდება ვერტიკალური ტურბულენტური ცვლა, და ურთიერთქმედება ატმოსფეროს ქვედა და ზედა ფენებს შორის. ატმოსფეროს ქვედა ფენებში მატულობს ზედა ფენებიდან სწრაფად მოძრავი ნაწილაკების ნაკადი, ხოლო ზედა ფენებში კი მატულობს ისეთი ნაწილაკების ნაკადი, რომელთაც ჰორიზონტალური მოძრაობის ნაკლები სიჩქარე გააჩნია. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში ქარის სიჩქარის მაქსიმუმი გადაინაცვლებს დღის მეორე ნახევარში. მაგალითად ივლისში თბილისში ქარის სიჩქარის მაქსიმუმი შეესაბამება 16სთ.-ს (Элизбарашвили Э.Ш., Гонгладзе Н.Ш., 1980).

ამის გამო ქარის სიჩქარის დღედამურ სვლაში უდიდესი მნიშვნელობები უმთავრესად დღის მეორე ნახევარში აღინიშნება. ქარის სიჩქარის მინიმუმი კი ხშირად დღის და ღამის საათებში მყარდება. ყველაზე კარგად ნათქვამი გამოხატულია შავი ზღვის სანაპიროზე, საქართველოს მთათაშორ-

ის ბარში, სამხრეთ მთიანეთში და კავკასიონის მთიან ზონაში (ცხრილი 2.4.1).

თუმცა, როგორც ე.სუხიშვილი აღნიშნავს, ზოგიერთ ადგილებში ქარის სიჩქარე ღამის საათებში იზრდება. ასეთი სურათი აღინიშნება გარდაბანში, თბილისში(აეროპორტი), ახმეტაში და სხვ. ა.ზანინას(Занина А.А. 1961) აზრით ეს მოვლენა სამხრეთის ორიენტაციის კალთების ძლიერი გადახურებით აიხსნება, რის შედეგადაც ჰაერი ეშვება ფერდობზე და იძენს ძლიერ აჩქარებას.

როგორც ცხრილი 2.4.1-დან ჩანს საშუალო წლიური მონაცემებით ქარის უდიდესი სიჩქარე ქობულეთში, ქუთაისში, თბილისში და ახალქალაქში 13-19 საათებს შეესაბამება. ეს სურათი შენარჩუნებულია ცალკეულ თვეებშიც. განსხვავებული ქარის რეჟიმი მდალმთიან ზონაში, სადაც ქარი ღამის საათებში ძლიერდება, რაც აიხსნება კონვექციური ნაკადების განვითარების დაგვიანებით. მაგალითად მდალმთიან ყაზბეგში ქარის უდიდესი სიჩქარეები ღამის 1 საათზე აღინიშნება, გამთენიისას და დღის საათებში კი კლებულობს. მდინარე რიონის ხეობაში ივლისიდან აგვისტოს ჩათვლით ქარის სიჩქარის მომატება სადამოს საათებში აღინიშნება, რაც მუსონური და ბრიზული ქარების მოქმედებით აიხსნება. იგივე შედეგი იქნა მიღებული შავიზღვისპირა ზოლში ჩატარებული ექსპედიციების საფუძველზე (სბლანუცა, ე.ელიზბარაშვილი, ნ.ქარცივაძე, 1982).

ქარის სიჩქარის დღეღამური სვლა უფრო მკვეთრად არის გამოხატული წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში, რაც ამ დროს ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის გაზრდის შედეგია. მაგალითად, ივლისში ქარის სიჩქარის დღეღამური სვლის ამპლიტუდა შეადგენს ქობულეთში-2.5, ქუთაისში-4.0, თბილისში-1.3, ახალქალაქში-3.1, ხოლო მდალმთიან ყაზბეგში-1.8 მ/წმ-ს. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში ქარის სიჩქარის დღეღამური სვლა შედარებით ნაკლებად არის გამოხატული და მისი დღეღამური ამპლიტუდაც კლებულობს. კერძოდ, იანვარში ქარის სიჩქარის დღეღამური სვლის ამპლიტუდა შეადგენს ქობულეთში-0.7, ქუთაისში-0.9, თბილისში-0.9, ახალქალაქში-3.1, ხოლო მდალმთიან ყაზბეგში-0.6 მ/წმ-ს.

ცხრილი 2.4.1. ქარის სიჩქარის დღედამური სვლა, მ/წმ

პუნქტი	სთ.	თვეები				წელი
		I	IV	VII	X	
ქობულეთი	1	2.6	2.2	1.6	1.9	2.1
	7	2.6	2.3	1.6	2.3	2.2
	13	3.2	3.8	4.1	3.2	3.6
	19	2.5	2.7	3.0	1.0	2.5
ქუთაისი	1	5.4	4.9	1.0	4.7	4.2
	7	5.3	5.5	1.8	4.6	5.5
	13	5.3	7.3	5.0	6.2	6.4
	19	6.2	5.0	4.2	3.8	4.8
თბილისი	1	1.2	2.2	2.3	1.5	1.9
	7	1.7	2.0	2.4	1.5	1.8
	13	3.1	4.1	3.6	3.1	3.4
	19	2.2	2.8	2.8	1.9	2.3
ახალქალაქი	1	3.5	2.4	1.2	1.2	2.1
	7	3.3	2.4	1.2	1.2	2.0
	13	4.1	5.3	4.2	3.9	4.2
	19	4.0	4.2	4.3	2.2	3.7
ყაზბეგი მ/მ	1	7.6	7.0	5.7	7.9	7.2
	7	6.8	6.7	5.4	6.9	6.3
	13	7.4	7.0	5.1	7.5	6.4
	19	6.2	6.5	3.9	6.5	5.8

თაზი 3. ჰაერის ტემპერატურა

3.1. რელიეფის გავლენა ტემპერატურის ველის ჩამოყალიბებაზე

საქართველოს ტერიტორიაზე ჰაერის ტემპერატურის რეჟიმის ჩამოყალიბებაზე უპირველეს ყოვლისა გავლენას ახდენს ადგილის რელიეფი-სიმაღლე ზღვის დონედან, ექსპოზიცია და რელიეფის ფორმა. მათ შორის წამყვანი როლი ადგილის სიმაღლეს მიეკუთვნება.

ადგილის სიმაღლე. ნებისმიერი კლიმატური ელემენტის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით ზოგადად აღიწერება რაიმე n -ხარისხის მრავალწევრით:

$$M = \sum_{i=1}^n \alpha_i Z^i, \quad (3.1.1)$$

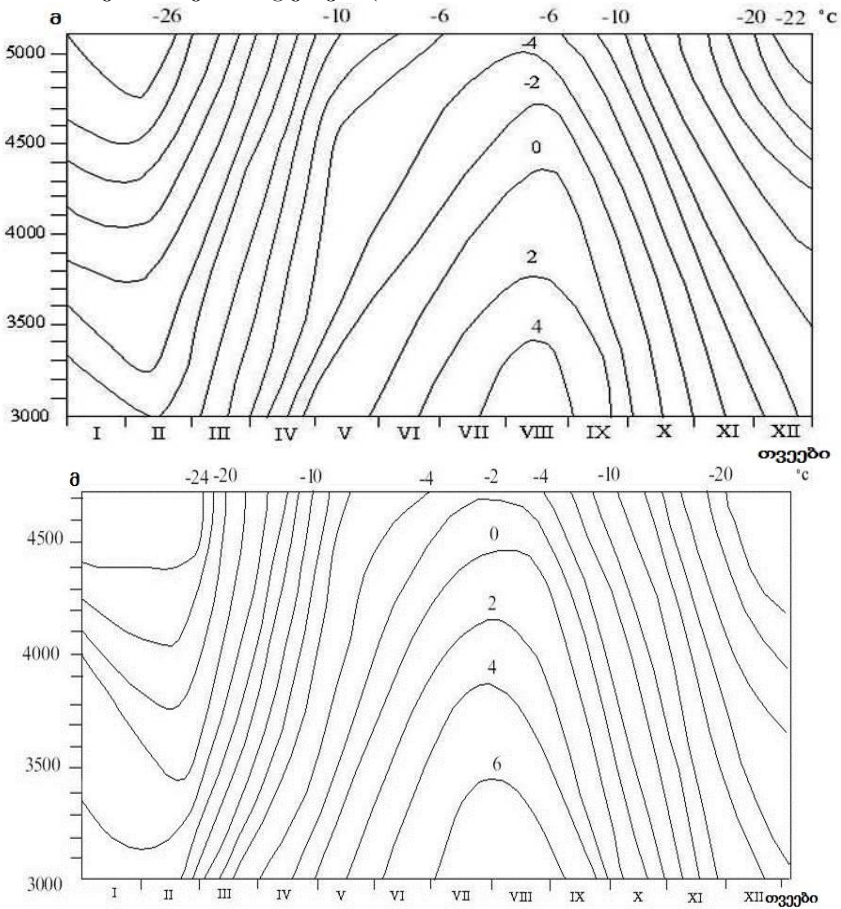
სადაც M -კლიმატური ელემენტია, Z -ადგილის სიმაღლეა, α_i -რეგრესიის კოეფიციენტებია, $i=0,1,2,\dots,n$.

რაც მეტია მრავალწევრის ხარისხი, მით უფრო ზუსტად აღწერს ის კლიმატური ელემენტის ვერტიკალურ განაწილებას, მაგრამ ამავე დროს ვერ უზრუნველყოფს „მეტეოროლოგიური ხმაურით“ გამოწვეულ ცდომილებათა გამორიცხვას. დაბალი რიგის მრავალწევრი კი ემპირიული მასალის საკმაოდ უხეშ აღწერას იძლევა. ამიტომ მრავალწევრის შერჩევა უნდა მოხდეს სპეციალური კრიტერიუმების საფუძველზე.

(3.1.1) ფორმულის უმარტივესი შემთხვევაა წრფივი ფუნქცია, როდესაც $i=1$. ამ ფორმულით, როგორც წესი, აღწერენ ჰაერის ტემპერატურის, აგრეთვე წყლის ორთქლის პარციალური წნევის განაწილებას (ე.ელიზბარაშვილი, 1978). ასეთი მიდგომის საფუძველზე მოხერხდა ტემპერატურის ვერტიკალური ჭრილების მიღება იმ მაღალმთიანი ზონისათვის, სადაც მეტეოროლოგიური დაკვირვებები არ წარმოებს (ნახ.3.1.1).

ტემპერატურის ვერტიკალური ჭრილები ნათლად გამოხატავს ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურების ცვლილებას დროსა და სივრცეში, მისი დროითი და ვერტიკალუ-

რი გრადიენტების ცვლილებას დროის და სიმაღლებრივი ზონის ნებისმიერ ინტერვალში.



ნახ.3.1.1. ტემპერატურის ველის სივრცით-დროითი ჭრილი: დასავლეთ საქართველო, აღმოსავლეთ საქართველო (მ.ელიზბარაშვილი, 1999)

ცხრილში 3.1.1. წარმოდგენილია ჰაერის ტემპერატურის საშუალო მნიშვნელობები სტანდარტული სიმაღლეებისათვის საქართველოს ორ განსხვავებულ კლიმატურ ოლქში.

ცხრილიდან ჩანს, რომ ერთი და იგივე სიმაღლეებზე დასავლეთ საქართველოში ზამთარი უფრო თბილია და ზაფ-

სული გრილი ვიდრე აღმოსავლეთში, რაც შავი ზღვის გავლენით აიხსნება.

ტემპერატურის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით ხასიათდება ვერტიკალური ტემპერატურული გრადიენტით, რომელიც ძალზე ცვალებადია და დამოკიდებულია როგორც ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებზე, ისე წელიწადის დროზე (ცხრილი 3.1.2).

ცხრილი 3.1.1. ჰაერის ტემპერატურა სტანდარტულ სიმაღლეებზე. °C.
(Элизбарашвили Э.Ш., 1978)

სიმაღლე, მ	თვეები											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	დასავლეთ საქართველო											
0	5.5	6.0	8.0	12.0	16.5	20.0	22.5	23.0	18.6	16.6	11.5	07.5
500	1.5	3.0	6.0	11.0	15.5	19.5	20.5	21.0	17.0	14.0	9.0	4.0
1000	-2.5	-2.0	2.0	7.0	12.5	15.0	18.0	18.0	13.0	10.0	6.0	1.0
1500	-5.5	-4.0	0	5.0	10.0	13.0	15.0	15.0	11.0	8.0	3.0	-2.5
2000	-6.0	-6.5	-2.0	3.0	8.0	10.0	13.5	13.6	9.0	7.0	2.0	-3.0
	აღმოსავლეთ საქართველო											
500	0.5	2.0	6.0	12.0	17.0	20.0	23.5	23.5	19.0	13.0	7.0	3.0
1000	-3.5	0	5.0	7.0	13.5	16.0	19.0	19.0	16.0	10.0	4.0	0
1500	-4.5	-3.0	0	6.0	11.5	14.0	16.0	16.0	13.0	8.0	2.0	-2.0
2000	-8.0	-6.0	-2.0	4.0	9.0	11.0	14.0	14.0	11.5	6.5	0	-5.0
2500	-12.0	-10.0	-6.0	-2.0	4.0	7.0	10.0	10.0	5.0	1.0	-5.0	-8.0

ცხრილი 3.1.2. ვერტიკალური ტემპერატურული გრადიენტი, °C/100მ.
(ზ.ხვედელიძე, ეელიზბარაშვილი.1982)

თვეები											
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
კოლხეთის ბარი											
0.72	0.70	0.55	0.25	0.20	0.30	0.35	0.35	0.37	0.55	0.62	0.72
მტკვრის ხეობა											
0.67	0.63	0	-0.3	0	0.20	0	0	0.50	0.33	0.67	0.83
დასავლეთ კავკასიონი											
0.50	0.53	0.57	0.60	0.57	0.60	0.53	0.55	0.57	0.53	0.53	0.52
ცენტრალური კავკასიონი											
0.48	0.57	0.57	0.63	0.65	0.63	0.65	0.63	0.60	0.53	0.50	0.54
აღმოსავლეთ კავკასიონი											
0.48	0.50	0.50	0.55	0.58	0.65	0.68	0.65	0.55	0.48	0.42	0.40

ცხრილი 3.1.2-დან ჩანს, რომ ტემპერატურის გრადიენტის წლიურ სვლაში გამოიკვეთება ორი ტიპი. პირველი, მაქსიმუმით ზამთარში და მინიმუმით გაზაფხულსა და შემოდგომაზე, დამახასიათებელია კოლხეთის ბარისა და მტკვრის ხეობისათვის 300-400მ სიმაღლემდე, ხოლო მეორე ტიპი-მაქ-

სიმუშით ზაფხულში და მინიმუმით ზამთარში, დამახასიათებელია მთიანი რაიონებისათვის.

ტემპერატურის მაქსიმალური გრადიენტები აღინიშნება წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში დასავლეთ საქართველოში 800-1000 და 1400-1600მ სიმაღლეებზე, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში-1700მ-ზე მაღლა. მინიმალური გრადიენტები დაიკვირვება წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში. ეს აიხსნება ზამთრის თვეებში აღმოსავლეთ საქართველოში გაბატონებული ინტენსიური ევექტური გამოსხივებით და ტემპერატურული ინვერსიებით, რაც დამახასიათებელია ატმოსფეროს ანტიციკლონალური მდგომარეობისთვის. ეს პროცესები იმდენად მძლავრია, რომ ჰაერის ტემპერატურა 1000-1200მ სიმაღლის ფენაში მრავალწლიურ რეჟიმშიც კი აღემატება მის ქვემოთ განლაგებული ფენების ტემპერატურას. კოლხეთის ბარში ინვერსია წარმოიქმნება გაზაფხულზე, რაც გამოწვეულია ზღვის ზედაპირზე ჩამოყალიბებული ჰაერის მასების ადვექციით ზამთრის განმავლობაში გაცივებულ ხმელეთის ზედაპირზე. თბილი ნაკადის ქვედა ფენები სითბოს ნაწილს ქვეფენილ ზედაპირს გადასცემს და ცივდება უფრო მეტად, ვიდრე ზედა ფენების ტემპერატურაა (ცხრილი 3.1.3).

ცხრილი 3.1.3. ინვერსიული ფენების მახასიათებლები (Элизбарашвили Э.Ш.,1978)

თვეები	სიმაღლე მ	სიმძლავრე მ	სიდიდე °C
კოლხეთის ბარი			
მარტი	0	70	0.2
აპრილი	0	70	0.3
მაისი	0	70	0.3
ცენტრალური კავკასიონი			
იანვარი	1030	140	0.7
თებერვალი	1030	140	0.2
ნოემბერი	1030	140	0.2
დეკემბერი	1030	140	0.7
აღმოსავლეთ კავკასიონი			
იანვარი	1000	200	0.5
დეკემბერი	1000	200	0.2

ამრიგად, მიუხედავად იმისა, რომ ჰაერის ტემპერატურის სიმაღლის მიხედვით ცვლილება წრფივ კანონზომიერებას ექვემდებარება, ხშირად ინვერსიული მოვლენების გამო ეს კანონზომიერება ირღვევა. კოლხეთის ბარში ინვერსია განსაკუთრებით ხშირია გაზაფხულზე, რაც განპირობებულია ხმელეთის გაციებულ ზედაპირზე ზღვიდან თბილი ჰაერის მასების გადაადგილებით. ამ დროს თბილი ნაკადის ქვედა ფენები სითბოს ნაწილს გადასცემენ ქვეფენილ ზედაპირს და ამით თვითონ უფრო ცივი აღმოჩნდება, ვიდრე ზედა ფენები. ეს მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს ტემპერატურის განაწილების ხასიათზე და ტემპერატურის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით მარტივი წრფივი ფუნქციით ვეღარ აღიწერება.

ფერდობის გავლენა. ტემპერატურის ცვლილებაზე ადგილის სიმაღლის გავლენის შეფასების დროს ხშირად არ მიიღება მხედველობაში თვით სადგურების ადგილმდებარეობა. რაიმე მაკროფერდობზე განლაგებული სადგურები სიმაღლის გარდა განსხვავდებიან რელიეფის სხვა მორფომეტრიული პარამეტრებითაც, უპირველეს ყოვლისა მაკროფერდობის დახრილობით, ამიტომ ტემპერატურის რეალური ვერტიკალური გრადიენტი შეიძლება წარმოდგენილ იქნას მისი მდგენელების საშუალებით (Элизбарашвили Э.Ш.,1989):

$$\gamma = \gamma(0) + \gamma(1) \operatorname{ctg} \alpha, \quad (3.12)$$

სადაც γ – ტემპერატურის რეალური ვერტიკალური გრადიენტია, $\gamma(0)$ – მისი ვერტიკალური მდგენელია, $\gamma(1)$ – გრადიენტის ჰორიზონტალური მდგენელია, ხოლო α – ფერდობის დახრილობა (ცხრილი.1.4).

ცხრილი 3.14. ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის მდგენელები (Элизбарашвили Э.Ш.,1989)

დასავლეთ კავკასიონი		აღმოსავლეთ კავკასიონი	
იანვარი	ივლისი	იანვარი	ივლისი
ვერტიკალური $^{\circ}\text{C} / 100\text{მ}$			
0.50-0.52	0.53-0.55	0.50-0.54	0.62-0.66
განედური $^{\circ}\text{C} / 100\text{კმ}$			
1.0-1.1	2.0-2.3	1.0	2.0-2.2

თუ გავითვალისწინებთ, რომ ტემპერატურის საშუალო პლანეტარული გრადიენტი ყოველ 100კმ-ზე 0,5⁰C შეადგენს, მაშინ წარმოდგენილი ცხრილის მონაცემებიდან გამომდინარე, კავკასიონის მთების მასიურობის გავლენა ზაფხულში განისაზღვრება 1,5-1,8⁰C სიდიდით ყოველ 100კმ-ზე.

რელიეფის ფორმა. ჰაერის ტემპერატურაზე არსებით გავლენას ახდენს რელიეფის ფორმა. ტემპერატურის ცვლილების ხასიათი რელიეფის ფორმისაგან დამოკიდებულებით შეესაბამება ავოეიკოვის ცნობილ კანონს, რომლის თანახმადაც რელიეფის დადებითი ფორმები ამცირებენ ამპლიტუდას, ხოლო უარყოფითი ფორმები ზრდიან ამპლიტუდას. ამ კანონს კარგად შეესაბამება ცხრილში 3.1.5 წარმოდგენილი მონაცემები საქართველის პირობებისათვის, რომლებიც მიღებულია ცხრილ 3.1.4-ში მოცემული გრადიენტების გამოყენებით.

ცხრილი 3.1.5. ზღვის დონეზე 42⁰ განედზე და 43⁰ გრძედზე დაყვანილი ჰაერის საშუალო ტემპერატურები. °C (მ. ელიზბარაშვილი. 1999)

თვეები				გამოყენებული სადგურების რიცხვი
I	IV	VII	X	
მთის ფერდობი. სამხრეთის ექსპოზიცია. დახრილობა 6-8 ⁰				
3.5	15.8	28.2	16.4	12
მთის ფერდობი. ჩრდილოეთის ექსპოზიცია. დახრილობა 3-7 ⁰				
3.3	15.3	27.5	16.1	6
ზეგანი				
4.6	16.0	28.1	17.0	10
ქვაბული				
3.3	16.9	29.3	16.6	10
მთათაშორისი ბარი				
2.8	15.8	28.6	16.2	8
ზღვისპირა დაბლობი				
5.3	16.6	28.4	17.5	14

ცხრილის თანახმად ზამთარში ზეგნები და ზღვისპირა დაბლობები 1-2⁰-ით თბილია, ვიდრე მთის ფერდობები, ქვაბურები და მთათაშორისი ვაკეები. გაზაფხულის განმავლობაში განსაკუთრებით სწრაფად თბება ქვაბურები, და ზაფ-

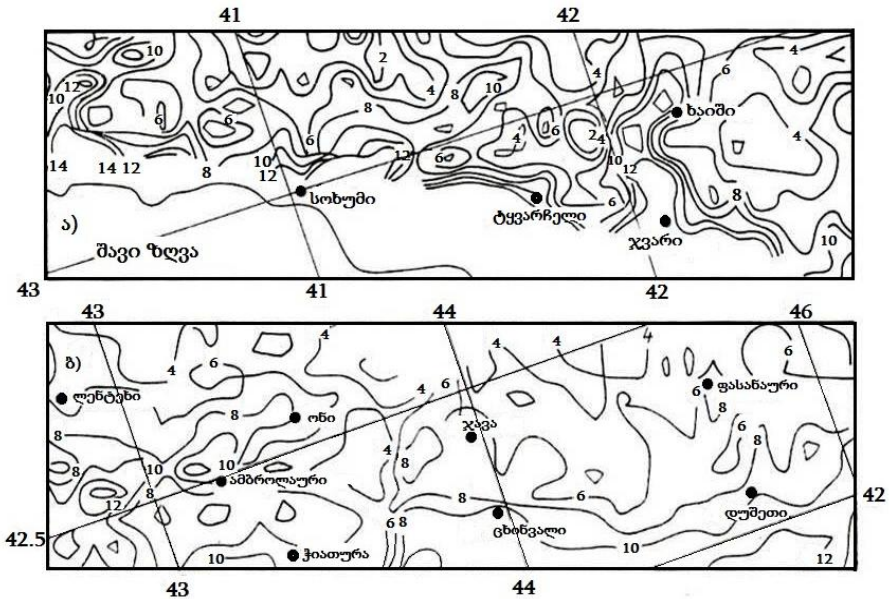
ხულში აქ ტემპერატურა 0,5-1,5⁰-ით მეტია, ვიდრე რელიეფის სხვა ფორმებში. ზაფხულის ტემპერატურები მინიმალურია მთის ფერდობებზე და ზეგნებზე, ხოლო რამდენადმე მაღალია მთათაშორის ვაკეებზე და ზღვისპირა დაბლობებზე.

მორფომეტრიული ფაქტორების კომპლექსი. ცხადია, რომ ტემპერატურის ველის ფორმირებაზე, ზემოდ განხილული ფაქტორების გარდა, მოქმედებს რელიეფის სხვა მახასიათებლებიც, ანუ რელიეფის მთელი კომპლექსი თავისი ჰორიზონტალური, თუ ვერტიკალური დანაწევრებით. ჩატარებული კვლევების საფუძველზე დადგინდა რელიეფის ყველაზე ინფორმატიული მორფომეტრიული მახასიათებლები, რომლებიც ცალსახად განსაზღვრავენ მეტეოროლოგიური სადგურის მდებარეობას მთის სისტემაში (Әлишбарашвили Ә. Ш., Хеладзе Т.В., 1988), რის საფუძველზეც მიღებული რეგრესიის განტოლებების საშუალებით აიხსნა ტემპერატურის ველის ფორმირებაზე რელიეფის მორფომეტრიული ფაქტორების გავლენის მექანიზმი და შეფასდა ტემპერატურის ფონური მნიშვნელობები ადგილის მაკრომდებარეობის, ჰორიზონტალური დანაწევრების, რელიეფის ფორმის და სხვა ფაქტორების გათვალისწინებით (Әлишбарашвили Ә. Ш., Хеладзе Т.В., Гецадзе З.Д., 1988; Ә. Ш. Әлишбарашвили, Т. В. Хеладзе, 1989).

მორფომეტრიული ფაქტორების გავლენა ტემპერატორაზე განსხვავებულია წლის სეზონების მიხედვით. ზამთარში განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს რელიეფის ფორმას და ეკრანირობას, რაც ზამთრისათვის დამახასიათებელი ამინდის პირობებით აიხსნება. ამინდის ჩამოყალიბებაში მთავარი როლი ფრონტალურ პროცესს მიეკუთვნება, რომელიც შემოიჭრება დასავლეთიდან, ან აღმოსავლეთიდან. მოდელირების თანახმად, ამ დროს სხვა თანაბარ პირობებში, ვიწრო ხეობა 0.5-1.5⁰-ით თბილია გაშლილ ველზე, ხოლო ეს უკანასკნელი 0.5-1.5⁰-ით თბილია ქვაბულზე. ზაფხულის ტემპერატურის ფორმირებაზე მრავალი მორფომეტრიული ფაქტორი მონაწილეობს, რაც შიდამასიური პროცესების განშირებით აიხსნება. ამ დროს მნიშვნელოვანი წილი მთის სისტემის ფარგლებში მდებარეობას მიეკუთვნება. მთის სისტემის საზღვრიდან ყოველ 100კმ სიღრმეში ტემპერატურა საშუალოდ 2⁰-ით იზრდება. ხეობის ზემო წელი 10⁰-ით ცი-

ვია ქვემო წელზე, რელიეფის უარყოფითი ფორმები 2⁰-ით თბილია რელიეფის დადებით ფორმებზე, დახურული ხეობა 0.5-1⁰-ით ცივია ღია ველზე, ხოლო ეს უკანასკნელი ასეთივე სიდიდით ცივია ქვაბულზე. ტემპერატურაზე მოქმედებს აგრეთვე ადგილის ეკრანირება, კერძოდ ჩრდილოეთიდან და აღმოსავლეთიდან ეკრანირების შემთხვევაში ფერხდება ცივი ჰაერის მასების შემოჭრა. წლის გარდამავალ სეზონებში იზრდება ხეობის გასწვრივ ღერძზე მდებარეობის როლი, რაც ამ დროს მთა-ხეობის ცირკულაციის გააქტიურებით აიხსნება. ტემპერატურა ხეობის ზემო წელში დაახლოებით 7⁰-ით ნაკლებია, ვიდრე ქვემო წელში.

ასეთი მიდგომით მოდელირებული საქართველოს მთიანი რაიონების ტემპერატურის ველის ფრაგმენტები წარმოდგენილია ნახ. 3.1.2-ზე.



ნახ. 3.1.2. მორფომეტრიული ფაქტორების გათვალისწინებით მიღებული ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურის მოდელური ველის ფრაგმენტები. °C. (Э.Ш.Элизбарашвили, Т.В.Хеладзе, 1989)

3.2. საშუალო წლიური და თვიური ტემპერატურები

ჰაერის ტემპერატურა კლიმატის უმნიშვნელოვანესი ელემენტია, ამიტომ ადგილის ტემპერატურული რეჟიმი კლიმატის ძირითად თავისებურებებს გამოხატავს. საქართველოს ტერიტორიაზე ტემპერატურის განაწილებას კონტრასტული ხასიათი აქვს, რაც მისი ფიზიკურ-გეოგრაფიული მრავალფეროვნებით აიხსნება (ცხრილი 3.2.1).

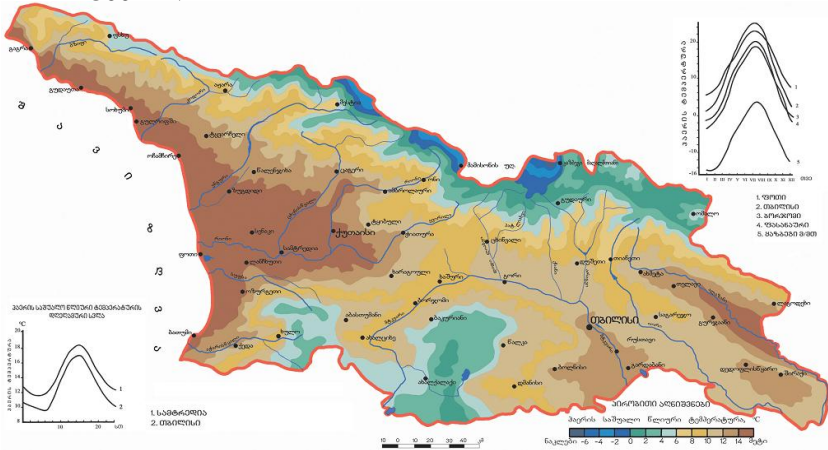
3.2.1. ჰაერის საშუალო ტემპერატურა °C

თ ვ მ												წელი
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
ფოთი												
5.7	6.4	8.8	11.9	16.4	20.3	23.1	23.5	20.5	16.5	11.9	7.9	14.4
ბათუმი												
7.1	7.2	8.4	11.5	15.8	20.0	22.8	23.2	20.3	16.6	12.0	8.6	14.5
ქუთაისი												
5.2	5.8	8.4	12.8	17.8	21.0	23.2	23.6	20.5	16.4	11.5	7.5	14.5
თბილისი												
0.9	2.6	6.6	11.9	17.3	21.1	24.4	24.2	19.6	13.8	7.6	2.8	12.7
თელავი												
0.5	1.9	5.7	11.1	16.0	19.6	22.9	23.0	18.5	13.1	7.0	2.5	11.8
დედოფლისწყარო.												
-1.5	0.1	3.2	9.1	14.5	18.3	21.7	21.7	17.0	11.3	5.0	0.5	11.1
ახალქალაქი												
-7.3	-6.1	-2.2	4.4	9.6	12.6	15.4	16.0	12.0	6.9	1.4	-4.2	4.9
ვასანაური												
-4.1	-2.6	1.9	7.4	12.4	15.6	18.5	18.5	14.4	9.4	3.7	-1.6	7.8
მამისონის უღ.												
-12.0	-12.2	-8.9	-4.1	0.6	3.8	7.3	7.6	4.0	-0.5	-5.3	-9.1	-2.4
ვაზბეგი მ/მ												
-15.0	-15.3	-12.1	-8.0	-3.5	-0.3	3.0	3.4	0	-4.1	-8.6	-12.3	-6.1

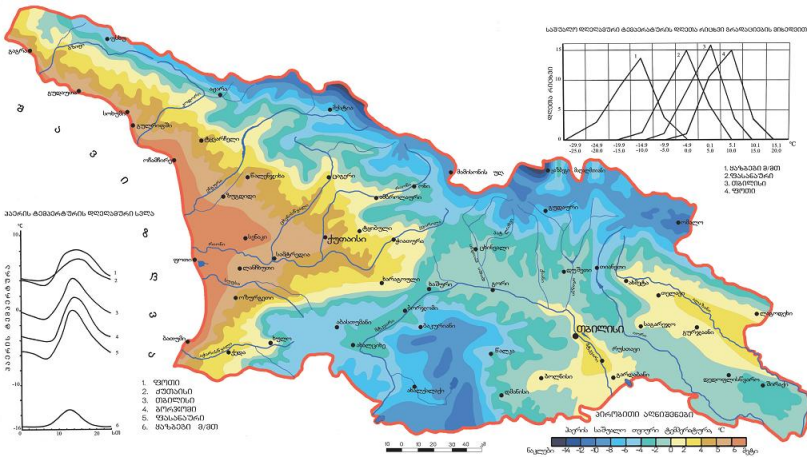
როგორც ცხრილიდან ჩანს ჰაერის ტემპერატურის წლიურ სელაში მაქსიმუმი ივლის-აგვისტოში, მინიმუმი კი ძირითადად იანვარში აღინიშნება. მაღალმთიან რაიონებში, ზღვის დონედან 2700-2800 მ სიმაღლიდან ტემპერატურის მინიმუმი თებერვლის თვეზე გადაინაცვლებს (მაგალითად, ყაზბეგი მ/მ, მამისონის უღელტეხილი). შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის დაბლობზე გაზაფხულის და შემოდგომის ტემპერატურები უფრო მეტად განსხვავდება ერთმანეთისაგან, ვიდრე აღმოსავლეთ საქართველოში. კერძოდ კოლხეთის დაბლობზე და ზღვისპირეთში შემოდგომა გა-

ზაფხულზე გაცილებით თბილია, ვიდრე აღმოსავლეთ საქართველოში.

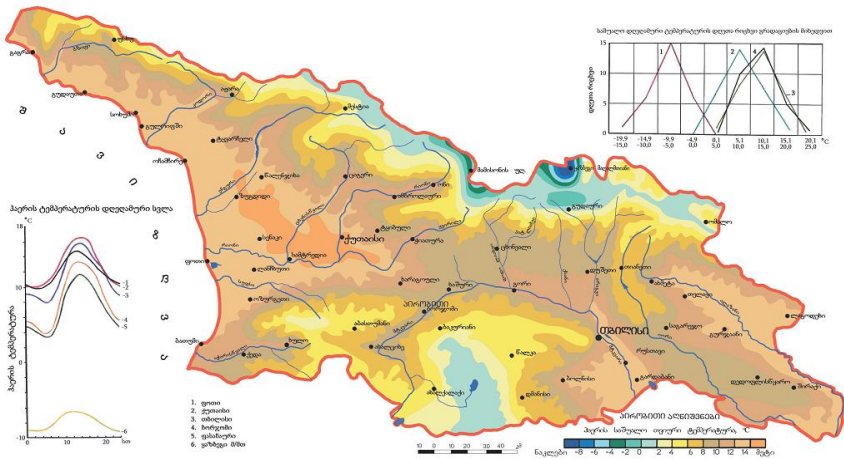
ჰაერის ტემპერატურის ტერიტორიული განაწილების შესახებ დეტალურად შესაძლებელია ვიმსჯელოთ იზოთერმების რუკებიდან (ნახ.3.2.1.-3.2.5).



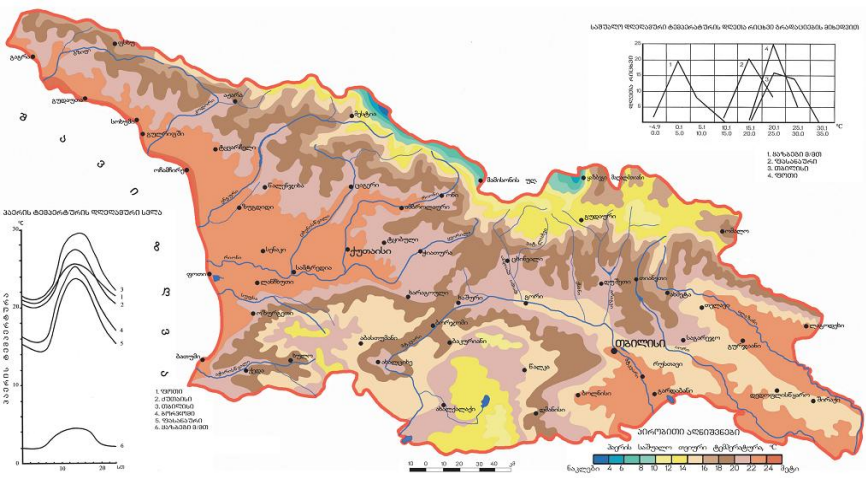
ნახ.3.2.1. ჰაერის ტემპერატურა. 10°C. წელიწადი (ე.ელიზბარაშვილი, მ.ელიზბარაშვილი, ჯ.ვახნაძე, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)



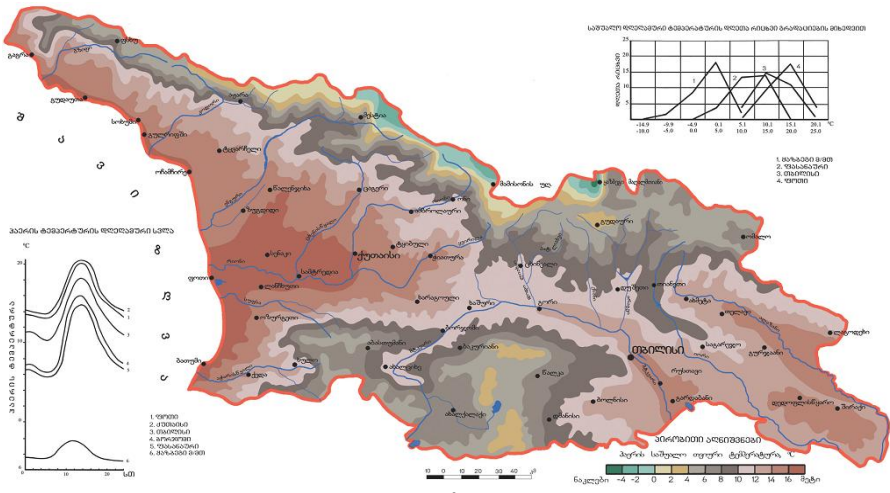
ნახ.3.2.2.ჰაერის ტემპერატურა. °C.იანვარი (ე.ელიზბარაშვილი, მ.ელიზბარაშვილი, ჯ.ვანჩაძე, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)



ნახ.3.2.3. ჰაერის ტემპერატურა. °C.აპრილი (ე.ელიზბარაშვილი, მ.ელიზბარაშვილი, ჯ.ვანჩაძე, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)



ნახ.3.2.4.ჰაერის ტემპერატურა.°C.ივლისი (ე.ელიზბარაშვილი, მ.ელიზბარაშვილი, ჯ.ვანჩაძე, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)



ნახ.3.2.5. ჰაერის ტემპერატურა. $^{\circ}\text{C}$.ოქტომბერი (ე.ელიზბარა-შვილი, მ.ელიზბარაშვილი, ჯ.ვანნაძე, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)

საქართველოს ტერიტორიაზე ჰაერის ტემპერატურის საშუალო წლიური მნიშვნელობა იცვლება 15° დან მინუს 6°C -მდე ფარგლებში. განსაკუთრებით მაღალი ტემპერატურები ($13-15^{\circ}\text{C}$) აღინიშნება შავი ზღვის სანაპიროსა და რიონის ხეობაში.

აღმოსავლეთ საქართველოში განსაკუთრებით თბილი რაიონებია მტკვრის შუა დინება და ალაზნის ველი ($12-15^{\circ}\text{C}$). ადგილის სიმაღლის გაზრდასთან ერთად ტემპერატურა კლებულობს და შეადგენს მესხეთის ქედის ზედა სარტყელში (ბახმარო) $4-5^{\circ}\text{C}$, დასავლეთ კავკასიონზე (მამისონის უღელტეხილი) - $2-3^{\circ}\text{C}$ -ს და ცენტრალურ კავკასიონზე (ყაზბეგი, მაღალმთიანი) - $5-6^{\circ}\text{C}$ -ს. კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში საშუალო წლიური ტემპერატურა მინუს 6° -ზე დაბლა ეცემა.

იანვარში ყველაზე თბილი აგრეთვე შავი ზღვის სანაპიროა. საშუალო თვიური ტემპერატურა აღემატება 6° -ს. კოლხეთის დაბლობის სიღრმეში ტემპერატურა კლებულობს $4-5^{\circ}$ -მდე, ხოლო იმერეთის მაღლობზე შეადგენს $0-4^{\circ}$ -ს. მესხეთის ქედის სამხრეთ ფერდობზე ტემპერატურა მინუს 4° -ზე დაბლა ეცემა,

ხოლო კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში მინუს 14⁰-ზე ნაკლებია.

აღმოსავლეთ საქართველოში ყველაზე თბილი აგრეთვე აღაზნის ვაკე და ქვემო ქართლის ვაკის ცენტრალური ნაწილია, აქ საშუალო თვიური ტემპერატურა 2-4⁰-მდე აღწევს. მთათაშორისი ბარის ტერიტორიის დიდ ნაწილზე ტემპერატურა 0-მინუს 2⁰-ია, საქართველოს სამხრეთ მთიანეთში ეცემა მინუს 10⁰-მდე, ხოლო კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში-მინუს 14⁰-მდე.

ჩამოყალიბებული სითბური პირობების მხრივ საქართველოს ტერიტორიაზე გამოიყოფა ზამთრის 4 ტიპი: ძალიან რბილი, რბილი, ზომიერად რბილი და ზომიერად ცივი. ძალიან რბილი ზამთარი დამახასიათებელია კოლხეთის ბარისათვის, სადაც იანვრის თვის საშუალო ტემპერატურა დადებითია და აღემატება 4⁰-ს. ტერიტორიის უდიდეს ნაწილზე, განსაკუთრებით აღმოსავლეთ საქართველოში, გაბატონებულია რბილი ზამთარი, როდესაც იანვრის საშუალო ტემპერატურა იცვლება პლუს 4-დან მინუს 4⁰-მდე. საქართველოს სამხრეთი მთიანეთი და კავკასიონის მაღალმთიანი ზონა ხასიათდებიან ზომიერად რბილი ზამთრით, იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურა იცვლება მინუს 4-დან მინუს 10⁰-მდე. კავკასიონის და სამხრეთის მთიანეთის ცალკეულ უბნებზე გაბატონებულია ზომიერად ცივი ზამთარი, როდესაც იანვრის საშუალო ტემპერატურა მინუს 10⁰-ზე ნაკლებია.

აპრილში ყველაზე მაღალი საშუალო თვიური ტემპერატურა(14⁰ და მეტი) დამახასიათებელია კოლხეთის დაბლობის შიდა რაიონებისთვის. დაბლობის დანარჩენ ტერიტორიაზე და შავი ზღვის სანაპიროზე ტემპერატურა 12-14⁰-ია. იმერეთის მაღლობზე ტემპერატურა 10-12⁰-ს შეადგენს. მესხეთის ქედზე ტემპერატურა კლებულობს 4⁰-მდე, ხოლო კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში ჩამოდის-მინუს 4⁰-მდე.

აღაზნისა და ქვემო ქართლის ვაკეებზე აპრილის საშუალო თვიური ტემპერატურა აღემატება 12⁰-ს. მთათაშორისი ბარის დანარჩენ ტერიტორიაზე ტემპერატურა 8-12⁰-ფარგლებშია. მთებში ტემპერატურა კლებულობს, და ჯავახეთის და სამსა-

რის ქედებზე შეადგენს 2⁰-ს, ხოლო მაღალმთიან ყაზბეგში-მინუს 8⁰-ს.

ივლისში ყველაზე მაღალი ტემპერატურა აღინიშნება ალაზნის და ქვემო ქართლის ვაკეებზე, აგრეთვე კოლხეთის დაბლობის ცენტრალურ ნაწილში და აფხაზეთის სანაპირო ზოლში, სადაც საშუალო თვიური ტემპერატურა აღემატება 24⁰-ს. კოლხეთის დაბლობის დანარჩენ ტერიტორიაზე, აგრეთვე შიდა ქართლის ვაკის სამხრეთ ნაწილში და ივრის ზეგანზე ტემპერატურა 22-24⁰-ის ფარგლებშია. მთებში ტემპერატურა კლებულობს, მესხეთის და თრიალეთის ქედებზე 14⁰-მდე, ხოლო მაღალმთიან ყაზბეგში 4⁰-მდე ეცემა.

საქართველოს ტერიტორიაზე ზაფხულის 5 განსხვავებული ტიპი ყალიბდება: ძალიან თბილი, თბილი, ზომიერად თბილი, ზომიერად გრილი და გრილი. ძალიან თბილი ზაფხული, რომლის დროსაც ივლისის თვის საშუალო ტემპერატურა აღემატება 22⁰-ს, დამახასიათებელია კოლხეთის ბარის, ივრის ზეგანისა და ალაზნის ველისათვის. თბილი ზაფხული გავრცელებულია ტერიტორიის საკმაოდ დიდ ნაწილზე, მათ შორის იმერეთის მაღლობზე, შიდა და ქვემო ქართლში, კავკასიონის მთისწინეთში და ა.შ. აქ ივლისის საშუალო თვიური ტემპერატურა 18-22⁰-ია. კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის და საქართველოს სამხრეთ მთიანეთის დიდ ნაწილზე ზაფხული ზომიერად თბილია (14-18⁰), ხოლო ზედა სარტყელში-ზომიერად გრილი (10-14⁰). ძალზე მცირე ფართობზე, მყინვარწვერის მახლობლად, გაბატონებულია გრილი ზაფხული, როდესაც ივლისის საშუალო ტემპერატურა 10⁰-ზე ნაკლებია.

ოქტომბერში უდიდესი ტემპერატურები შავი ზღვის სანაპირო ზოლში და კოლხეთის დაბლობის ტერიტორიის დიდ ნაწილზეა (16⁰). კოლხეთის დაბლობის აღმოსავლეთ ნაწილში ტემპერატურა 14⁰-მდე ეცემა. ამდენივეა ტემპერატურა აღმოსავლეთ საქართველოს ბარის ტერიტორიის დიდ ნაწილზე. სიმაღლის გაზრდით ტემპერატურა კანონზომიერად კლებულობს და სამხრეთ საქართველოს მთიანეთში შეადგენს 4⁰-ს, დასავლეთ კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში 0-მინუს 2⁰, ხოლო აღმოსავლეთ კავკასიონზე-მინუს 4⁰-მდე ეცემა.

3.3. ექსტრემალური ტემპერატურები

ჰაერის ტემპერატურის ექსტრემალურ მახასიათებლებს-ამსოლუტურ მინიმუმს და აბსოლუტურ მაქსიმუმს, აგრეთვე საშუალო მინიმუმს და საშუალო მაქსიმუმს საშუალო თვიური ტემპერატურების ანალოგიური წლიური სვლა გააჩნია.

მინიმალური ტემპერატურების უნცირესი მნიშვნელობები იანვარ-თებერვალში, ხოლო მაქსიმალური ტემპერატურების უდიდესი მნიშვნელობები ივლის-აგვისტოში აღინიშნება.

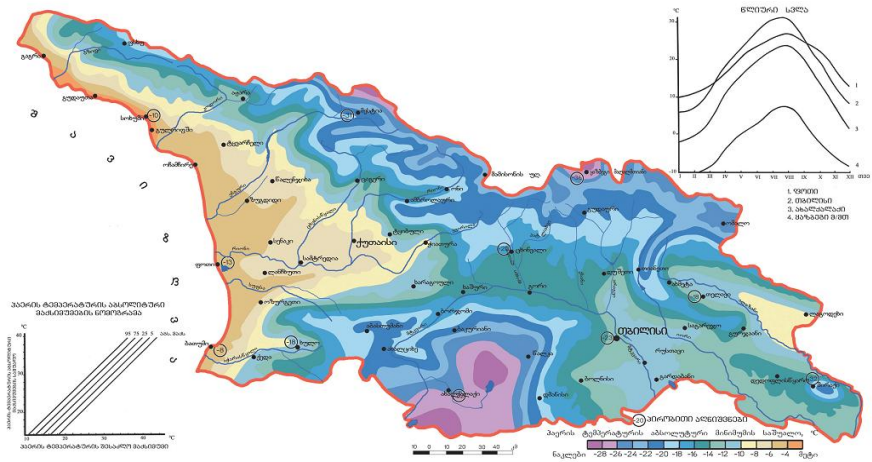
ნახ. 3.3.1 და ნახ. 3.3.2 წარმოდგენილია ჰაერის მინიმალური და მაქსიმალური ტემპერატურების რუკები. რუკებზე წრებაზებში აღნიშნულია ტემპერატურის აბსოლუტური მნიშვნელობები, ხოლო იზოთერმებით და შესაბამისი შეფერადებით ნაჩვენებია აბსოლუტური მინიმუმების და აბსოლუტური მაქსიმუმების საშუალოების განაწილება.

ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმი საქართველოს ტერიტორიაზე აღინიშნა ყაზბეგში (მაღალმთიანი) და შეადგინა მინუს 42⁰. ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმი ხერგაში შეადგენს მინუს 40⁰-ს, სამხრეთ საქართველოს მთიანეთში მინუს 39-41⁰-ს, ჯვრის უღელტეხილზე- მინუს 38⁰-ს, ბაკურიანში-მინუს 36, ხოლო ზღვისპირა რაიონებში არ ეშვება მინუს 10⁰-ზე დაბლა. აბსოლუტური მინიმალური ტემპერატურების ყველაზე მაღალი მნიშვნელობები დაფიქსირებულია ბათუმში (მინუს 10⁰), კოლხეთის დაბლობზე კი შეადგენს მინუს 20⁰-ს.

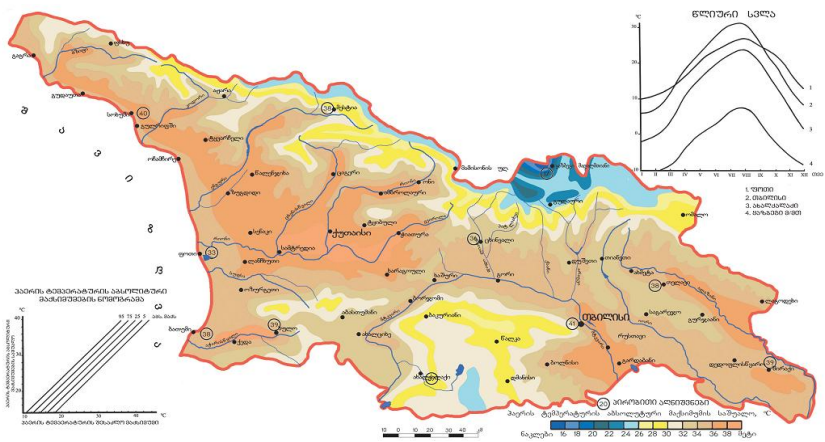
ტემპერატურის საშუალო მინიმუმის განაწილება ტერიტორიაზე ძირითადად შეესაბამება აბსოლუტური მინიმუმების განაწილებას. აფხაზეთის ზღვისპირა რაიონებში ჰაერის ტემპერატურის საშუალო მინიმუმი შეადგენს მინუს 4⁰-ს, კოლხეთის დაბლობზე და აჭარაში-მინუს 8⁰-ს, აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში-მინუს 12-16⁰-ს, სამხრეთსაქართველოს მთიანეთში-მინუს 20-28⁰-ს, ხოლო კავკასოინის ზონაში-მინუს 20-30⁰-ს.

ტემპერატურის აბსოლუტური მაქსიმუმები აღნიშნულია ჭარნალში (შავი ზღვისპირეთის სამხრეთში) და ლათაში (აფხაზეთი) და შეადგენს 43⁰-ს. 42⁰ დაფიქსირებულია ქუთაისში, წყალტუბოში, ზესტაფონში, საქართველოს მთათაშორის ბარ-

ში შეადგენს 40-41⁰-ს, ხოლო მაღალმთიან ყაზბეგში 16-მდე ეცემა.



ნახ. 3.3.1. ჰაერის მინიმალური ტემპერატურა. ⁰C (ეელიზბარაშვილი, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)



ნახ. 3.3.2. ჰაერის მაქსიმალური ტემპერატურა. ⁰C (ეელიზბარაშვილი, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)

აბსოლუტური მაქსიმუმების საშუალო მნიშვნელობები უდიდესია კოლხეთის დაბლობზე, ალაზნის ველზე და ქვემო ქართლში და 36⁰-ს აღემატება. აჭარის, სამხრეთ საქართველოს და კავკასიონის მთისწინეთში აბსოლუტური მაქსიმალური ტემპერატურების საშუალოები 34- 36⁰-ს, ხოლო ახალქალაქის პლატოზე 28-30⁰-ს შეადგენს, კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში კი 16-18⁰-მდე კლებულობს.

ნახ. 3.3.1-ზე წარმოდგენილია აგრეთვე სხვადასხვა უზრუნველყოფის ჰაერის მაქსიმალური ტემპერატურის გამოსაანგარიშებელი ნომოგრამა, თუ ცნობილია მისი საშუალო მნიშვნელობა. აღსანიშნავია, რომ, როგორც ნახვენები იყო (ე.ელიზბარაშვილი, 1974) კლიმატური ექსტრემუმების მიმართ მრავალმხრივი პრაქტიკული გამოყენება აქვს გუმბელის კანონს:

$$p(x) = e^{-e^{-y}}, \quad (3.3.1.)$$

სადაც $y = \alpha(x - q)$ -ნორმირებული გადახრაა მოდისაგან, $\alpha > 0$, q -მუდმივია.

3.4. ცივი, ყინვიანი და ცხელი დღეები

რეგიონალური კლიმატური ცვლილებების შეფასებისათვის მსოფლიო მეტეოროლოგიურმა ორგანიზაციამ შემოგვთავაზა 27 კლიმატური ინდექსი, რომლებიც კარგად ახასიათებს კლიმატის ექსტრემალურ გადახრებს ([http:// etccdi. pacificclimate.org/indices.shtml](http://etccdi.pacificclimate.org/indices.shtml); Peterson, T.C. Climate Change Indices. *WMO Bulletin*, 2005, **54** (2), 83-86). ასეთ ინდექსებს მიეკუთვნება ცივი, ყინვიანი და ცხელი დღეები, ტროპიკული ღამეები, უნაღეჭო და ნაღეჭიანი პერიოდები და სხვ. მსოფლიო მეტეოროლოგიური ოპანიზაციის რეკომენდაციის შესაბამისად მსოფლიოს წამყვან ქვეყნებში წარმატებით მიმდინარეობს კლიმატური ინდექსების კვლევები.

მსოფლიო მეტეოროლოგიური ორგანიზაციის განმარტების თანახმად ცივ დღედ მიჩნეულია დღე, როდესაც ჰაერის მინიმალური ტემპერატურა უარყოფითია (FDO). ცივი დღეები თავისთავში შეიცავენ წაყინვებს. ყინვიან დღედ მიღებულია დღე, როდესაც ჰაერის მაქსიმალური ტემპერატურა უარყოფითია

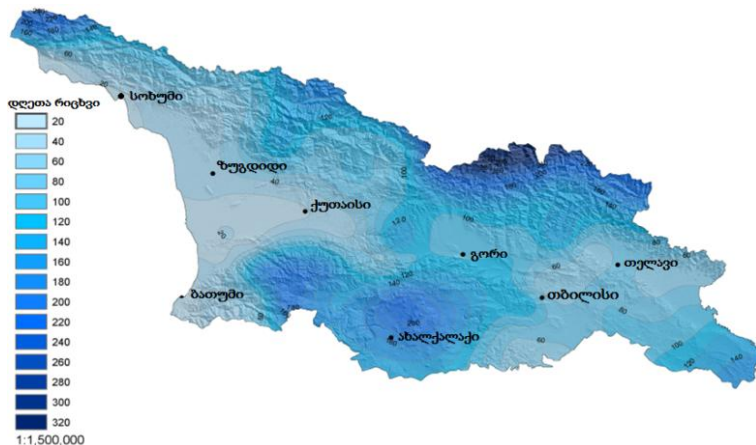
(IDO). ცხელ დღედ ითვლება დღე, როდესაც ჰაერის მაქსიმალური ტემპერატურა აღემატება 25°C -ს (SU25).

აღნიშნულ ინდექსებს დიდი მნიშვნელობა აქვს. ექსტრემალურად დაბალი ტემპერატურები და ყინვიანი ამინდები საშიშია ღია ცის ქვეშ მომუშავე ადამიანებისათვის, ასეთი პირობების ხანგრძლივმა მოქმედებამ შეიძლება გამოიწვიოს სხეულის ნაწილების გაყინვა. ამევე დროს ყინვიან ამინდებმა შეიძლება დაარღვიოს შენობების ექსპლუატაციის სისტემა და სამშენებლო ტექნიკის გამართული მუშაობა. ცხელი დღეები უარყოფითად მოქმედებს ადამიანის ორგანიზმზე და ხშირად იწვევს მასზე სტრესულ სითბურ დატვირთვას, რისი მოხსნაც ჰიგიენური და სამშენებლო ღონისძიებების სრული კომპლექსის გათვალისწინებითაც კი შეუძლებელია. ცხელი დღეების პირობებში საქართველოს დაბლობ რაიონებში ჰაერის ტემპერატურა 40°C -ს აღემატება. მაღალი ტემპერატურებისა და დასავლეთ საქართველოსათვის დამახასიათებელი მაღალი სინოტივის პირობებში, ადამიანს დახუთულობის შეგრძნება უჩნდება, რაც უარყოფითად მოქმედებს მის ჯანმრთელობაზე, შრომისა და დასვენების პირობებზე. შედეგად სიცხე აუტანელი ხდება. ძალიან მაღალი ტემპერატურების დროს ადამიანის სხეულის ტემპერატურაც იზრდება და მყარდება ჰიპოთერმია (ორგანიზმის გადახურება). ხანგრძლივი გადახურების შემთხვევაში სხეულის ტემპერატურამ შესაძლოა მიაღწიოს 40° -ს, რა დროსაც აღინიშნება შინაგანი ორგანოების ანემიზირება და სითბური დარტყმა. როგორც წესი, ცხელ დღეებს ხშირად ახლავს უნაღევქობა, ამიტომ ასეთ პირობებში მაღალია გვალვის განვითარების რისკი.

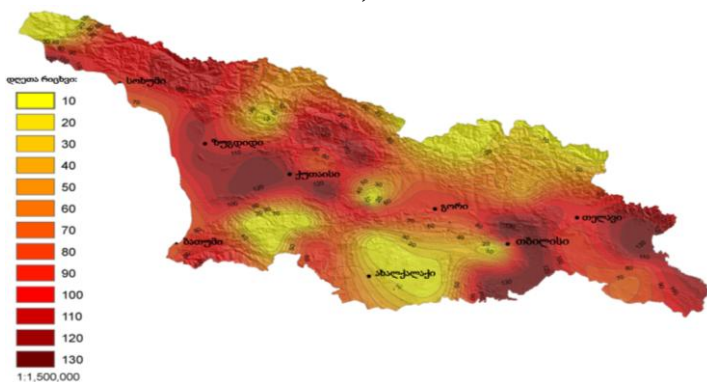
ნახ. 3.4.1-ზე წარმოდგენილია წლის განმავლობაში ცივ და ცხელ დღეთა რიცხვის განაწილება მსოფლიო მეტეოროლოგიური ორგანიზაციის საბაზო პერიოდისათვის (1961-1990 წწ).

ნახ. 3.4.1-ის თანახმად ცივი დღეების უმცირესი რიცხვი (10-ზე ნაკლები) შავი ზღვის აჭარის სანაპიროზე აღინიშნება, იმ რაიონებში, სადაც ჰაერის ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმი მინუს $6-8^{\circ}\text{C}$ -ზე დაბლა არ ეცემა. შავი ზღვის სანაპიროს დანარჩენ ტერიტორიაზე და კოლხეთის დაბლობზე ცივ

დღეოა რიცხვი 30-მდე აღწევს. აქ ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმი მინუს 10-12⁰-ს შეადგენს. აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკე რაიონებში 50-100, სამხრეთ საქართველოს მთიანეთში-200, ხოლო კავკასიონის ცენტრალურ ნაწილში 300 დღემდე იზრდება. ამ რაიონებში ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმი შესაბამისად მინუს 16-26⁰, 32⁰ და 36⁰ შეადგენს.



ა)



ბ)

ნახ. 3.4.1. ცივი (ა) და ცხელი დღეების (ბ) რიცხვი (ელიზბარაშვილი ე.შ., ელიზბარაშვილი მ.ე., კუტალაძე ნ.ბ., კეგენხოფი ი., კიკვაძე ბ. მ., გოგია ნ. მ. 2015)

ყინვიანი დღეები საქართველოს ბარში იშვიათია (ცხრილი 3.4.1)

ცხრილი 3.4.1. ყინვიან დღეთა რიცხვი წლის განმავლობაში (1936-2013 წწ)

პუნქტი	სიმაღლე, მ	ყინვიან დღეთარიცხვი
აღმოსავლეთ საქართველოს ბარი		
თბილისი	403	4
თელავი	568	7
სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთი		
აბასთუმანი	1265	220
ახალქალაქი	1717	200
კავკასიონი		
ფასანაური	1070	21
ყაზბეგი მ/მ	3653	210

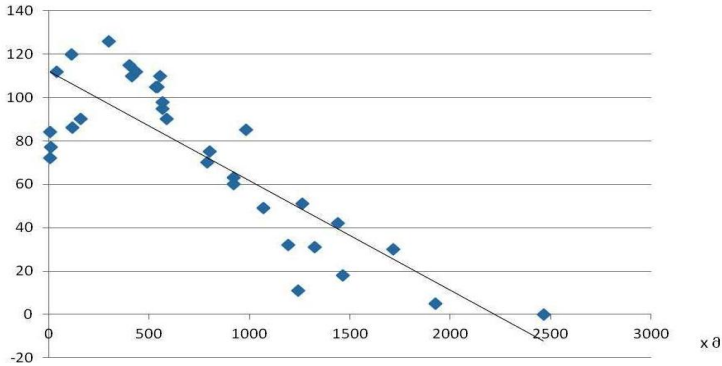
ყინვიანი დღეები შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის დაბლობზე არ აღინიშნება. აღმოსავლეთ საქართველოს დაბლობ რაიონებში მათი რაოდენობა 7 დღემდე აღწევს, სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში 60-მდე იზრდება, კავკასიონის დაბალმთიან ზონაში 20 დღეს შეადგენს, ხოლო მაღალმთიან ზონაში 200 დღემდე იზრდება.

ნახ. 3.4.1-დან გამომდინარეობს აგრეთვე, რომ ცხელ დღეთა უდიდესი რიცხვი ქვემო ქართლში და კოლხეთის დაბლობის ცენტრალურ ნაწილში აღინიშნება და 130 დღეს აღემატება. ალაზნის ველზე ცხელ დღეთა რიცხვი 100-ს აღემატება, შავი ზღვის სანაპიროზე 100 დღეზე ნაკლებია, სამხრეთ საქართველოს მთიანეთში 0-50, ხოლო კავკასიონზე 0-30 დღეს შეადგენს.

როგორც ჩანს ადგილის სიმაღლის ზრდასთან ერთად ცხელ დღეთა რიცხვი კანონზომიერად კლებულობს და დაახლოებით 2500 მ სიმაღლეზე აღარ აღინიშნება (ნახ.3.4.2)

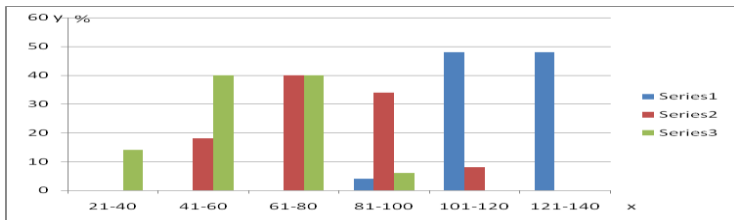
დეტერმინაციის კოეფიციენტის მიხედვით ადგილის სიმაღლის წვლილი ცხელ დღეთა რიცხვის ცვლილებაში 71%-ს შეადგენს. ნახ. 3.4.2 გამომდინარეობს, რომ საქართველოს დაბლობ რაიონებში ცხელ დღეთა რიცხვი 70-ს აღემატება, და-

ბალმთიან ზონაში, 1000 მ სიმაღლემდე, 60-მდე კლებულობს, ხოლო მაღალმთიან ზონაში არ აღინიშნება. რეგრესიის განტოლების თანახმად ცხელ დღეთა რიცხვის ვერტიკალური გრადიენტი ყოველ 100 მ სიმაღლეზე 5 დღელამეს შეადგენს.



ნახ. 3.4.2. ცხელ დღეთა რიცხვის ცვლილება სიმაღლის (x) მიხედვით შესაბამისი რეგრესიის განტოლება ($y = -0.05x + 111.9$) და დეტერმინაციის კოეფიციენტი ($R^2 = 0.71$)

ნახ. 3.4.3-ზე წარმოდგენილია სხვადასხვა გრადაციის ცხელ დღეთა რიცხვის განმეორადობები საქართველოს განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში 1936-2013 წლების მონაცემებით.



ნახ. 3.4.3. სხვადასხვა გრადაციის ცხელ დღეთა რიცხვის(x) განმეორადობები (%) საქართველოს განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში: 1-თბილისი; 2-ბათუმი; 3-აბასთუმანი

ნახ. 3.4.3-დან გამომდინარეობს, რომ ცხელ დღეთა რიცხვის განაწილება განმეორადობების მიხედვით ფიზიკურ-გეოგრაფი-

ულ პირობებზეა დამოკიდებული. თბილისში ყველაზე ალბათურია 101-120 და აგრეთვე 121-140 ცხელ დღეთა რიცხვი. თითოეული მათგანის განმეორადობა 48%-ს შეადგენს. ბათუმში უდიდესი ალბათობა შეესაბამება 51-80 დღის ინტერვალის გრადაციას და შეადგენს 40%-ს. აბასთუმანში ჭარბობს 41-60 და 61-80 დღეთა ინტერვალების გრადაციები (40-40%).

ცხრილში 3.4.2 წარმოდგენილია მონაცემები ცხელი დღეების დადგომის პერიოდის და მათი ინტენსივობის შესახებ.

ცხრილი 3.4.2. ცხელი დღეების დადგომის პერიოდი. რიცხვი და/ინტენსივობა (°C)

III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
შაჰი ზღვის სანაპირო და კოლხეთის დაბლობი								
ფოთი								
1/33	3/35	5/37	9/40	23/41	26/40	14/36	5/33	-
ბათუმი								
-	2/33	3/38	10/39	23/41	25/41	13/37	2/33	-
ქუთაისი								
1/32	6/35	15/37	24/40	26/41	27/42	19/40	8/38	1/30
აღმოსავლეთ საქართველო								
თბილისი								
-	3/32	12/35	22/38	26/40	28/40	18/38	5/35	-
თელავი								
-	1/30	6/32	17/36	27/38	27/38	13/36	2/33	-
შირაქი								
-	1/30	7/34	19/37	28/38	27/38	16/38	3/33	-
სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთი								
წალკა								
-	-	-	1/29	5/31	6/33	1/32	-	-
ახალქალაქი								
-	-	-	2/29	10/34	13/34	4/32	-	-
კავკასიონი								
მესტია								
-	-	1/27	7/30	17/34	16/35	1/35	6/33	-
ღუშეთი								
-	1/29	3/30	10/33	20/35	22/35	10/34	1/31	-

ცხელი დღეების ინტენსივობა გამოხატულია ყოველდღიური მაქსიმალური ტემპერატურების მაქსიმუმით (T_{Xx}^0C). ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ ცხელი დღეების დადგომის პერიოდი და ინტენსივობა დამოკიდებულია ადგილის ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებზე. შავი ზღვის სანაპიროზე ცხელი დღეები იწყება მარტიდან და გრძელდება ოქტომბრამდე, ხოლო კოლხეთის დაბლობის სიღრმეში ნოემბერშიც კი აღინიშნება. წლიურ სვლაში ცხელი დღეების უდიდესი რიცხვი და მაქსიმალური ინტენსივობა აგვისტოში აღინიშნება და შესაბამისად 25-27 დღეს და 40-42⁰-ს შეადგენს. აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკეებზე ცხელი დღეების პერიოდის ხანგრძლივობა კლებულობს და გრძელდება აპრილიდან ოქტომბრამდე. ცხელი დღეების რიცხვის და ინტენსივობის წლიური მაქსიმუმები ივლის-აგვისტოში აღინიშნება და შეადგენს 26-28 დღეს და 38-40⁰-ს. მთიან რაიონებში უფრო ხანმოკლეა ცხელი დღეების დადგომის პერიოდი, კავკასიონზე ეს პერიოდი მყარდება მაისიდან ოქტომბრის ჩათვლით, ხოლო სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში ივნისიდან სექტემბრამდე გრძელდება. ცხელი დღეების რიცხვის და ინტენსივობის წლიური მაქსიმუმები ივლის-აგვისტოში აღინიშნება და შესაბამისად შეადგენს 6-22 დღეს და 33-35⁰-ს.

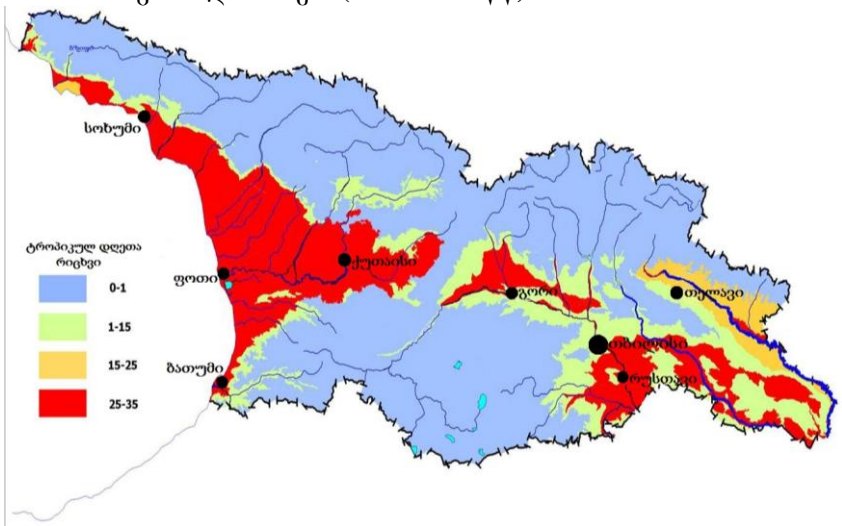
3.5 ტროპიკული ღამეები

ტროპიკული ღამე ერთერთი იმ ინდექსთაგანია, როდელთა გამოკვლევაც მსოფლიო მეტეოროლოგიურმა ორგანიზაციამ შემოგვთავაზა. მსოფლიო მეტეოროლოგიური ორგანიზაციის საექსპერტო ჯგუფის განმარტების თანახმად ტროპიკულად მიჩნეულია ღამე, რომლის დროსაც ჰაერის მინიმალური ტემპერატურა აღემატება 20⁰-ს. ასეთი ღამეები საზოგადოდ დაბალი განედებისთვისაა დამახასიათებელი. საშუალო და მაღალ განედებში ტროპიკული ღამე უნიკალური და იშვიათი მოვლენაა, და დაიკვირვება ძირითადად ზაფხულის დასაწყისში. ასეთ შემთხვევაში წყალი წყალსაცავში ღამითაც თბება.

საქართველოს სუბტროპიკებისათვის ტროპიკული ღამეები არ არის იშვიათი. ისინი ფორმირდება სამხრეთიდან, წინა აზიიდან, თბილი და მშრალი ჰაერის მასების, ან ატ-

ლანტიკიდან და ხმელთაშუაზღვისპირეთიდან თბილი და ნოტიო ჰაერის მასების ადვექციის პირობებში, რაც ხორციელდება ამიერკავკასიაზე აზორის ანტიციკლონის გავრცელების შემთხვევაში. ტროპიკულ ღამეში ხშირად ტემპერატურა 30°-ს აღემატება და ადამიანისთვის აუტანელი ხდება.

ნახ. 3.5.1-ზე წარმოდგენილია წლის განმავლობაში ტროპიკული ღამეების რიცხვის განაწილება საქართველოს ტერიტორიაზე მსოფლიო მეტეოროლოგიური ორგანიზაციის საბაზო პერიოდისათვის(1961-1990 წწ).



ნახ.3.5.1. ტროპიკული ღამეების საშუალო რიცხვი

ნახ. 3.5.1-დან ჩანს, რომ ტროპიკული ღამეები ყველაზე მეტად გავრცელებულია შავიზღვისპირეთში და მთათაშორის ბარში- კოლხეთის დაბლობზე, შიდა და ქვემო ქართლის ვაკეებზე, ალაზნის ვაკეზე, იორის ზეგანზე. აღნიშნულ რაიონებში წლის განმავლობაში 35-მდე ტროპიკული ღამე აღინიშნება. საქართველოს ტერიტორიის დანარჩენ ნაწილში ტროპიკული ღამეები იშვიათია, ან არ აღინიშნება. ზღვის დონედან 1000 მ-ზე მაღლა ასეთი ღამეები საერთოდ არ აღინიშნება. ტროპიკული ღამეების ვერტიკალური გრადიენტი ყოველ 100 მ სიმაღლეზე 3 დღეღამეა

საქართველოს ცალკეული გეოგრაფიული რაიონებისათვის ვლინდება საიმედო კავშირი ცხელ დღეთა და ტროპიკულ ღამეთა რიცხვებს შორის. კავშირს შემდეგი სახე აქვს:

$$N(RT20)=KN(SU25)+b, \quad (3.5.1)$$

სადაც $N(SU25)$ – ცხელ დღეთა რიცხვია, $(RT20)$ -ტროპიკულ ღამეთა რიცხვია, K -რეგრესიის კოეფიციენტი, b – თავისუფალი წევრია.

ამ ფორმულის სტატისტიკური პარამეტრების მნიშვნელობები წარმოდგენილია ცხრილში 3.5.1.

ცხრილი 3.5.1. სტატისტიკური პარამეტრები (3.5.1) ფორმულისათვის და კორელაციის კოეფიციენტები (R)

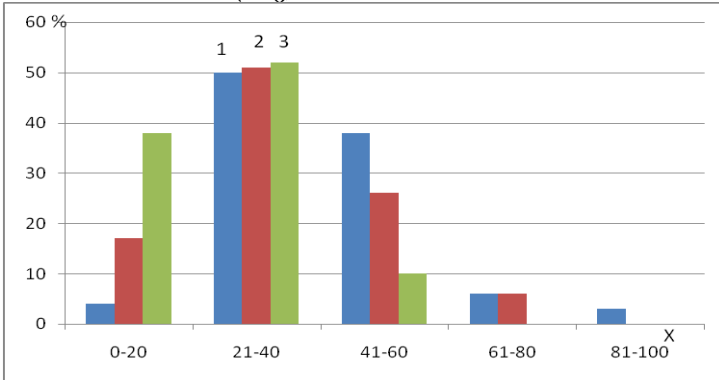
რაიონი	პარამეტრი			
	K	b	R	სადგურების რაოდენობა
აღმოსავლეთ საქართველო	0.394	-27.67	0.79	15
კოლხეთის დაბლობი	0.625	-45	0.88	4
დასავლეთ საქართველოს მთები	0.041	-0.95	0.91	6

ცხრილი 3.5.1-ის თანახმად კორელაციის კოეფიციენტი ტროპიკულ ღამეებსა და ცხელ დღეებს შორის გაცილებით მაღალია დასავლეთ საქართველოში. ეს იმაზე მიუთითებს, რომ დასავლეთ საქართველოში ტროპიკული ღამე ხშირად ცხელი დღის პირობებში დგება. აღმოსავლეთ საქართველოში, კლიმატის არიდულობის გაძლიერების გამო, ტემპერატურის დღედამური ამპლიტუდა იზრდება, ამიტომ ცხელი დღის პირობებში მინიმალური ტემპერატურა ხშირად ეცემა 20^0 -ზე დაბლა, რის შედეგადაც დამდგარი ღამე აღარ არის ტროპიკული.

ნახ. 3.5.2-ზე წარმოდგენილია სხვადასხვა გრადაციის ტროპიკულ ღამეთა რიცხვის განმეორადობები საქართველოს განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში.

ნახ 3.5.2-დან გამომდინარეობს, რომ ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობებისაგან დამოუკიდებლად ყველაზე ალბათურია წელიწადში ტროპიკულ ღამეთა 21-40 შემთხვევა. მათი

განმეორადობა 50-52%-ს შეადგენს. ამის გარდა, თბილისის-ათვის დამახასიათებელია ტროპიკულ ღამეთა რიცხვის დაბალი გრადაციები (0-20; 21-40 ღამე). ბათუმში კი უფრო ხშირია ტროპიკულ ღამეთა რიცხვის მაღალი გრადაციები (41-60; 61-80; 81-100 ღამე).



ნახ. 3.5.2. სხვადასხვა გრადაციის ტროპიკულ ღამეთა რიცხვის(X) განმეორადობები %: 1-ბათუმი; 2-ქუთაისი; 3-თბილისი

ცხრილში 3.5.2 წარმოდგენილია მონაცემები ტროპიკული ღამეების დადგომის პერიოდის და მათი ინტენსივობის შესახებ. ტროპიკული ღამის ინტენსივობა გამოისახება ყოველდღიური მინიმალური ტემპერატურის მაქსიმალური მნიშვნელობით.

ცხრილი 3.5.2-დან გამომდინარეობს, რომ როგორც ტროპიკული ღამეების დადგომის პერიოდი, ისე ინტენსივობა არსებითად არის დამოკიდებული ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებზე. ასე მაგალითად, შავი ზღვის სანაპიროზე ტროპიკული ღამეები იწყება აპრილიდან და მთავრდება ოქტომბერში. ინტენსივობა მაქსიმუმს ივლის-აგვისტოში აღწევს და რამდენადმე აღემატება 27⁰-ს. კოლხეთის დაბლობზე ტროპიკული ღამეები მარტიდან ნოემბრამდე გრძელდება, ხოლო ინტენსივობა 27-30⁰-ს აღწევს. აღმოსავლეთ საქართველოში ტროპიკულ დღეთა ხანგრძლივობა კლებულობს და ქართლში გრძელდება მაისიდან სექტემბრამდე, ხოლო კახეთში-ივნისიდან სექტემბრამდე. ტროპიკული ღამეების მაქ-

სიმაღური ინტენსივობა შეესაბამება ივლის-აგვისტოს და 24-26.5⁰-ს შეადგენს.

ცხრილი 3.5.2 ტროპიკული ღამეების დადგომის პერიოდი და ინტენსივობა (°C)

პერიოდი, თვეები								
III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
შავი ზღვის სანაპირო								
ფოთი								
-	20.6	23.6	24.0	27.6	27.2	24.5	21.5	-
ბათუმი								
-	-	21.0	24.3	26.8	26.4	25.7	20.4	-
ქობულეთი								
-	20.1	20.3	24.5	26.4	26.4	24.0	21.2	-
კოლხეთის დაბლობი								
სენაკი								
-	22.0	25.0	27.4	24.0	27.0	26.0	21.6	20.6
ქუთაისი								
21.0	22.6	28.0	30.2	30.2	29.4	29.1	25.6	20.2
ქართლი								
თბილისი								
-	-	20.1	24.0	25.5	26.0	23.1	-	-
გარდაბანი								
-	-	22.8	24.1	26.4	25.9	24.1	-	-
ბოლნისი								
-	-	21.0	23.2	25.3	25.9	24.0	-	-
კახეთი								
თელავი								
-	-	-	22.3	25.1	26.1	23.4	-	-
ახმეტა								
-	-	-	23.3	24.8	24.1	21.4	-	-
დედოფლის წყარო								
-	-	-	23.2	24.0	24.0	21.9	-	-

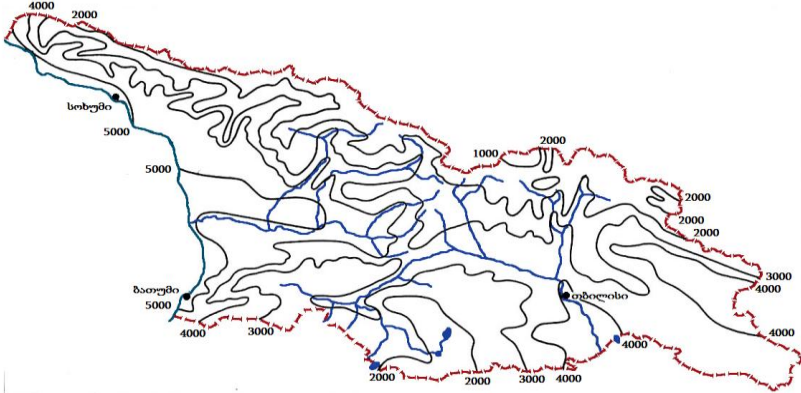
3.6. აქტიურ ტემპერატურათა ჯამები

სითბო წარმოადგენს სასოფლო-სამეურნეო წარმოების დიფერენციაციის ძირითად განმსაზღვრელ ფაქტორს. რაც

მეტია სითბო და, შესაბამისად, მეტია სავეგეტაციო პერიოდის ხანგრძლივობა, მით უკეთესი პირობებია მაღალი მოსავლის მოყვანისათვის. ტერიტორიის სითბური რესურსების შესაფასებლად ხშირად მიმართავენ აქტიურ ტემპერატურათა ჯამს, როდესაც დღელამური ტემპერატურები აღემატება 5;10;15;20;25⁰-ს. ტემპერატურების ამ გრადაციებს გარკვეული მნიშვნელობა აქვს. მაგალითად, როდესაც დღელამური ტემპერატურები გადადის 10⁰-ზე მაღლა, ვეგეტაციას განიცდის სასოფლო-სამეურნეო მცენარეთა უმრავლესობა. აქედან გამომდინარე, მემცენარეობის რაციონალური განლაგებისა და განვითარებისათვის აუცილებელია აქტიურ ტემპერატურათა ჯამების ტერიტორიული განაწილების გათვალისწინება.

ნახ.3.6.1 და ნახ.3.6.2-ზე წარმოდგენილია 5⁰-ზე და 10⁰-ზე მაღალი ჰაერის აქტიურ ტემპერატურათა ჯამების სქემატური რუკები.

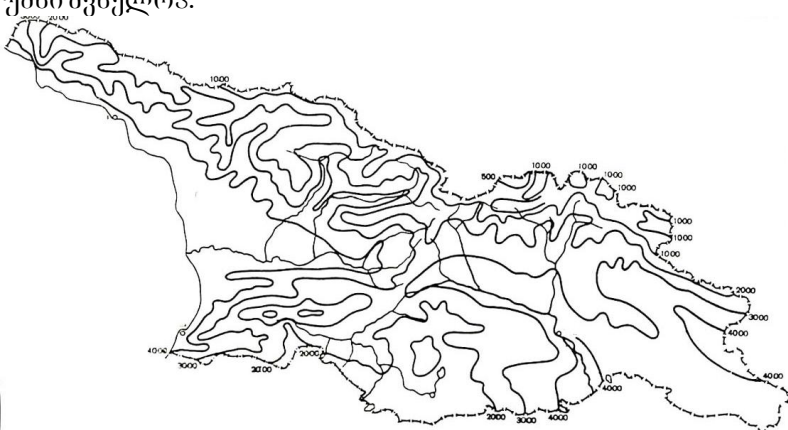
ნახ. 3.6.1-დან ჩანს, რომ 5⁰-ზე მეტი აქტიურ ტემპერატურათა უდიდესი ჯამები(5000⁰-ზე მეტი) გროვდება შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის დაბლობის ცენტრალურ ნაწილში. ალაზნის ველზე და ქვემო ქართლში, აგრეთვე კოლხეთის დაბლობის დიდ ნაწილზე აქტიურ ტემპერატურათა ჯამები 4000⁰-ს აღემატება. სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში აქტიურ ტემპერატურათა ჯამები 2000-3000⁰-ს შეადგენს, ხოლო კავკასიონის თხემურ ნაწილში 2000⁰-ზე ნაკლებია.



ნახ.3.6.1. 5⁰ –ზე მაღალი ჰაერის აქტიურ ტემპერატურათა ჯამი (Гавашели,1971)

ნახ.3.6.2-ის თანახმად 10⁰-ზე მეტი აქტიურ ტემპერატურათა უდიდესი ჯამები(4000⁰-ზე მეტი) გროვდება ქვემო ქართლის და ალაზნის ველის სამხრეთ რაიონებში, და კოლხეთის დაბლობზე. ადგილის სიმაღლის ზრდასთან ერთად ტემპერატურათა ჯამები კლებულობს, მაგრამ ის მნიშვნელოვნად არის დამოკიდებული რელიეფის ფორმაზე, ფერდობის ექსპოზიციაზე და სხვა ადგილობრივ ფაქტორებზე. სამხრეთ საქართველოს მთიანეთში აქტიურ ტემპერატურათა ჯამი არ აღემატება 2000⁰-ს, ხოლო კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში კლებულობს 500-1000⁰-მდე.

სხვა სიდიდის (15,20,25⁰) აქტიურ ტემპერატურათა ჯამების განაწილება ანალოგიურია 5 და 10⁰-ზე მეტი აქტიურ ტემპერატურათა ჯამების განაწილებისა-უდიდესია ქვემო ქართლში, ალაზნის ველზე და კოლხეთის დაბლობზე, ხოლო უმცირესია კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში. კერძოდ, 20⁰-ზე მეტი აქტიურ ტემპერატურათა ჯამები შეადგენს ქვემო ქართლში, ალაზნის ველზე და კოლხეთის დაბლობზე 2000⁰-ზე ნაკლებს, ხოლო მთიან და მაღალმთიან ზონაში უმნიშვნელოა.



ნახ.3.6.2. 10⁰ –ზე მაღალი ჰაერის აქტიურ ტემპერატურათა ჯამი (Гавашели,1971)

თაზი 4. ღატენიანების რეჟიმი

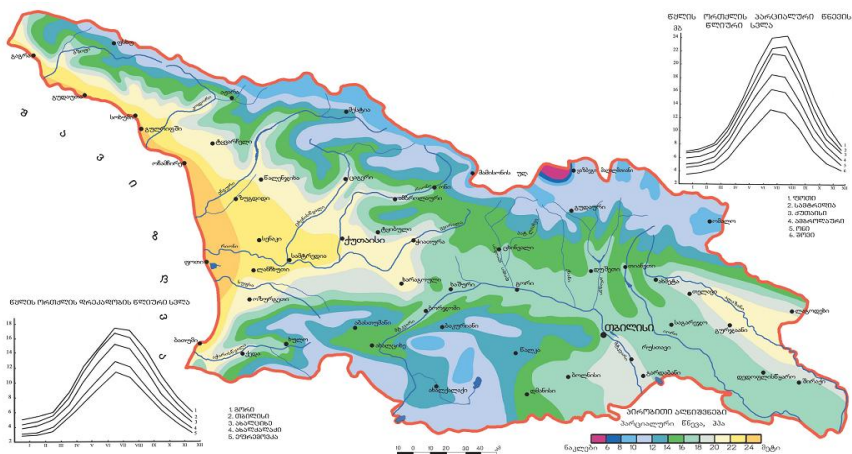
4.1. ჰაერის სინოტივე

წყალი ატმოსფეროს შემადგენელი მუდმივი კომპონენტია. ის ატმოსფეროში არსებობს სამ-თხევად, მყარ და აირად აგრეგატულ მდგომარეობაში. ატმოსფეროში არსებულ წყალს სხვადასხვა მანვენებლით ახასიათებენ, მათ შორის ყველაზე გავრცელებულია წყლის ორთქლის პარციალური წნევა, აბსოლუტური და შეფარდებითი სინოტივე, ფიზიოლოგიური სინოტივე, ტენშემცველობა, სინოტივის დეფიციტი და სხვ.

ნახ. 4.1.1-ზე წარმოდგენილია ივლისის საშუალო თვიური პარციალური წნევის განაწილების რუკა. რუკის თანახმად საქართველოს ტერიტორიაზე წყლის ორთქლის პარციალური წნევა საკმაოდ დიდ ფარგლებში მერყეობს. მისი უდიდესი მნიშვნელობები შავი ზღვის სანაპიროზე აღინიშნება და 24-25 ჰექტოპასკალს შეადგენს. კოლხეთის დაბლობზე პარციალური წნევა 22-24 ჰპა-ია, ხოლო მის მიმდებარე მთისწინეთში- 18-22 ჰპა. ამდენივეა პარციალური წნევა ალაზნის ველზე. შიდა და ქვემო ქართლის ბარში. ივრის ზეგანზე წყლის ორთქლის პარციალური წნევა 16 ჰპა-მდე კლებულობს. სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში და კავკასიონის დიდ ნაწილზე პარციალური წნევა 8-14ჰპა-ს შეადგენს, ხოლო ცენტრალური კავკასიონის უმაღლეს მწვერვალებზე 6 ჰპა-ზე დაბლა ეცემა.

ამრიგად, როგორც ვხედავთ წყლის ორთქლის პარციალური წნევის განაწილება შეესაბამება ტემპერატურის განაწილებას- მისი უდიდესი მნიშვნელობები შავი ზღვის სანაპირო ზოლში და საქართველოს დაბლობ რაიონებში აღინიშნება. ზღვიდან დაშორებისა და ადგილის სიმაღლის ზრდასთან ერთად წყლის ორთქლის პარციალური წნევა კანონზომიერად კლებულობს. ეს კანონზომიერება შენარჩუნებულია ყველა თვეებისათვის, რასაც ადასტურებს ცხრილში წარმოდგენილი მონაცემები(ცხრილი 4.1.1).

როგორც ცხრილიდან ჩანს, წყლის ორთქლის პარციალური წნევის წლიური სვლა აგრეთვე ტემპერატურის წლიური სვლის ანალოგიურია- მაქსიმუმი დამახასიათებელია ივლის-აგვისტოსთვის, ხოლო მინიმუმ დგება იანვარში, მაღალმთიან ზონაში- შესაძლოა თებერვალში, ან დეკამბერში.



ნახ.4.1.1. წყლის ორთქლის საშუალო თვიური პარციალური წნევა. ივლისი. ჰპა (რ.კორძახია, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)

ცხრილი 4.1.1. წყლის ორთქლის პარციალური წნევა სტანდარტულ სიმაღლეებზე. ჰპა. (Элизбарашвили Э.Ш., 1978)

სიმაღლე,მ	თვეები											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0	6.5	7.0	8.0	11.0	14.5	18.0	22.0	22.0	19.0	14.0	10.0	7.5
500	5.0	5.0	9.0	13.0	13.0	15.0	18.0	18.0	14.5	11.0	8.0	6.0
1000	4.0	4.0	5.0	8.0	11.0	13.0	14.5	14.5	12.0	9.5	7.0	5.0
1500	3.5	3.5	4.5	6.5	9.0	11.5	13.0	13.0	11.0	8.0	6.0	4.5
2000	3.0	3.0	3.5	5.0	7.5	9.5	44.6	11.0	9.0	6.5	5.0	3.5
2500	2.5	2.5	3.0	4.5	6.5	8.0	10.5	10.0	8.0	6.0	4.5	3.0
3000	2.0	2.0	3.0	4.0	5.0	7.0	8.0	8.0	6.0	4.5	3.5	2.0

წყლის ორთქლის პარციალური წნევის დღეღამური სვლა აგრეთვე შეესაბამება ჰაერის ტემპერატურის დღეღამურ სვლას-მაქსიმუმი მყარდება შუადღეს, ხოლო მინიმუმი-შუადამ-ეს ან დილით. რაც მეტია ჰაერში არსებული წყლის ორთქლის პარციალური წნევა, მით მეტ წყლის ორთქლს შეიცავს ჰაერი. პარციალური წნევის საშუალებით შეიძლება გამოანგარიშე-ბულ იქნას ერთ კუბურ მეტრ ჰაერში არსებული წყლის ორ-თქლის რაოდენობა გრამებში, ამისათვის საკმარისია ის გავამ-რაგლოთ კოეფიციენტზე 3/4.

სწორედ ასეთი მიდგომით წყლის ორთქლის პარციალური წნევის საფუძველზე, ჯერ კიდევ გასული საუკუნის 50-იან წლებში კ.შარლოუმ (1950) შეაფასა მსუთვარება, რაც შეიგრძნობა მაშინ, როდესაც ერთი კუბური მეტრი ჰაერი შეიცავს 14,08 გრამ წყლის ორთქლს, ანუ როდესაც წყლის ორთქლის პარციალური წნევა შეადგენს ან აღემატება 18,83კპა-ს, მიუხედავად იმისა თუ რამდენია ტემპერატურა. ასეთი პირობები ივლის-აგვისტოში საშუალო მონაცემებშიც კი დასავლეთ საქართველოში აღინიშნება ზღვის დონედან 400-500მ სიმაღლემდე ყველგან. მსუთვარების შეგრძნება მით ძლიერია და აუტანელია, რაც მეტია პარციალური წნევა. მსუთვარება გამოიხატება მის ინტენსივობაში(ცხრილი 4.1.2.).

გამოკვლევებმა აჩვენა, რომ შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის ბარში ზღვის დონის სიმაღლეზე ივლისსა და აგვისტოში მსუთვარების ინტენსივობა 1-2 ბალს შეადგენს, ხოლო სექტემბერში 1 ბალზე ნაკლებია, დანარჩენ თვეებში მსუთვარება არ შეიგრძნობა.

ცხრილი 4.1.2. მსუთვარების ინტენსივობის სკალა

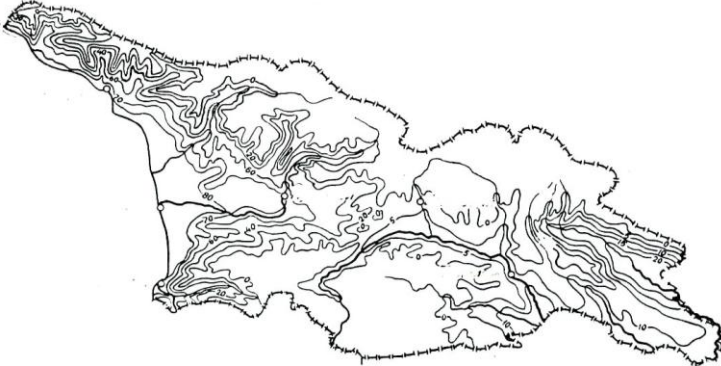
(Гогошвили К.С..1974)

წყლის ორთქლის პარციალური წნევა	მსუთვარების ინტენსივობა	წყლის ორთქლის პარციალური წნევა	მსუთვარების ინტენსივობა
18.8-21.0	<1	29.1-31.0	5-6
21.1-23.0	1-2	31.1-33.0	6-7
23.1-25.0	2-3	33.1-35.0	7-8
25.1-27.0	3-4	35.1 და მეტი	8 და მეტი
27.1-29.0	4-5	—	—

წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში მსუთვარე დღეთა რიცხვი შავი ზღვის სანაპიროსა და კოლხეთის ბარში 70-80-ს შეადგენს. სიმაღლის ზრდასთან ერთად ის კანონზომიერად მცირდება. აღმოსავლეთ საქართველოში მსუთვარე დღეთა რიცხვი არ აღემატება 15-ს (ნახ.4.1.2).

ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე საქართველოს ტერიტორიაზე იცვლება ფართო დიაპაზონში. მისი მაღალი საშუალო წლიური მნიშვნელობები(80-82%) აღინიშნება სანაპირო

რაიონებში, ხოლო უმცირესი(65-70%)-აღმოსავლეთ საქართველოში. დროსა და სივრცეში შეფარდებითი სინოტივე იცვლება მრუდწიროვნად, რაც აიხსნება ჰაერის ნოტიო და გაჯერებული ფენების შედარებით მშრალ ფენებთან მონაცვლეობით. განსაკუთრებით მკვეთრი ცვლილებები მის სვლაში ქვედა სარტყელში 800-1000მ სიმაღლემდე აღინიშნება. დასავლეთ საქართველოს მთიან რაიონებში შეფარდებითი სინოტივე ნაკლებია(70-75%), ვიდრე ზღვისპირა ზოლში(75-80%). აღმოსავლეთ საქართველოში შებრუნებული სურათი აღინიშნება -შეფარდებითი სინოტივე მაქსიმუმს აღწევს მთიან რაიონებში(80-90%). ასეთი ფენები შეესაბამება ზაფხულის კონვექციის დონეს დრუბლების ხშირი წარმოქმნის რაიონებში (Элизнрашвили Э.Ш., 1978).

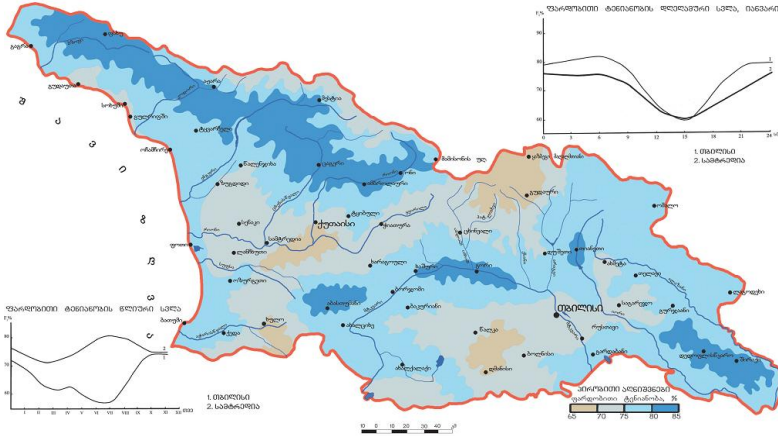


ნახ.4.1.2. 1 ბალზე მეტი ინტენსივობის მხუთვარე დღეთა რიცხვი წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში
(К.С.Гогішვილი, 1974)

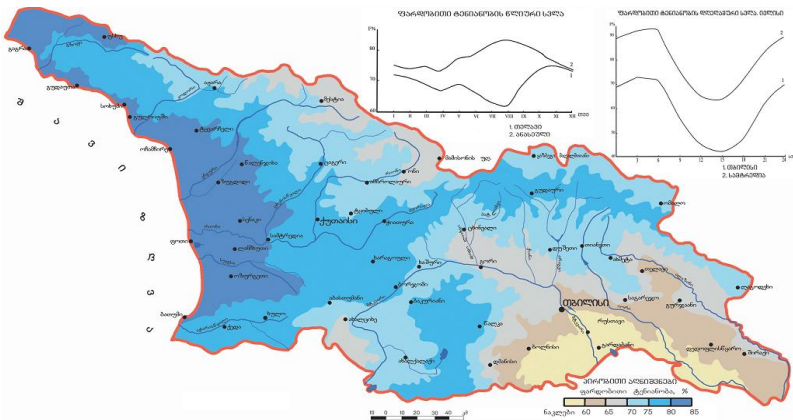
ნახ. 4.1.3 და ნახ. 4.1.4-ზე წარმოდგენილია ჰაერის საშუალო თვიური შეფარდებითი სინოტივის რუკები იანვრისა და ივლისისათვის.

ნახ. 4.1.3-ის თანახმად ჰაერის საშუალო თვიური შეფარდებითი სინოტივე იანვარში საქართველოს ტერიტორიაზე 65%-დან 85%-მდე ფარგლებში იცვლება. მისი უდიდესი მნიშვნელობები ძირითადად დასავლეთ კავკასიონზე, შიდა ქართლის ბარში და ივრის ზეგანზე აღინიშნება. აღმოსავლეთ კავკასიონზე და შავიზღვის სანაპიროზე ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე 75-80% ფარგლებშია, კოლხეთის დაბ-

ღობზე და სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში 70%-მდე კლებულობს, ხოლო კოლხეთის დაბლობის სიდრემეში, სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთის ცენტრალურ ნაწილში და ცენტრალურ კავკასიონზე 70%-ზე ნაკლებია.



ნახ.4.1.3. ჰაერის საშუალო თვიური შეფარდებითი სინოტივე. იანვარი. % (ნ.ბეგალიშვილი. ნ.ჭელიძე. საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი. 2011)



ნახ.4.1.4. ჰაერის საშუალო თვიური შეფარდებითი სინოტივე. ივლისი. % (ნ.ბეგალიშვილი. ნ.ჭელიძე. საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი. 2011)

ზაფხულში (ივლისი) შეფარდებითი სინოტივის განაწილებას განსხვავებული სურათი აქვს. მისი უდიდესი მნიშვნელობები -80-85%, შავი ზღვის სანაპირო ზოლში და მის მიმდებარე კოლხეთის დაბლობზე აღინიშნება. კოლხეთის დაბლობის დანარჩენ ტერიტორიაზე, სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში და აღმოსავლეთ კავკასიონზე სინოტივე 75-80%-ს, აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში და დასავლეთ კავკასიონზე 60-70%-ს შეადგენს, ხოლო ქვემო ქართლში 60%-ზე ნაკლებია (ნახ. 4.1.4).

შეფარდებითი სინოტივის წლიური სვლა დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოში განსხვავებულია (ცხრილი 4.1.3). დასავლეთ საქართველოში ის ატარებს ზღვის ჰავის დამახასიათებელ თვისებებს-ზაფხული უფრო ტენიანია, ვიდრე ზამთარი. აღმოსავლეთ საქართველოში აღინიშნება საწინააღმდეგო სურათი, რაც დამახასიათებელია კონტინენტური ჰავისათვის.

შეფარდებითი სინოტივის დღეღამური სვლა ტემპერატურის დღეღამური სვლის შებრუნებულია. გარკვეულ სიმაღლემდე შეფარდებითი სინოტივის მინიმუმი შუადღის საათებში, ხოლო მაქსიმუმი-ღამით მყარდება. დაწყებული 1500მ სიმაღლიდან დასავლეთ საქართველოში და 3000მ სიმაღლიდან აღმოსავლეთ საქართველოში, განსაკუთრებით ზაფხულში, ადგილი აქვს ექსტრემუმების წანაცვლებას-მინიმუმი 7სთ-ზე, ხოლო მაქსიმუმი-13-19სთ-ზე მყარდება, რაც განპირობებულია კონვექციური პროცესების განვითარებით, რასაც დიდი ტენის რაოდენობა გადააქვს ბარიდან მთებში.

შეფარდებითი სინოტივე შუადღის საათებში აპირობებს აორთქლების ინტენსივობის პროცესს და დატენიანების რეჟიმს, ამიტომ დიდი ყურადღება ენიჭება მის მნიშვნელობას 13საათზე. შეფარდებითი სინოტივე 13საათზე საქართველოს ტერიტორიაზე იცვლება 48-77% ფარგლებში. მისი უდიდესი მნიშვნელობა შავიზღვისპირეთის სამხრეთში და კოლხეთის ბარის მთისწინეთში აღინიშნება და 67-77%-ს შეადგენს. ზღვიდან დაშორებისას ის კლებულობს. აგრეთვე კლებულობს სიმაღლის ზრდასთან ერთად, ხოლო მაღალმთიან ზონაში კვლავ იზრდება.

ცხრილი 4.1.3. ჰაერის შეფარდებითი სინოტივის წლიური სვლა. %.

თვეები											
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
სოხუმი											
76	76	76	76	78	79	80	79	79	78	76	74
ბათუმი											
76	78	80	81	82	80	81	83	85	86	83	77
ბახმარო											
73	74	72	67	70	76	80	78	77	72	71	70
ქუთაისი											
68	68	69	66	69	72	76	75	74	71	65	64
გორი											
82	79	74	68	70	68	66	66	70	71	81	82
ახალქალაქი											
76	77	76	70	70	73	73	68	69	72	75	76
თბილისი											
73	69	66	62	64	60	56	57	64	73	77	76
ყაზბეგი მ/მ											
66	68	68	69	70	71	70	69	66	63	60	60

ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე საშუალებას იძლევა გამოვიანგარიშოთ **ფიზიოლოგიური სინოტივე**. ფიზიოლოგიური სინოტივის ქვეშ იგულისხმება ადამიანის სხეულის ტემპერატურაზე მიყვანილი ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე. ის განსაზღვრავს ადამიანის ორგანიზმის მიერ ჰაერის ტენიანობის შეგრძნებას. შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის დაბლობზე, სადაც მსუთვარე დღეთა რიცხვი მაქსიმალურია, ფიზიოლოგიური სინოტივე აღემატება 35%-ს და ადამიანი შეიგრძნობს ნოტიო პირობებს. დასავლეთ საქართველოს მთისწინეთში ფიზიოლოგიური სინოტივე 30-35% ფარგლებში იცვლება და ჰაერი ზომიერად ნოტიოა. საქართველოს მთათაშორისი ბარის უმეტეს ტერიტორიაზე ფიზიოლოგიური სინოტივე 21-30%-ს შეადგენს და ჰაერი ზომიერად მშრალია. მთიან და მაღალმთიან ზონაში, ფიზიოლოგიური

სინოტივე 21%-ზე ნაკლებია და, შესაბამისად, ჰაერი მშრალია.

ჰაერში არსებული ტენის რესურსების საიმედო მახასიათებელია **ტენშენცველობა**, ანუ 1 კილოგრამ რეალურ ჰაერში არსებული ტენის რაოდენობა, გამოხატული გრამებში. ტენშემცველობა ისევე როგორც სითბოშემცველობა ჰაერის ტემპერატურისა და შეფარდებითი სინოტივის ფუნქციაა (ცხრილი 4.14).

ცხრილი 4.14. ჰაერის ტენშემცველობის წლიური სვლა.გ/კვ.

თვეები												წელი
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
გაგრა												
15	17	18	22	26	29	30	31	28	25	21	18	24
ბათუმი												
17	17	18	21	25	28	30	30	28	26	22	18	24
ავღსთარა												
7	8	10	12	16	20	24	24	20	16	11	9	13
ბახმარო												
7	7	9	12	16	18	22	22	19	15	11	8	13
ქუთაისი												
14	15	18	21	25	27	29	30	27	25	20	16	23
ცხინვალი												
10	12	13	18	23	25	27	26	24	20	14	11	18
თბილისი												
11	12	15	20	25	27	28	28	26	22	16	12	21
ლაგოდეხი												
12	12	16	20	25	27	28	29	26	23	17	13	21
გუდაური												
7	7	9	11	16	20	22	22	16	14	10	8	12
ანალოჯი												
9	8	10	14	18	22	24	24	21	16	12	8	14

ტენშემცველობის ტერიტორიული განაწილება ანალოგიურია მსუთვარებისა და ფიზიოლოგიური სინოტივის განაწილებისა. ის მაქსიმალურია ზაფხულში, და შავი ზღვის სანაპირო ზოლში და კოლხეთის ბარის შიდა რაიონებში

იცვლება 28-30 გ/კგ ფარგლებში. სიმაღლის ზრდასთან ერთად ტენშემცველობა კლებულობს და შეადგენს გაგრის ქედზე და ავადხარაში 24 გ/კგ-ს, ხოლო ბახმაროში-22 გ/კგ-ს. აღმოსავლეთ საქართველოში ტენშემცველობის მაქსიმუმი 28-29 გ/კგ-ია (თბილისი, გარდაბანი, გურჯაანი, ლავიდეხი). რამდენადმე ნაკლებია ტენშემცველობა ცხინვალსა და სარგჯლოში (27 გ/კგ), ხოლო გუდაურში 22 გ/კგ-მდე ეცემა.

ტენშემცველობის სვლაში კარგად გამოიხატება ვერტიკალური ზონალობა. მაგალითად ზღვის დონედან 500 მ სიმაღლემდე ჰაერის ტენშემცველობა იანვარში შეადგენს 10-16 გ/კგ-ს, 500-1000 მ ზონაში- 9-11 გ/კგ-ს, 1000-1500 მ ზონაში -8-9 გ/კგ-ს, ხოლო 1500-2000 მ ზონაში -7-8 გ/კგ-ს. აღმოსავლეთ საქართველოში შესაბამისად გვაქვს - 27-30, 26-28, 24-26 და 22-24 გ/კგ.

საყურადღებოა **მშრალი და ნოტიო პერიოდები**, ე.ი. ისეთი პერიოდები, როდესაც შეფარდებითი სინოტივე შესაბამისად არ აღემატება 30%-ს და არ ეცემა 80%-ზე დაბლა. პირველი შემთხვევა არსებითად უკავშირდება ფიონურ პროცესებს, კერძოდ ფიონის ინტენსივობას და სისშირეს. წლის განმავლობაში მშრალ დღეთა რიცხვი დასავლეთ საქართველოს დაბლობ და ზღვისპირა რაიონებში მერყეობს 1-დან 30-მდე ფარგლებში. კოლხეთის ბარის სიღრმეში ასეთი დღეთა რაოდენობა იზრდება 50-55-მდე, ხოლო დასავლეთ საქართველოს მთიან და მაღალმთიან რაიონებში 30-60 დღის ფარგლებში მერყეობს. აღმოსავლეთ საქართველოში მშრალ დღეთა რიცხვი სიმაღლის ზრდით მატულობს- ქვემო ქართლის ბარში შეადგენს 10-30-დღეს, ხოლო ცენტრალურ კავკასიონზე 70-მდე იზრდება.

ნოტიო დღეთა რიცხვი, როდესაც შეფარდებითი სინოტივე აღემატება 80%-ს, დასავლეთ საქართველოში მერყეობს 50-დან 210 დღემდე ფარგლებში. მინიმუმი შეესაბამება კოლხეთის ბარის შიდა რაიონებს, ხოლო მაქსიმუმი დასავლეთ კავკასიონს. აღმოსავლეთ საქართველოში ასეთ დღეთა რიცხვი გაცილებით ნაკლებია და შეადგენს 20-160 დღეს.

ჰაერის სრული გაჟღენთისათვის საჭირო ტენის რაოდენობის შესახებ წარმოდგენას გვაძლევს **სინოტივის დეფიციტი**.

დასავლეთ საქართველოში მისი საშუალო წლიური მნიშვნელობაა 4-6ჰჰა-ია, აღმოსავლეთ საქართველოს აღმოსავლეთ რაიონებში იზრდება 7ჰჰა-მდე, ხოლო მაღალმთიან რაიონებში მცირდება 1-2 ჰჰა-მდე.

სინოტივის დეფიციტის წლიური სვლა ტემპერატურის სვლის მსგავსია. მისი მინიმუმი დგება წლის ცივ პერიოდში და შეადგენს მაღალმთიან ზონაში 0,6ჰჰა-ს, დაბლობ რაიონებში კი 4-6ჰჰა-ს. ზაფხულში სინოტივის დეფიციტის მაქსიმუმი უდიდესია დაბლობ და სტეპურ რაიონებში (ალაზანი-15,2; თბილისი-15,0), ხოლო უმცირესი- მაღალმთიან ზონაში(3-5).

4.2. დრუბლიანობა

საქართველოს ტერიტორიაზე საერთო საშუალო დრუბლიანობა დაახლოებით 6 ბალის, ხოლო ქვედა იარუსის დრუბლიანობა 4-4,5 ბალის ტოლია. საერთო დრუბლიანობის უდიდესი საშუალო წლიური მნიშვნელობა კოლხეთის ბარის სამხრეთში, კავკასიონის ცალკეულ რაიონებში და ლიხის ქედის საუღელტეხილო მონაკვეთზე აღინიშნება (6,5-7,0ბალი), ხოლო უმცირესი მნიშვნელობები დამახასიათებელია ახალქალაქის პლატოს და კავკასიონის მაღალმთიანი რაიონებისათვის (5,0-5,5 ბალი). ქვედა იარუსის დრუბლიანობის განაწილების ხასიათი ანალოგიურია საერთო დრუბლიანობის განაწილებისა და დასავლეთ საქართველოში იცვლება 4,5-5 ბალის, ხოლო აღმოსავლეთში-3,5-4,5 ბალის ფარგლებში.

დრუბლიანობის განაწილების ხასიათი და რაოდენობა წლის ცივი და თბილი პერიოდების განმავლობაში ბევრად განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან. ზამთარში საერთო დრუბლიანობის მიხედვით ყველაზე მოღრუბლულ რაიონებად შეიძლება ჩაითვალოს აფხაზეთის სანაპირო ზოლი, მასთან მიმდებარე მთისწინეთი და რიონის ხეობის მარცხენა ნაპირი. აქ მოღრუბლული მდგომარეობის განმეორადობა, როდესაც დრუბლიანობა 8-10 ბალია, 65-70%-ს შეადგენს. ცის მოღრუბლული მდგომარეობის უმცირესი განმეორადობა (35-50%) დამახასიათებელია აღმოსავლეთ კავკასიონის სამხრეთი კალთებისა და ჯავახეთის პლატოსათვის. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში მოღრუბლულობის უდიდესი განმეორადობით კოლხეთის ბარის შიდა რაიონები და მთისწინეთი (50-60%), ხოლო უმცირესი განმეორადობით-აღმოსავლეთ საქართველოს

სტეპური რაიონები და სამხრეთ საქართველოს მთისწინეთი (30-35%) ხასიათდება.

საქართველოს ტერიტორიის უდიდეს ნაწილზე მოღრუბლული მდგომარეობის განმეორადობა, ქვედა იარუსის განმეორადობის მიხედვით, ცივი პერიოდის განმავლობაში 30-40%-ს, კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში-20-30%-ს, მესხეთის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში და დასავლეთ კავკასიონის მთებში-45-50%-ს შეადგენს. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში მოღრუბლული მდგომარეობის უმცირესი განმეორადობა დამახასიათებელია აღმოსავლეთ საქართველოს სტეპური ზონისათვის და ქართლის ბარის ცენტრალური ნაწილისათვის, აგრეთვე აფხაზეთის სანაპირო ზოლისათვის (15-20%). განმეორადობის მაქსიმალური მნიშვნელობა აღინიშნება პუნქტ ცისკარაზე.

არსებობს მჭიდრო კავშირები ღრუბლიანობის საშუალო რაოდენობასა, და ცის ნათელ და მოღრუბლულ მდგომარეობათა ალბათობას შორის (ნახ.4.2.1).

ნახ.4.2.1-ზე წარმოდგენილი წრფეები კარგად აღიწერება წრფივი დამოკიდებულებით (ე.ელიზბარაშვილი, ა.პოპოვი, 1981):

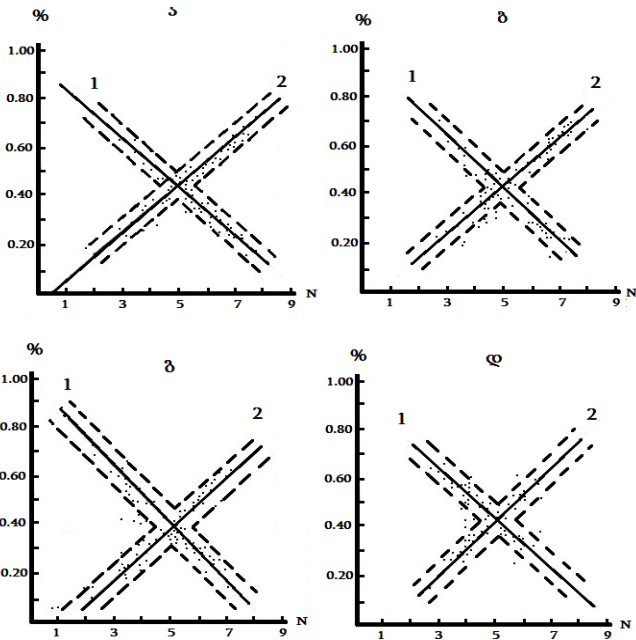
$$P=aN+b, \quad (4.2.1)$$

სადაც P —ალბათობაა, N —ღრუბელთა რაოდენობაა, ხოლო a და b სტატისტიკური პარამეტრებია (ცხრილი 4.2.1).

რეგრესიის წრფეთა განლაგება მჭიდრო კავშირშია სეზონურ თავისებურებებთან. ღრუბლიანობის რაოდენობის ერთი და იგივე მნიშვნელობის დროს ცის მოღრუბლულ და ნათელ მდგომარეობათა ალბათობა ზაფხულში ნაკლებია, ვიდრე ზამთარში, რაც თბილი პერიოდის განმავლობაში ცვალებადი ღრუბლიანობის (3-7 ბალი) გაზრდით აიხსნება.

ი.ცუცქირიძის (1971) თანახმად ზამთარში საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე ზედა იარუსის ღრუბლებიდან ყველაზე ხშირად ფრთა(Ci) ღრუბლები აღინიშნება. თითქმის ანალოგიური მდგომარეობაა გაზაფხულზე. ამ ტიპის ღრუბლები ყინულის კრისტალებისაგან შედგება და ძირითადად 0.01-0.1 მმ სიმაღლის სვეტებს წარმოადგენენ. არსებობს ფრთა ღრუბლების საკმაოდ ბევრი ნაირსახეობა. ზაფხულსა და შემოდგომაზე,

როგორც ფრთა, ისე სხვა ტიპის ღრუბლების განმეორადობა მნიშვნელოვნად მცირდება.



ნახ.4.2.1. დამოკიდებულება ღრუბლიანობის საშუალო რაოდენობასა(N) და ცის ნათელი(1) და მოღრუბლული(2) მდგომარეობის ალბათობებს შორის: ა)-იანვარი; ბ)-აპრილი; გ)-ივლისი; დ)-ოქტომბერი (Элиზбарაშვილი Э.Ш. Попов А.А., 1981)

ცხრილი 4.2.1. სტატისტიკური პარამეტრები (4.2.1) ფორმულისათვის (Элиზбарაშვილი Э.Ш. Попов А.А., 1981)

ცის მდგომარეობა	თვეები							
	იანვარი		აპრილი		ივლისი		ოქტომბერი	
	a	b	a	b	a	b	a	b
ნათელი	-9.7	92	-10.5	95	-11.5	98	-10.0	91
მოღრუბლული	9.6	-3	9.5	-5	10.4	-13	11.0	-13

საშუალო იარუსის ღრუბელთაგან ჭარბობს მაღალ-გროვა(Ac) ღრუბელთა განმეორადობა, რომელიც მაქსიმუმს

ზაფხულში აღწევს. ეს ღრუბლები, როგორც წესი, წყლის წვეთებისგან შედგება. ძირითადად ეს 5-7 მკმ-ს რადიუსის მქონე გადაცივებული წვეთებია. იშვიათად ღრუბელი ყინულის კრისტალებსაც შეიძლება შეიცავდეს. მაღალ-ფენა(As) ღრუბელთა განმეორადობა ხასიათდება მაქსიმუმით ზამთარში და მინიმუმით ზაფხულში. უმეტეს შემთხვევაში შერეული ტიპის ღრუბლებია და შედგება ყინულის კრისტალებისა და წყლის გადაცივებული წვეთებისგან. ამ ღრუბლების ქვედა ნაწილი თოვლის მსხვილ ფიფქებს შეიცავს. მცირე სიმძლავრის მაღალ-ფენა ღრუბლები უმთავრესად ყინულის კრისტალებისგან შედგება.

ქვედა იარუსის ღრუბელთაგან მთელი წლის განმავლობაში გაბატონებულია ფენა-გროვა(Sc) ღრუბლები. მათი განმეორადობა წლის განმავლობაში ტერიტორიის დიდ ნაწილზე უმნიშვნელოდ იცვლება. მთიან რაიონებში (ყაზბეგი, მთა-საბუეთი) ფენა-გროვა ღრუბლების განმეორადობის ზრდა წლის თბილ პერიოდში აღინიშნება. ღრუბელი ძირითადად 5-7 მკმ რადიუსის წყლის წვეთებს შეიცავს. ზამთარში, წვეთების გარდა, შესაძლოა მცირე რაოდენობის ყინულის კრისტალებს და თოვლის ფიფქებს შეიცავდეს.

კონვექციური წარმოშობის ღრუბლების განმეორადობა მაქსიმუმს აგრეთვე თბილი პერიოდის განმავლობაში აღწევს. ზაფხულში (ივლისი) გროვა(Cu) ღრუბლების განმეორადობა დაბლობ რაიონებში 30%-ს აღემატება, მთებში კი რამდენადმე ნაკლებია (18-22%). გროვა ღრუბლები ზედა ნაწილში დაახლოებით 10 მკმ-ს რადიუსის მქონე მსხვილ წვეთებს შეიცავს, ფუძეში კი 6 მკმ-ს რადიუსის მქონე წვეთები ჭარბობს. გროვა-წვიმა(ჩბ) ღრუბლების განმეორადობა გაცილებით ნაკლებია (5-7%), გამონაკლისს წარმოადგენს გაგრა, სადაც ამ ღრუბელთა განმეორადობა წლის განმავლობაში საკმაოდ მაღალია და 14-23%-ს შეადგენს. ამ ტიპის ღრუბლები ყინულის კრისტალებისაგან შედგება და მის ზედა ნაწილში ტემპერატურა ხშირად მინუს 15⁰-ზე დაბლა ეცემა.

დიდი მნიშვნელობა აქვს ღრუბელთა რესურსული პოტენციალის ცოდნას განსაკუთრებით აღმოსავლეთ საქართვე-

ლოს იმ არიდული რაიონებისათვის, რომლებიც საჭიროებენ დრუბლებიდან ნალექების ხელოვნურად გამოწვევას. ლ.მეგრელიძემ დრუბლიანობის რაოდენობასა და მოსულ ნალექებს შორის კავშირი გამოსახა წრფივი რეგრესიის განტოლებით:

$$Q=aN+b, \quad (4.2.2)$$

სადაც Q –ნალექების ჯამია, N -დრუბელთა რაოდენობაა, a და b –სტატისტიკური პარამეტრებია, რომლებიც წარმოდგენილია ცხრილში 4.2.2. ლ.მეგრელიძემ დაადგინა, რომ დრუბლების რაოდენობასა და მისგან მოსულ ნალექებს შორის კორელაცია მით უკეთესია, რაც უფრო მეტია მოსული ნალექების რაოდენობა, ანუ როდესაც არსებული დრუბელთა საფარი მაქსიმალურად ნალექების გამოყოფის უნარიანია. კორელაცია დრუბლიანობასა და მოსულ ნალექებს შორის არასაიმედოა მხოლოდ ზამთარში, რაც შეიძლება აიხსნას ამ დროს ფენა დრუბლების სიჭარბით და ჰაერის მცირე ტენშემცველობით.

ცხრილი 4.2.2. სტატისტიკური პარამეტრები (4.2.2.)
რეგრესიის განტოლებისათვის

თვე	საერთო დრუბლიანობა		ქვედა დრუბლიანობა	
	a	b	a	b
იანვარი	-7,6	86	-3,2	53
ივლისი	57,2	-303	43,1	-124
აპრილი	27,8	-77	16,2	7
ოქტომბერი	20,0	-42	22,4	-126

დედამიწის ზედაპირზე მოსული ნალექების საერთო რაოდენობის უდიდესი წილი-90% და მეტი ქვედა იარუსის დრუბლებიდან მოდის, მხოლოდ გაზაფხულზე ზოგიერთ რაიონში(გომბორის ქედი, ქვემო ქართლი, ჯავახეთის ზეგანი) ეს წილი მცირდება და შეადგენს 70-72%-ს (ცხრილი 4.2.3).

ცხრილი 4.2.3. დრუბლიანობის და მოსული ნალექების რაოდენობა. აპრილი

მახასიათებელი

საერთო ღრუბლი- ანობა. ბალი	ქვედა ღრუბლი- ანობა. ბალი	საერთო ნალექები. მმ	ქვედა ღრუბლი- ანობის ნალექები.მ მ	ქვედა ღრუბლი- ანობის ნალექების წილი. %
იორის ზეგანი				
7	5	97	91	94
გომბორის ქედი				
7	4.5	97	70	72
ქვემო ქართლის ვაკე				
7	5	97	70	72
თრიალეთის ქედი				
7	4.5	97	92	94
ჯავახეთის ზეგანი				
7	4	69	48	70
არაგვის ხეობა				
7	5	97	92	94
ალაზნის ვაკე				
7	5	97	92	94

კორელაციური კავშირების გამოკვლევამ ღრუბლიანობის განმეორადობასა და მოსულ ნალექებს შორის მაღალი კორელაცია აგრეთვე ქვედა ღრუბლიანობასთან გამოავლინა.

4.3. ნალექთა მორფოლოგიური და გენეტიკური ტიპები

თანამედროვე ლიტერატურაში ნალექების კლასიფიკაციას საფუძვლად უდევს მათი გარეგანი სახე (მორფოლოგია) და წარმოშობის ფიზიკური პირობები (გენეტიკა). მორფოლოგიური თვალსაზრისით განასხვავებენ ნალექთა სამ ძირითად სახეობას-მყარ, თხევად და შერეულ ნალექებს. ამ სახეობების განაწილება მთებში ძირითადად ადგილის სიმაღლეზეა დამოკიდებული. თუ ზღვის დონეზე მყარი ნალექების ხვედრითი წილი ნალექების საერთო რაოდენობაში უმნიშვნელოა, 1000მ-სიმაღლეზე დაახლოებით 20-25%-ია, ხოლო 3000მ-ზე 95%-ზე მეტია. მყარი ნალექების გადანაწილებაში მთებში ადგილის სიმაღლის გარდა სხვა მორფომეტრიული ფაქტორებიც მოქმედებს.

თოვლის საფარის მახასიათებლების განაწილების მიხედვით საქართველოს ტერიტორიაზე სამი ზონა გამოიყოფა (ლ.პაპინაშვილი, 1971).

I ზონა მოიცავს თოვლის საზის ზემოდ განლაგებულ ტერიტორიებს, როგორც კავკასიონის ფერდობებზე, ისე სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში. ზონა ხასიათდება მდგრადი თოვლის საფარით. თოვლის საფარის სიმძლავრე კლებულობს დასავლეთიდან აღმოსავლეთის მიმართულებით. ამავე მიმართულებით კლებულობს თხევადი ნალექებიც. თოვლის საფარის დიდი სიმაღლეები აღინიშნება ღიხის ქედის დასავლეთ ფერდობზე. მთა-საბუეთში თოვლის საფარის სიმაღლე 90სმ-ს აღწევს.

II ზონა მოიცავს კავკასიონის და სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთის იმ ნაწილს, რომელიც I ზონის დაბლა მდებარეობს. მისი ქვედა საზღვარი ზღვის დონედან 500-700მ-ზეა განლაგებული. ზამთრის უხვი ნალექები და ჰაერის მაღალი დატენიანება დასავლეთ საქართველოში თოვლის საფარის დიდ სიმაღლეს განაპირობებს. განსაკუთრებით გამოირჩევა მდინარეების ბზიფის, გუმისტის და კოდორის ხეობები. მყარი ნალექების დიდი რაოდენობა მოდის არაგვის ხეობაში. ჯვრის უღელტეხილზე თოვლის საფარის საშუალო დეკადური სიმაღლე 200სმ-ს აღწევს. უფრო დიდია თოვლის საფარის სიმაღლე სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთის დასავლეთ ნაწილში. ცისკარასა და ბახმაროში თოვლის საფარის სიმაღლის უდიდესი მნიშვნელობები შესაბამისად 304 და 250სმ-ს შეადგენს. სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთის აღმოსავლეთ ნაწილში თოვლის საფარის სიმძლავრე მნიშვნელოვნად კლებულობს. ასე მაგალითად, ფარავნის ხეობაში ის 24-58სმ-ს, ხოლო თრიალეთის ქედის უკიდურეს აღმოსავლეთ ნაწილში -20-30სმ-ს შეადგენს. აქ თოვლის საფარის რამდენადმე გაზრდილი სიმძლავრე ბორჯომ-ბაკურიანის რაიონში აღინიშნება.

III ზონას საქართველოს მთათაშორისი ბარი უკავია. მისი ზედა საზღვარი დასავლეთ საქართველოში 500-550მ, ხოლო აღმოსავლეთში 700-800მ სიმაღლეზე მდებარეობს. მას განეკუთვნება შავიზღვის სანაპირო, კოლხეთის დაბლობის დიდი ნაწილი, შიდა და ქვემო ქართლის ვაკეები, ალაზნის

ველი და იორის ზეგანი. აქ თოვლის საფარი არამდგრადია, შესაძლოა მთელი წლის განმავლობაში საერთოდ არ მოვიდეს.

გენეტიკური თვალსაზრისით ნალექების აგრეთვე სამ ტიპს განასხვავებენ:

1. ჟინჯლი ნალექი. ყალიბდება ფენა და ფენა-გროვა ღრუბლებში, რომლებიც ხასიათდება მცირე ვერტიკალური სიმძლავრით და წვეთის დამსხვილება ვერ ხერხდება. ჟინჯლი ნალექების ინტენსივობა ძალზე უმნიშვნელოა.

2. გაბმული ნალექი. დამახასიათებელია თბილი ფრონტის ღრუბლებისათვის. მოიცავს დიდ ფართობს, ხანგრძლივი და ერთნაირი საშუალო ინტენსივობისაა.

3. თავსხმა ნალექი. მოდის მძლავრი გროვა-წვიმის ღრუბლებიდან. ხშირად ის დაკავშირებულია ცივი ფრონტის გაფლასთან. მისი ინტენსივობა დიდია, ხანგრძლივობა კი მცირე.

თავსხმა ნალექი ორგვარი წარმოშობისაა-ფრონტალური და კონვექციური. პირველ შემთხვევაში თავსხმა ადვექციური პროცესის შედეგად ყალიბდება და ვრცელ ტერიტორიებს მოიცავს, ხშირად დასავლეთ საქართველოს თითქმის მთელ ტერიტორიას. მეორე შემთხვევაში თავსხმა ადგილობრივი წარმოშობისაა, ძირითადად წლის თბილ პერიოდში ვითარდება, ხანმოკლეა და შემოსაზღვრულ ტერიტორიაზე ვრცელდება.

დასავლეთ საქართველოსათვის ძირითადად დამახასიათებელია წვრილწვეთოვანი გაბმული და თავსხმა ნალექები, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოსათვის-თავსხმა ნალექები (ცხრილი 4.3.1).

თავსხმა ნალექების ხვედრითი წილი ნალექების საერთო ჯამში 40-80%-ს შეადგენს. თავსხმა ნალექების ყველაზე დიდი წილი ახმეტაზე (80%), ბათუმზე (77%) და ახალქალაქზე (74%) მოდის. ტყიბულში, ფოთში, თელავსა და გალში თავსხმა ნალექები შეადგენს ნალექების საერთო რაოდენობის 65-66%-ს, გაგრაში, სამტრედიაში, წყალტუბოში, გურჯაანში, თბილისში-დაახლოებით 60%-ს, ბოლნისში და ბაკურიანში-50%-ს, ხაისში, მთა-საბუეთში, აბასთუმანში, მანგლის-

ში და გოდერძის უღელტეხილზე თავსხმა ნალექების ხვედრითი წილი 50%-ზე ნაკლებია.

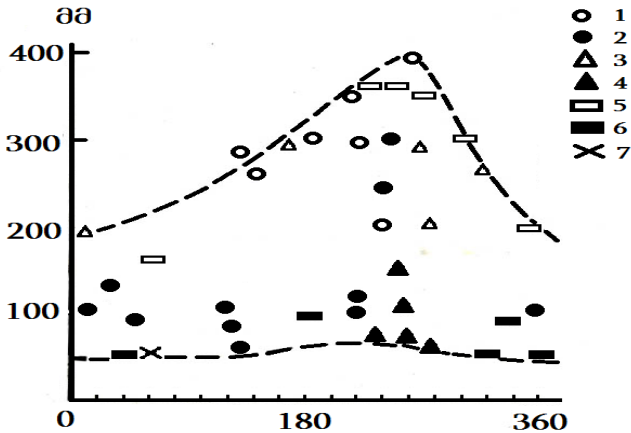
ცხრილი 4.3.1. ნალექთა ტიპების განმეორადობა.%.
(Алибегова Ж.Д., Элизбарашвили Э.Ш., 1980)

უინეული	წვრილწვეთოვანი გაბმული	მსხვილწვეთოვანი გაბმული	თავსხმა
დასავლეთ საქართველო			
11	34	24	31
აღმოსავლეთ საქართველო			
7	28	24	41

თავსხმა ნალექების ხანგრძლივობა ნალექების საერთო ხანგრძლივობის 35%-ზე ნაკლებია. ამასთანავე თავსხმა ნალექები ყველაზე ხანგრძლივია ახალქალაქში-35%, ახმეტასა და ცხინვალში თავსხმა ნალექების ხანგრძლივობა 20-25%-ია, ტერიტორიის უმეტეს ნაწილზე კი 20%-ზე ნაკლებია, ხოლო ხაიშში, საქარაში, მთა-საბუეთში, ბილნისში, ხულოში და გოდერძის გადასასვლელზე-10%-ზე ნაკლებია.

4.4. რელიეფის გავლენა ნალექებზე

დანაწევრებული რელიეფის პირობებში ნალექების სივრცობრივ განაწილებას რთული, მრავალგანზომილებადი ხასიათი აქვს. ამის გამო დღეისათვის ჯერ კიდევ არ არსებობს მთებში ნალექების განაწილების განმაზოგადოებელი მოდელი რელიეფისა და ქვეფენილი ზედაპირის ყველა თვისებების გათვალისწინებით. ვერტიკალური პლუვიომეტრული გრადიენტი რეგიონალურ ხასიათს ატარებს და დამოკიდებულია არა მხოლოდ ადგილის სიმაღლეზე და რელიეფის ფორმაზე, არამედ ფერდობის ექსპოზიციაზე, დახრილობაზე, მცენარეული საფარის სახეობაზე და ა.შ. დღევანდელ პირობებში შეუძლებელია გათვალისწინებულ იქნას ყველა ჩამოთვლილი ფაქტორის გავლენა ნალექების განაწილებაზე, თუმცა გარკვეული ცდები ამ მიმართულებით არაერთგზის იყო ჩატარებული, რისი ერთ-ერთი მაგალითიც წარმოდგენილია ნახ 4.4.1.-ზე.



გრად.

ნახ. 4.4.1. ნალექების ზრდა 1000-1500მ მაღლივ ზონაში ფერდობის ექსპოზიციაზე დამოკიდებულებით. მმ: 1-კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის პერიფერიული რაიონები; 2-კავკასიონის აღმოსავლეთი ნაწილი; 3-მცირე კავკასიონის პერიფერიული რაიონები; 4-მცირე კავკასიონის შიდა რაიონები; 5-პამირისა და ტიან-შანის პერიფერიული რაიონები; 6-პამირისა და ტიან-შანის შიდა რაიონები; 7-კოპეტ-დაღი (Элизбарашვილი Э.Ш., 1984)

ნახ 4.4.1.-ზე აშკარად გამოიკვეთება დამოკიდებულების ორი მრუდი. ერთი შეესაბამება პერიფერიულ რაიონებს, რომლებიც ხასიათდება ნალექების მნიშვნელოვანი რაოდენობით, ხოლო მეორე-შიდა რაიონებს ნალექების შედარებით ნაკლები რაოდენობით. ამ ორ მრუდს შორის განლაგებული წერტილები შეესაბამება რაიონებს, სადაც ნალექების რაოდენობა ნაკლებია, ვიდრე პერიფერიულ და მეტია ვიდრე შიდა ფერდობებზე. ნახ.-დან ჩანს აგრეთვე, რომ მთათა სისტემების პერიფერიული რაიონებისათვის ყველაზე მეტი ნალექი დასავლეთით ორიენტირებულ ფერდობებზე მოდის. შიდა რაიონებში ორიენტაციის გავლენა რამდენადმე სუსტდება, თუმცა ძირითადი მაქსიმუმი მაინც შენარჩუნებულია.

ნაღველების ვერტიკალური განაწილების საკითხი მთებში დაკავშირებულია როგორც თვით ნაღველების ბუნების სპეციფიკასთან, ისე ტექნიკური და მეთოდური ხასიათის მთელ რიგ სირთულეებთან. აქ, უპირველეს ყოვლისა, იგულისხმება მაღალმთიან ზონაში ნაღვექმზომი პუნქტების არასაკმარისი რაოდენობა, მნიშვნელოვანი ცდომილებები მყარი ნაღველების გაზომვისას, ჰორიზონტალური ნაღველების გაუთვალისწინებლობა და სხვ.

დღეისათვის მიღებული უმარტივესი სქემების შესაბამისად ნაღველების უმცირესი რაოდენობა მოდის დაბლობ და მთისწინა რაიონებში, აგრეთვე დახურულ ხეობებსა და ქვაბულებში. სიმაღლის ზრდასთან ერთად ნაღველების რაოდენობა იზრდება და მაქსიმუმს მაღალმთიან ზონაში აღწევს.

ჩატარებული გამოკვლევების საფუძველზე დადგინდა, რომ შავი ზღვიდან, როგორც ტენის წყაროდან, დაშორებით და ადგილის სიმაღლის ზრდით ნაღვეები თავდაპირველად იზრდება. ამიერკავკასიის შიდა რაიონებში ღრუბელთა სისტემების სიმძლავრე სუსტდება, კარგავს ტენს, რის გამოც ნაღვეების რაოდენობა მცირდება. ეს ცვლილება აღიწერება ექსპონენციალური დამოკიდებულებით (Элизнарашвили Э.Ш., 1978).

რადგანაც მთებში ნაღვექმზომი პუნქტები იშვიათია, ხოლო მათი გაზომვის ცდომილება ძალზე დიდი, ნაღვეების რაოდენობის დასაზუსტებლად მიმართავენ ჰიდროლოგიური და გლაციოლოგიური გამოკვლევების შედეგებს. კერძოდ, მდინარეთა ჩამონადენი, მყინვართა აკუმულაცია, თოვლის დაგროვება და სხვ. ნაღვეების რაოდენობის ირიბი გაანგარიშების ფაქტორებია. ამიტომაც ოდროზდოვმა ერთ-ერთმა პირველმა დაიწყო ჩამონადენის გამოყენება ნაღვეების დასაზუსტებლად მთებში. აღსანიშნავია ის მრავალრიცხოვანი გამოკვლევები თოვლის დაგროვების და მყინვართა აკუმულაციის შესახებ, რომლებიც ჩატარდა რუსეთის მეცნიერებათა აკადემიის გეოგრაფიის ინსტიტუტის თანამშრომელთა მიერ. აკრენკეს(1982) თანახმად კავკასიონის დასავლეთ ნაწილში თოვლის დაგროვება სიმაღლის მიხედვით იზრდება 1000-1500მმ-დან (2450მ) 3000-3500მმ-მდე (3000-3500მ სიმაღლეზე). განსაკუთრებული როლი ამ პროცესში ქარის მუშა-

ობას მიეკუთვნება. აღმოსავლეთით თოვლის დაგროვების მაქსიმალური სიმაღლე მცირდება და ცენტრალურ კავკასიონზე შეადგენს 3000-3300მ-ს, ხოლო აღმოსავლეთ კავკასიონზე-2000-3000მ-ს. აკრენკეს დასკვნის თანახმად თოვლის აკუმულაციის სიდიდე კლებულობს აღმოსავლეთის მიმართულებით 2500მმ-დან 800მმ-მდე მყინვარწვეურის რაიონში, და ნალექების ზრდის საშუალო მაქსიმალური სიმაღლეა 3000მ. ამ მიმართულებით ჩატარებული კვლევის საბოლოო შედეგები განზოგადოებულია ცხრილში 4.4.1.

ცხრილი 4.4.1. ნალექების ზრდის მაქსიმალური სიმაღლე (მეტრი) მეტეოროლოგიური დაკვირვებების(ა), მდინარეთა ჩამონადენის(ბ), თოვლის დაგროვების(გ) და მყინვარული ჩამონადენის(დ) მონაცემების გათვალისწინებით (Алибегова Ж.Д., Элизбарашвили Э.Ш.,1980)

ა	ბ	გ	დ
კავკასიონის ჩრდილოეთი ფერდობი			
დასავლეთი ნაწილი			
3000-4300	1250-2580	3000 ≥	3500-4000
ცენტრალური ნაწილი			
3000-4000	3200	3000 ≥	3500-4400
აღმოსავლეთი ნაწილი			
3000	2400-3000	2000-3000	3500-4000
კავკასიონის სამხრეთი ფერდობი			
დასავლეთი ნაწილი			
		3000-3500	
ცენტრალური ნაწილი			
2500-2800	1400-2400	3000	
აღმოსავლეთი ნაწილი			
2400-2800	2750-3200	3000	
მცირე კავკასიონი			
სომხეთის მთიანეთი			
2500	1400-2100		
2500	2000-2700		
2500-3500	2600-2850		

ცხრილი 4.4.1-დან გამომდინარეობს, რომ კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე, საქართველოს ტერიტორიის ფარ-

გლებში ნალექების ზრდის კრიტიკული სიმაღლე 3000-3500მ.-ს შეადგენს. ეს სიმაღლე შედარებით მეტია კავკასიონის დასავლეთ ნაწილში, ხოლო ცენტრალურ და აღმოსავლეთ კავკასიონზე დაახლოებით 3000მ-ს შეადგენს.

რა თქმა უნდა მხოლოდ ადგილის სიმაღლე და ფერდობის ექსპოზიცია ვერ უზრუნველყოფს რთული დანაწევრებული რელიეფის სრულ გათვალისწინებას ნალექების ველის ფორმირებაში. მნიშვნელოვან როლს ასრულებს აგრეთვე რელიეფის სხვა მორფომეტრული ფაქტორები, მაგალითად ადგილმდებარეობა მთის სისტემის საზღვრებში, ხეობის გასწვრივ და განივ ღერძებზე, ხეობის პროფილი, რელიეფის ფორმა, ვერტიკალური დანაწევრება, ქედების ეკრანირება და სხვა, რაც საქართველოს პირობებისთვის საფუძლიანად იყო გამოკვლეული ჩვენ ადრეულ შრომებში (Элизбарашвили Э.Ш., Хеладзе Т.В., 1988, 1989; Элизбарашвили Э.Ш., Хеладзе Т.В., Гецадзе З.Д. , 1988).

დადგინდა, რომ წლის ცივი პერიოდის ნალექების ტერიტორიულ გადანაწილებაში მნიშვნელოვანი როლი მიეკუთვნება ადგილის დაშორებას მთის სისტემის საზღვრიდან, ადგილმდებარეობას ხეობის გასწვრივ და განივ ღერძებზე, ხეობის განივკვეთის პროფილს და ეკრანირებას. მთის სისტემის პერიფერიიდან დაშორებით, სირმეში ყოველ 100კმ მანძილზე ნალექები დაახლოებით 100მმ-ით კლებულობს. ეკრანირება აღმოსავლეთიდან და ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან აფერხებს ტენშემცველი ჰაერის მასების შემდგომ გადაადგილებას და ხელს უწყობს ნალექების რაოდენობის გაზრდას. საპირისპიროდ მოქმედებს ეკრანირება დასავლეთის და სამხრეთ-დასავლეთის მხრიდან, რაც ხელს უშლის ტენიანი ჰაერის მასების შემოჭრას და ნალექების რაოდენობა კლებულობს. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში ნალექების რაოდენობა მნიშვნელოვნად არის დამოკიდებული შიდამასიურ პროცესებზე, ამიტომ მორფემეტრიული ფაქტორების გავლენა ძალზე რთულია, თუმცა პერიფერიიდან დაშორება და ეკრანირება კვლავაც გავლენას ახდენს ნალექების განაწილებაზე. ნალექების წლიური ჯამების განაწილებაზე მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს ეკრანირება, მდებარეობა ხეობის გასწვრივ ღერძზე და რელიეფის ფორ-

მა. მოდელირებული მონაცემების თანახმად, წლის განმავლობაში ვიწრო ხეობებში დაახლოებით 200მმ-ით ნაკლები, ხოლო ქვაბულებში 150მმ-ით მეტი ნალექები მოდის ვიდრე ღია ველის პირობებში. მსგავსი ტენდენციები შენარჩუნებულია წლის ცივ და თბილ პერიოდებშიც, მხოლოდ შემცირებულია ნალექების ჯამების ცვლილების დიაპაზონი.

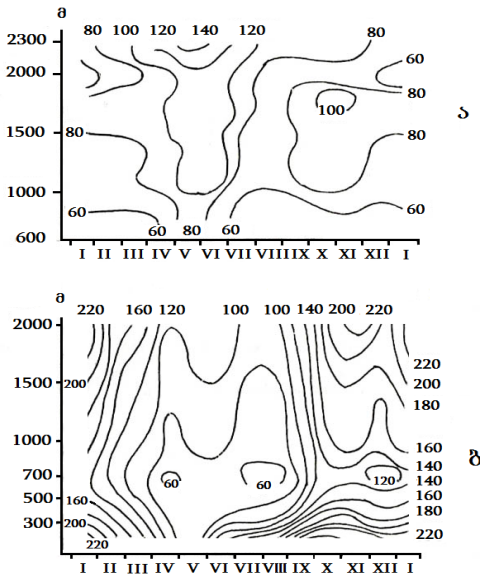
4.5. ნალექების განაწილება საქართველოს მდინარეთა აუზებში

ნალექების განაწილებაზე რელიეფის გავლენის კლასიკური მაგალითებია მათი განაწილება მთათა ცალკეულ ფერდობებზე, მდინარეთა ხეობებში, თუ აუზებში. ცალკეულ მდინარეთა აუზებში მოსული ნალექების დროსა და სივცეში ცვლილების საფუძლიან გამოკვლევას აგრეთვე დიდი მნიშვნელობა აქვს წყლის რესურსების შეფასებისა და გამოყენებისათვის. სწორედ ამ მიზნით საქართველოს 13 მდინარის აუზისათვის შედგენილ იქნა ნალექთა ველების სივრცითი-დროითი ჭრილები (მაგალითად, ნახ. 4.5.1). ასეთი ჭრილების ანალიზის საფუძველზე გამოვლენილ იქნა ნალექების ცვლილების ძირითადი კანონზომიერებანი საქართველოს 13 მდინარის აუზში.

1. მდინარე ალაზნის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები იცვლება 30 მმ-დან (იანვარი) 170 მმ-მდე (მაისი, 660 მ ზღვის დონედან). ნალექების წლიური სვლა აუზის ქვედა სარტყელში, 200-250 მ სიმაღლეზე, ხასიათდება მაქსიმუმით მაისსა და დეკემბერში (120 მმ), ხოლო მინიმუმით-იანვარში (25-30 მმ). სიმაღლის ზრდით მკვეთრად გამოხატული მაქსიმუმი თანდათან ქრება. ნალექების წლიური ჯამების მაქსიმუმი მოდის 600-700 მ სიმაღლეზე და 1300მმ-ს შეადგენს, ხოლო მინიმუმი 200მ სიმაღლეზე აღინიშნება და 760 მმ-ს შეადგენს. პლუვიომეტრული გრადიენტის საშუალო მნიშვნელობა ყოველ 100მ-ზე 100 მმ-ია.

2. მდინარე იორის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები იცვლება 25-30 მმ-დან (დეკემბერი, იანვარი, აგვისტო, 500მ) 140 მმ-მდე (მაისი, 1100 მ). წლიური მაქსიმუმი მყარდება მაისში. ნალექების წლიური ჯამების მინიმალური რაოდენობა მოდის 450-500 მ სიმაღლეზე და 560 მმ-ს შეადგენს, მაქსიმუმი

კი შეესაბამება ზღვის დონედან 1000-1100 მ სიმაღლეებს და 800-900 მმ-ს შეადგენს. საშუალო წლიური პლუვიომეტრული გრადიენტი ყოველ 100 მ სიმაღლეზე 60 მმ-ს შეადგენს.



ნახ.4.5.1. ატმოსფერული ნალექების სივრცითი-დროითი ჭრილი. მმ; ა)-ლიახვის აუზი; ბ)-აჭარისწყლის აუზი (ასათიანი X.M., ელიზბარაშვილი ე.შ., 1977)

3. მდინარე არაგვის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები 30 მმ-დან (დეკემბერი, იანვარი, 450-500 მ) 170მმ-მდე (მაისი, 1900-2000 მ) ფარგლებში მერყეობს. ნალექების წლიური სვლა ანალოგიურია ივრის აუზისათვის დამახასიათებელი წლიური სვლისა: მაქსიმუმი (110-170 მმ) მოდის მაისში, ხოლო მინიმუმი (30-90მმ)-დეკემბერ-იანვარში. ნალექების წლიური ჯამები სიმაღლის ზრდით 600მმ-დან (500მ ზღვის დონედან) 1500მმ-მდე (1900მ) იზრდება. ვერტიკალური პლუვიომეტრული გრადიენტი 100მ-ზე საშუალოდ 65 მმ-ს შეადგენს.

4. მდინარე ქსნის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები 20-25მმ-დან (დეკემბერი, იანვარი, 800-900მ) 170მმ-მდე (მაისი, 1600მ) ფარგლებში მერყეობს. ნალექების წლიური სვლა ხასიათდება მაქსიმუმით მაისში (170მმ) და მინიმუმით დეკემ-

ბერ-იანვარში (20-80მმ). ზღვის დონედან 700-800მ სიმაღლეზე წლიური სვლა თანაბრდება და ნალექების წლიური ამპლიტუდა მხოლოდ 30მმ-ს შეადგენს. წლიური ნალექები სიმაღლოს მიხედვით იზრდება 530მმ-დან (500მ ზღვის დონედან) 1300მმ-მდე (1600მ). პლუვიომეტრული გრადიენტი 100მ-ზე 70მმ-ს შეადგენს.

5. მდინარე ლიახვის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები 40მმ-დან (აგვისტო, 700-800მ) 160მმ-მდე (მაისი, 2200-2300მ) ფარგლებში იცვლება. წლიურ სვლაში ძირითადი მაქსიმუმი მაისში აღინიშნება. 1100-1800მ სიმაღლივ ზონაში ვლინდება სუსტად გამოხატული მეორე მაქსიმუმი ოქტომბერ-ნოემბერში (90-110მმ). მინიმუმი (40-70მმ) აღინიშნება აგვისტოში, ხოლო 1900მ-ზე მაღალ ზონაში გადაინაცვლებს იანვარში (60-70მმ). ნალექების წლიური ჯამი სიმაღლის მიხედვით თავდაპირველად იზრდება 380მმ-დან (700მ) 1200მმ-მდე (1800მ), შემდეგ კლებულობს 900მმ-მდე, ხოლო დაწყებული 2000მ-დან კვლავ იზრდება და 2200მ სიმაღლეზე 1300მმ-ს შეადგენს. პლუვიომეტრული გრადიენტის საშუალო მნიშვნელობა ყოველ 100მ სიმაღლეზე 70მმ-ს შეადგენს.

6. მდინარე ყვირილას აუზი. ნალექების თვიური ჯამები იცვლება 50მმ-დან (ივლისი, 400-500მ.) 160მმ-მდე (დეკემბერი-იანვარი, 50მ-მდე). წლიური სვლა მაქსიმუმით ზამთარში (დეკემბერი-იანვარი, 100-160მმ) და მინიმუმით ზაფხულში (ივლისი-აგვისტო, 50-70მმ) ხასიათდება. ნალექების წლიური ჯამები სიმაღლის ზრდით კანონზომიერად კლებულობს 1320მმ-დან 1000მმ-მდე. პლუვიომეტრული გრადიენტი უარყოფითია და შეადგენს მინუს 80მმ-ს 100მ-ზე.

7. მდინარე რიონის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები იცვლება 80მმ-დან (500-600მ) 200მმ-მდე (იანვარი, 200მ) ფარგლებში. 200-300მ სიმაღლეზე ნალექების წლიური სვლა ხასიათდება მაქსიმუმით იანვარში (200მმ) და მინიმუმით მაისში (100მმ). ამავე დროს აღინიშნება მეორე მაქსიმუმი ივლისში (170მმ), ხოლო მინიმუმი აღინიშნება აგვისტოში (130მმ). ადგილის სიმაღლის ზრდით ნალექების წლიური სვლა თანაბრდება და 400მ სიმაღლეზე წლიური ამპლიტუდა 30მმ-მდე მცირდება. ზღვის დონედან 300-500მ-ზე მაღლა წლიური მაქსიმუმი თანდათან მაისზე გადაინაცვლებს და

1000მ-სიმაღლეზე 180მმ-ს აღწევს. ამ დროს მინიმუმი იანვარზე (80-100მმ) გადადის. დაახლოებით 700მ სიმაღლიდან ნალექების წლიურ სვლაში მეორე მაქსიმუმი ოქტომბერში(100-130მმ) ჩნდება.

8. მდინარე ცხენისწყლის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები 70მმ-დან (თებერვალი, 1200-1300მ) 240მმ-მდე (სექტემბერი, 600-700მ) ფარგლებში იცვლება. წლიური სვლა რთული ხასიათისაა: სიმაღლის მიხედვით მაქსიმუმი იანვრიდან (220მმ, 300მ) გადადის ჯერ მაისზე (120მმ,400-500მ), შემდეგ ოქტომბერზე (230მმ,650მ), მარტზე (200მმ,700-800მ) და კვლავ ოქტომბერზე (100-140მმ,1200-2100მ). მინიმუმი 300მ სიმაღლეზე აღინიშნება მაისში და 160მმ-ს შეადგენს. სიმაღლის ზრდით კი ნალექების მინიმუმი გადაინაცვლებს აგვისტოზე (90მმ, 450-500მმ), შემდეგ მაისზე (110მმ ,600-1000მ) და დეკემბერი-იანვარზე (70-100მმ, 1200მ). ნალექების წლიური ჯამების მინიმუმი (1000მმ) შეესაბამება 1200-1300მ მაღლივ სარტყელს, ხოლო მაქსიმუმი (2200-2300მმ)- 600-700მ სიმაღლეს. პლუვიომეტრული გრადიენტი უარყოფითია და 100მ-ზე 55მმ-ს შეადგენს.

9. მდინარე ხობის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები 90მმ-დან (მაისი, 0-50მ.) 300მმ-მდე (ივლისი, 300-500მ) ფარგლებში იცვლება. აუზის ქვედა სატყელში ნალექების წლიური სვლა მაქსიმუმით სექტემბერში (220მმ) და მინიმუმით მაისში (90მმ) ხასიათდება. ზღვის დონედან 250 მ-ზე მაქსიმუმი გადაინაცვლებს ივლისზე (300მმ), ხოლო მინიმუმი-აპრილზე (180მმ). ამავე დროს, ყალიბდება მეორე მკვეთრად გამოხატული მაქსიმუმი იანვარში (230მმ) და მინიმუმი ნოემბერში (160მმ). ნალექების წლიური ჯამები სიმაღლის მიხედვით იზრდება, პლუვიომეტრული გრადიენტი უდრის 230მმ-ს 100მ-ზე.

10. მდინარე ენგურის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები 80მმ-დან (აპრილი, ივლისი, აგვისტო, 200მ) 220მმ-მდე (ივლისი, 250-300მ) ფარგლებში იცვლება. ადგილის სიმაღლის ზრდასთან ერთად მაქსიმუმის ზონა ივლისიდან დეკემბერი-იანვარზე (100-190მმ, 600-1300მ) გადაინაცვლებს. მინიმუმი გადადის ივლისზე, ხოლო 800-1300მ ზონაში ჩნდება მეორე მინიმუმი მარტსა და აპრილში. ნალექების წლიური ჯამები სიმაღლის მიხედვით იზრდება.

11. მდინარე კოდორის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები 110მმ-დან (აპრილი, 550-850მ) 200მმ-მდე (იანვარი, 300მ) ფარგლებში იცვლება. მისი წლიური სვლა მაქსიმუმით იანვარში (150-200მმ) და მინიმუმით აპრილში (110-130მმ) ხასიათდება. ნალექები სიმაღლის მიხედვით ჯერ კლებულობს 2000-დან 1500-მმ-მდე (600მ), ხოლო შემდეგ იზრდება 1800მმ-მდე (900-1000მ). პლუვიომეტრული გრადიენტის საშუალო წლიური მნიშვნელობა 100მ-ზე 80მმ-ს შეადგენს.

12. მდინარე ბზიფის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები 100მმ-დან (ივნისი, 100მ) 260მმ-მდე (დეკემბერ-იანვარი, 600-700მ) ფარგლებში იცვლება. წლიურ სვლაში მაქსიმუმი იანვარში (160-260მმ), ხოლო მინიმუმი-ივნისში (80-130მმ) აღნიშნება. პლუვიომეტრული გრადიენტი 100მ-ზე 140მმ-ს შეადგენს.

13. მდინარე აჭარისწყლის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები 60მმ-დან (აპრილი, ივნისი, აგვისტო, 500-600მ) 270მმ-მდე (ოქტომბერი, 150მ) ფარგლებში მერყეობს. წლიურ სვლაში აღინიშნება რამოდენიმე მაქსიმუმი, რომელთა შორის გამოირჩევა ორი ძირითადი-იანვარში (130-230მმ) და ნოემბერში (130-270მმ). მინიმუმი აპრილსა და აგვისტოში დგება. სიმაღლის მიხედვით ნალექების წლიური ჯამები იცვლება მრუდწიროვნად, საშუალო პლუვიომეტრული გრადიენტი ყოველ 100მ-ზე 20მმ-ს შეადგენს.

ზემოდ მოყვანილი ანალიზის შედეგები საფუძვლად დაედო საქართველოს მდინარეთა აუზების შესაბამის კლასიფიკაციას(ცხრილი 4.5.1)

როგორც ვნახეთ, ნალექთა ჯამების ცვლილება სიმაღლის მიხედვით მრუდწიროვან ხასიათს ატარებს, ყველაზე მარტივ შემთხვევაში ეს შეიძლება იყოს კვადრატული ფუნქცია:

$$Q = aZ^2 + bZ + c, \quad (4.5.1)$$

სადაც, Q –ნალექების ჯამია, Z –აღდგის სიმაღლე მეტრებში, ხოლო a, b და c –რეგრესიის კოეფიციენტებია. (4.5.1)-ის რეგრესიის კოეფიციენტები საქართველოს ზოგიერთი ხეობისა და ქედისათვის წარმოდგენილია ცხრილში 4.5.2.

ცხრილი 4.5.1. საქართველოს მდინარეთა აუზების კლასიფიკაცია ნალექების რაოდენობრივი მახასიათებლების მიხედვით (Асатиани Х.М., Элизбарашვილი Э.Ш., 1977).

ტიპი	მდინარის აუზი	ნალექების თვიური ჯამი. მმ	მაქსიმუმი (თვე)	მინიმუმი (თვე)
I	ალაზანი. თორი. არაგვი. ქსანი. ღი-ახვი. მტკვარი	20-170	მაისი	იანვარი. თებერვა-ლი
II	ყვირილა. კოდორი. ბზიფი. აჭარისწყა-ლი	50-270	ნოემბერი. დეკემბერი. იანვარი	აპრილი. ივლისი. აგვისტო
III	რიონი.ხობი. ცხენისწყალი. ენ-გური	70-300	ცვალებადი	ცვალება-ლი

ცხრილი 4.5.2. რეგრესიის კოეფიციენტები ატმოსფერუ-ლი ნალექების წლიური ჯამების გამოსაანგარიშებლად (თ. ხელაძე. მ. ელიზბარაშვილი 1991)

რაიონი	c	b	a
მდინარე ენგურის ხეობა	2550	-1.88	0.00055
მდინარე რიონის ხეობა	3200	-2.95	0.00094
მდინარე აჭარისწყლის ხეობა	2380	-2.12	0.00088
მდინარე კოდორის ხეობა	1500	1.50	-0.00142
კავკასიონის სამხრეთი ფერდობი (კახეთი)	1080	-0.42	0.00052
მდინარე არაგვის ხეობა	210	0.91	-0.00014
თრიალეთის ქედის დასავლეთ ფერდობი	100	0.51	-0.00004
ჯავახეთის ქედის დასავლეთ ფერდობი	50	0.36	-0.00004
მესხეთის ქედის სამხრეთ ფერდობი	-1380	2.37	-0.00060

ამრიგად (4.5.1) ფორმულისა და ცხრილ 4.5.2 –ს მონაცემების გამოყენებით შესაძლებელია გამოვიანგარიშოთ ატმოსფერული ნალექების წლიური ჯამი შესაბამის სიმაღლებრივ ზონაში ცხრილში წარმოდგენილი ხეობებისა და ფერდობებისათვის.

4.6. ნალექთა ჯამების ტერიტორიული განაწილება და რეჟიმი

მოსული ნალექების ჯამების ტერიტორიული განაწილება დიდი კონტრასტულობით ხასიათდება, რაც განპირობებულია ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესებისა და რელი-

ეფის ურთიერთქმედებით. ტერიტორიის ზოგიერთი ნაწილი უხვად ირწყვება ატმოსფერული ნალექებით, ზოგი კი პირიქით დეფიციტს განიცდის (ნახ. 4.6.1-4.6.3).

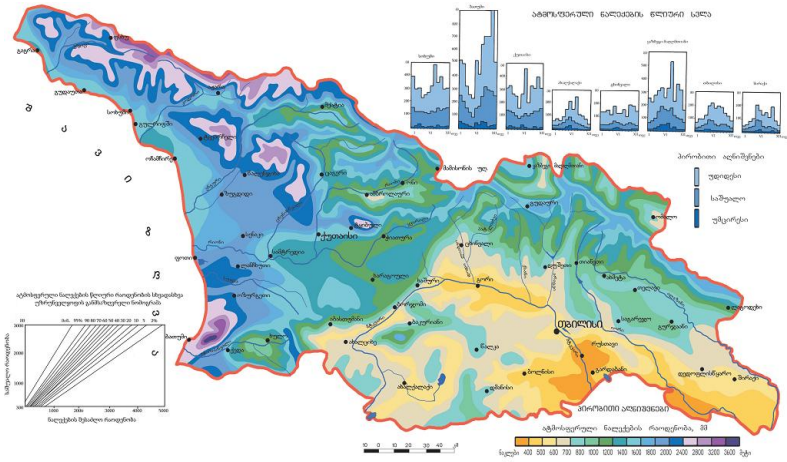
ნალექების უდიდესი რაოდენობით ხასიათდება აჭარის ზღვისპირა ზოლი. სარფში წლის განმავლობაში მოდის 3145მმ ნალექი, ბათუმში 2718მმ. ნალექების მაქსიმუმი კი ფიქსირდება ცისკარაში, ბათუმთან ახლოს მთა მტირალაზე, ზღვის დონედან 1200მ-ზე და 4500მმ-ს შეადგენს.

აჭარის მოსაზღვრე გურიის ზღვისპირა ზოლში ნალექები კლებულობს 2000-2400მმ-მდე, ხოლო აფხაზეთის სანაპიროზე არ აღემატება 1600მმ-ს. კოლხეთის ბარის შიდა რაიონებში წლიური ნალექები შეადგენს 1200-1400მმ-ს.

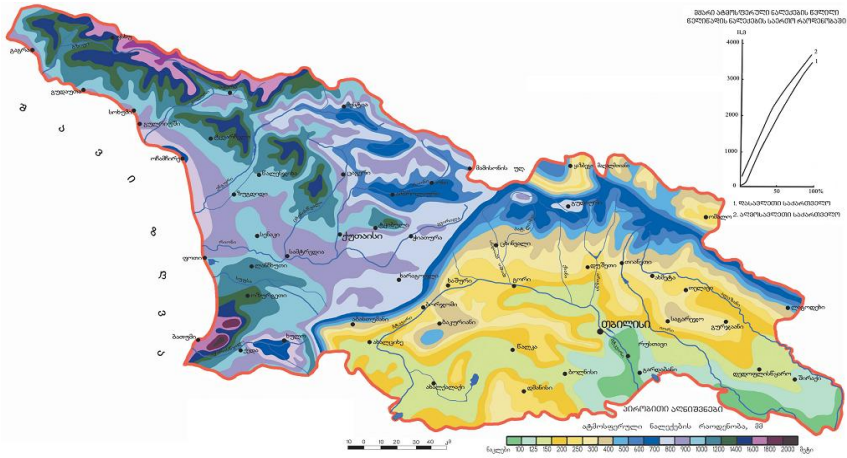
ნალექების რაოდენობის განაწილებაში კარგად გამოიხატება რელიეფის ფორმის, ხეობის განფენილობის თუ ფერდობის ექსპოზიციის გავლენა. მაგალითად, კოდორის, ენგურის, ცხენისწყლის ხეობების იმ ადგილებში, რომელთაც განედური მიმართულება გააჩნიათ, ნალექები მნიშვნელოვნად კლებულობს და შეადგენს 1000-1200მმ-ს. სამაგიეროდ ბზიფის, კოდორის, ეგრისის და რაჭის ქედების ზღვისკენ მიქცეულ ფერდობებზე ნალექები უხვად მოდის(2800მმ), დასავლეთ კავკასიონის თხემურ ნაწილში კი აღემატება 3000მმ-ს.

აღმოსავლეთ საქართველო ნალექების მცირე რაოდენობით ხასიათდება. განსაკუთრებით მცირე ნალექები მოდის ივრის ზეგანზე და ქვემო ქართლის ვაკეზე, სადაც ნალექების წლიური ჯამი 400მმ-ზე ნაკლებია. შიდა ქართლის ვაკეზე ნალექები იზრდება 600მმ-მდე, ალაზნის ველზე-800მმ-მდე, კავკასიონის საშუალო მთიანეთში-1000-1200მმ-მდე, ხოლო მისივე თხემურ ნაწილში-2000მმ-მდე.

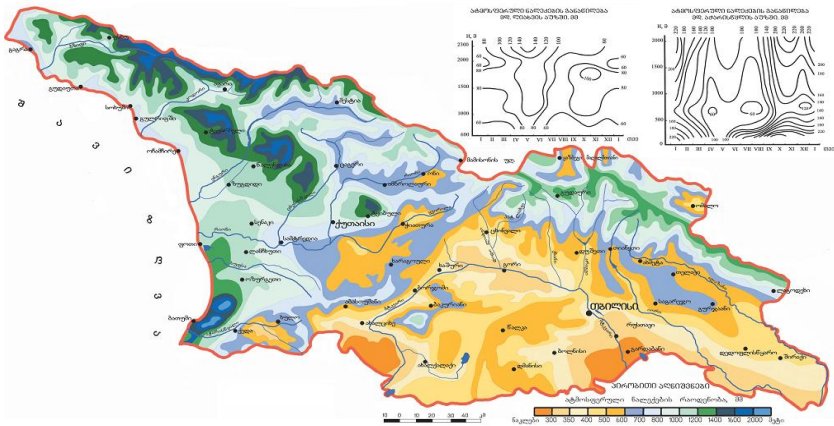
მცირე ნალექებით ხასიათდება სამხრეთ საქართველო. განსაკუთრებით მცირეა ნალექები ახალქალაქის ზეგანზე და მდინარე ხრამის ხეობაში წელში, სადაც წლის განმავლობაში მოსული ნალექების რაოდენობა შეადგენს 500-600მმ-ს. აქ ნალექების ყველაზე დიდი რაოდენობა-1200მმ მოდის თრიალეთის ქედის დასავლეთ ნაწილში.



ნახ.4.6.1. ატმოსფერული ნალექები. მმ. წელიწადი (ეკლიზბარაშვილი, ლ.პაპინაშვილი, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)



ნახ.4.6.2. ატმოსფერული ნალექები. მმ. ცივი პერიოდი (ეკლიზბარაშვილი, ლ.პაპინაშვილი, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)



ნახ.4.6.3. ატმოსფერული ნალექები. მმ. თბილისი პერიოდი (ე.ელიზბარაშვილი, ლ.პაპინაშვილი, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)

ნალექების წლიური ჯამები დიდი ცვალებადობით ხასიათდება, მაგალითისათვის ცხრილში 4.6.1 წარმოდგენილია თბილისში მოსული ნალექების წლიური ჯამების სხვადასხვა ინტერვალში მოხვედრის შემთხვევები.

ცხრილი 4.6.1. ნალექების წლიური ჯამების აბსოლუტური სისშირე. თბილისი.

(Сапицкий К.А., Элизбарашвили Э.Ш., 1975)

ნალექების გრადაცია. მმ							
<361	361-400	401-440	441-480	481-520	521-560	561-600	>60
ემპირიული							
6	6	9	10	8	10	7	9
ნორმალური							
5	6	8	11	12	10	7	6
შარლეს A							
6	8	9	8	8	7	8	9
პირსონის III							
4	7	8	15	5	13	6	7

როგორც ცხრილი 4.6.1- დან ჩანს, ემპირიული მონაცემების თანახმად ნალექების წლიური ჯამები სხვადასხვა ინტერვალებში ნაწილდება. ამავე ცხრილში წარმოდგენილია სხვადასხვა თეორიული ფუნქციით გამოთვლილი აბსოლუტური სისშირეები. ეს ფუნქციებია ნორმალური განაწილების კანონი, შარლეს განაწილების ტიპი და პირსონის განაწილების III ტიპი.

ალბათობის გაანგარიშებას ნორმალური განაწილების კანონის მიხედვით ახდენენ შემდეგი სხვაობით:

$$P(x) = \Phi(t_2) - \Phi(t_1), \quad (4.6.1)$$

სადაც $\Phi(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^t e^{-t^2/2} dt$ - ნორმალური განაწილების

ფუნქციაა, ხოლო $t = \frac{x - \bar{x}}{\sigma}$.

პირსონის სისტემა შედგება 13 ტიპისაგან და ყველა ტიპის სიმკვრივე ჩაიწერება შემდეგი სახით:

$$\frac{d(\lg y)}{dx} = \frac{x - a}{B_0 + B_1(x - a) + B_2(x - a)^2}, \quad (4.6.2)$$

სადაც α -განაწილების მოდაა, x -პარამეტრია, y -სიმკვრივის მრუდის ორდინატაა.

პირსონის ფუნქციის ტიპი განისაზღვრება კრიტერიუმით:

$$K = -\frac{r_3^2(S + 2)^2}{16(S + 1)}, \quad (4.6.3)$$

სადაც $K = \frac{\sigma(r_4 - r_3^2 - 1)}{3r_3^2 - 2r_4 + 6}$, r_3 და r_4 შესაბამისად მესამე და

მეოთხე რივის ძირითადი მომენტებია. კრიტერიუმის მნიშვნელობის შესაბამისად ხდება მრუდის ტიპის შერჩევა.

შარლეს A და B ფუნქციები ემყარებიან სიმკვრივის გაშლას მწკრივად. A-ტიპის განაწილებაში გამოიყენება ნორმალური განაწილების სიმკვრივის გაშლა, ხოლო B - ტიპის განაწილებაში-პუასონის განაწილების გაშლა.

შარლეს A -ტიპის განაწილებისათვის შემთხვევითი სიდიდის t_{i-1} - t_i ინტერვალში მოხვედრის ალბათობა განისაზღვრება ფორმულით:

$$F(t_i)-F(t_{i-1})=[\Phi(t_i)+AB_i+KC_i]-[\Phi(t_{i-1})+AB_{i-1}+KC_{i-1}], \quad (4.6.4)$$

სადაც A და k -შესაბამისად ასიმეტრიის და ექსცესის კოეფიციენტებია, $\Phi(t_i)$ -ნორმალური განაწილების ინტეგრალური ფუნქციაა, B და C -შესწორებებია შესაბამისად ასიმეტრიის და ექსცესის.

კოლმგოროვის თანხმობის კრიტერიუმის საფუძველზე დადგენილია, რომ ცხრილ 4.6.1-ში წარმოდგენილი ნალექების წლიური ჯამების ემპირიული განაწილება პირსონის III-ტიპის განაწილებას-30% დონეზე, ნორმალურ განაწილებას 60% დონეზე, ხოლო შარლეს -ტიპის განაწილებას-95% დონეზე შეესაბამება (Сапицкий К.А., Элизбарашвили Э.Ш., 1975).

წლის ცივი და თბილი პერიოდების განმავლობაში მოსული ნალექების განაწილება დასავლეთ საქართველოში წლიური ნალექების ჯამების განაწილების ანალოგიური დასავლეთიდან აღმოსავლეთით კლებულობს და უკეთესად ტენიანდება დასავლეთით ორიენტირებული ფერდობები. ცივი პერიოდის განმავლობაში დასავლეთ საქართველოში მოსული ნალექები 350-1800მმ-ს, ხოლო თბილი პერიოდის განმავლობაში-430-2100მმ-ს შეადგენს. აღმოსავლეთ საქართველოში ნალექების ცვალებადობა ცივი და თბილი პერიოდების განმავლობაში შესაბამისად 90-500მმ-ს და 260-1200მმ-ს შეადგენს.

წლის ცივი პერიოდის ნალექების უდიდესი რაოდენობით ხასიათდება აჭარის ზღვისპირა ზოლი, მთისწინეთი და დასავლეთ კაკასიონი, სადაც დაახლოებით 2000 მმ ნალექი მოდის.

გურიის ზღვისპირა ზოლში ნალექები 1200-1600მმ-მდე, ხოლო აფხაზეთის სანაპიროზე 1000მმ-მდე კლებულობს. კოლხეთის ბარის შიდა რაიონებში წლიური ნალექები 800-1000მმ-ს შეადგენს.

აღმოსავლეთ საქართველო ნალექების მცირე რაოდენობით ხასიათდება. განსაკუთრებით მცირე ნალექები მოდის ივრის ზეგანზე, ალაზნის ველზე და ქვემო ქართლის ვაკე-

ზე, სადაც ნალექების სეზონური ჯამი 100მმ-ზე ნაკლებია. შიდა ქართლის ვაკეზე ნალექები 400მმ-მდე იზრდება.

მცირე ნალექებით ხასიათდება სამხრეთ საქართველო. განსაკუთრებით მცირეა ნალექები ახალქალაქის ზეგანზე და მდინარე ხრამის ზემო წელში, სადაც წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში მოსული ნალექების რაოდენობა 300-400მმ-ს შეადგენს.

წლის თბილი პერიოდის ნალექების უდიდესი რაოდენობით აგრეთვე აჭარა და დასავლეთ კავკასიონი ხასიათდება, სადაც ნალექების ჯამი აგრეთვე დაახლოებით 2000 მმ-ს აღწევს.

გურიის ზღვისპირა ზოლში და აფხაზეთის სანაპიროზე ნალექები 1200-1400მმ-მდე, კლებულობს. რამდენადმე მეტი ნალექი მოდის კოლხეთის ბარში.

აღმოსავლეთ კავკასიონზე თბილი პერიოდის ნალექების ჯამები 700-1400მმ-ს შეადგენს, ხოლო ბარში 300მმ-მდე კლებულობს.

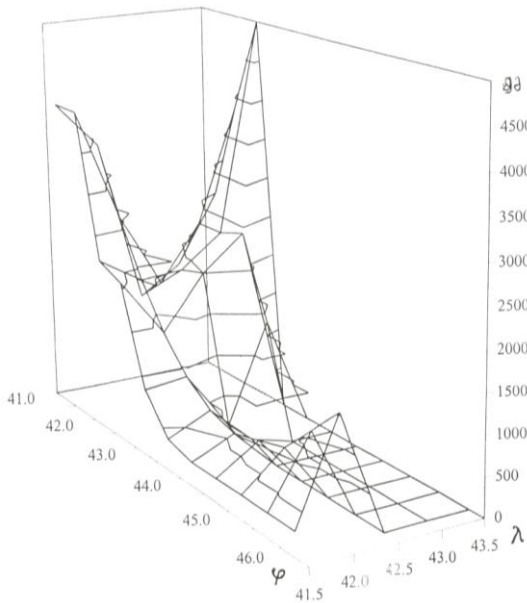
ნახ. 4.6.1-ზე წარმოდგენილი ატმოსფერული ნალექების წლიური ჯამების ტერიტორიული განაწილება წარმოდგენილი იყო შემდეგი სახის მოდელით (ეელიზბარაშვილი შელ-იზბარაშვილი, 2001):

$$=58825-39008\bar{\varphi}+6240\bar{\varphi}^2-22576\bar{\lambda}+11628\bar{\varphi}\bar{X}-816\bar{\varphi}^2\bar{X}+461\bar{X}^2+1012\bar{\varphi}\bar{X}^2-528\bar{\varphi}^2\bar{X}^2 \quad (4.6.5)$$

სადაც, $\bar{\varphi} = \varphi - 40^0$, $\bar{X} = X - 40^0$.

ცხადია მოდელი(4.6.5) ზუსტად ვერ გამოსახავს ნალექების განაწილების მთელ მრავალფეროვნებას, მის რაოდენობას კონკრეტულ პუნქტში, მაგრამ იძლევა ნალექების ზოგად ფონს და ნალექების განაწილების ზოგად სურათს. სხვაობა მოდელურ და ფაქტურ მონაცემებს შორის განპირობებულია იმ მეზო- და მიკროკლიმატური პირობებით, რაც არ არის გათვალისწინებული მოდელში. (4.6.5) მოდელის გაუმჯობესება შესაძლებელია თუ გავზრდით მრავალწევრის რიგს 6-8 მდე, რაც პრაქტიკულად მიზანშეუწონელია.

მიუხედავად ამისა მიღებული მოდელები სავსებით დამაკმაყოფილებლად ასახავს საქართველოს ტერიტორიაზე ნალექების ფონურ ველს და ამ ველისათვის დამახასიათებელ ძირითად კანონზომიერებებს. ეს კარგად ჩანს ნახ. 4.6.4-ზე წარმოდგენილი მოდელები ველიდან, რომელიც აგებულია 4.6.5- მოდელებით. ნახ.4.6.4-ზე წარმოდგენილი მოდელები ზედაპირი ხარისხობრივად გამოსახავს ყველა იმ ძირითად თვისებებს, რაც დამახასიათებელია ატმოსფერული ნალექების სივრცითი განაწილებისათვის საქართველოს ტერიტორიაზე. კერძოდ, ნალექების დაბალი დონე კოლხეთის სანაპირო ზოლში აჭარასა და აფხაზეთთან შედარებით, ნალექების კლება აღმოსავლეთ საქართველოში და შემდეგ ზრდა აღმოსავლეთ კავკასიონზე, აგრეთვე ძალიან მცირე ნალექები შირაქის ვაკეზე და ნალექების კლება მთათუშეთში, და ა. შ.



ნახ.4.6.4. ატმოსფერული ნალექების წლიური ჯამების მოდელები ველი საქართველოს ტერიტორიისათვის (ეელიზბარაშვილი შ.ელიზბარაშვილი,2001)

ატმოსფერული ნალექების სივრცითი ველის მოდელური ფუნქცია(4.6.5) საშუალებას იძლევა განვსაზღვროთ ველის გასაშუალოებული სიდიდეები და შესაბამისად ატმოსფეროდან მოსული ნალექების საერთო რაოდენობა ტერიტორიის ნებისმიერ მონაკვეთზე.

ინტეგრალური აღრიცხვის ელემენტალური მოსაზრებებიდან გამომდინარე რაიმე S ფართობზე მოსული ატმოსფერული ნალექების საშუალო რაოდენობა განისაზღვრება ფორმულით:

$$\bar{Q}(S) = \frac{1}{S} \iint_S Q d\bar{\lambda} . d\bar{\varphi} \quad (4.6.6)$$

თუ ამ ფორმულაში ჩავსვამთ ნალექების მოდელის გამოსახულებას(4.6.1) და S-ტერიტორიის საზღვრებს გამოვსახავთ გეოგრაფიული გრძედის და განედის საშუალებით, მაშინ მივიღებთ:

$$\begin{aligned} \bar{Q}(S) &= \frac{1}{(\bar{\lambda}_2 - \bar{\lambda}_1)(\bar{\varphi}_2 - \bar{\varphi}_1)} = \\ &= \int_{\bar{\lambda}_1}^{\bar{\lambda}_2} \int_{\bar{\varphi}_1}^{\bar{\varphi}_2} (58825 - 39008\bar{\varphi} + 6240\bar{\varphi}^2 - 22576\bar{\lambda} + \end{aligned}$$

$$+11628\bar{\varphi}\bar{\lambda} - 816\bar{\varphi}^2\bar{\lambda} + 461\bar{\lambda}^2 + 1012\bar{\varphi}\bar{\lambda}^2 - 528\bar{\varphi}^2\bar{\lambda}^2) d\bar{\lambda} d\bar{\varphi} , \quad (4.6.7)$$

სადაც, $\bar{\varphi} = \varphi - 40$ და $\bar{\lambda} = \lambda - 40$.

(4.6.7) ფორმულით გამოთვლილი შედეგები დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოსათვის ცალ-ცალკე წარმოდგენილია ცხრილში 4.6.2.

როგორც ცხრილიდან ჩანს წლიური ნალექების სივრცეში გასაშუალოებული სიდიდე დასავლეთ საქართველოში 1700მმ-ს, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში 900მმ-ს შეადგენს. თუ ამას გადავიანგარიშებთ ფართობზე მივიღებთ, რომ წლის განმავლობაში ატმოსფეროდან დასავლეთ საქართველო ღებულობს 65კუბ.კმ წყალს, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველო-

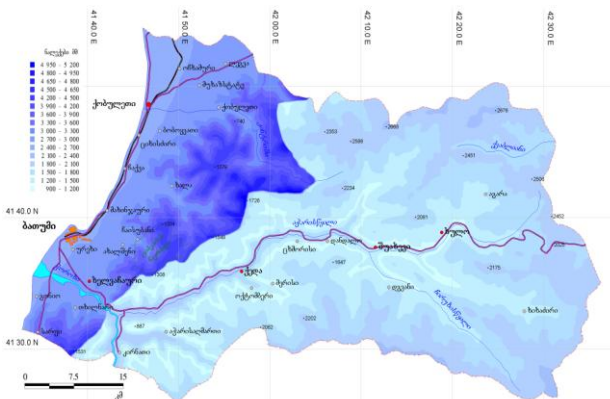
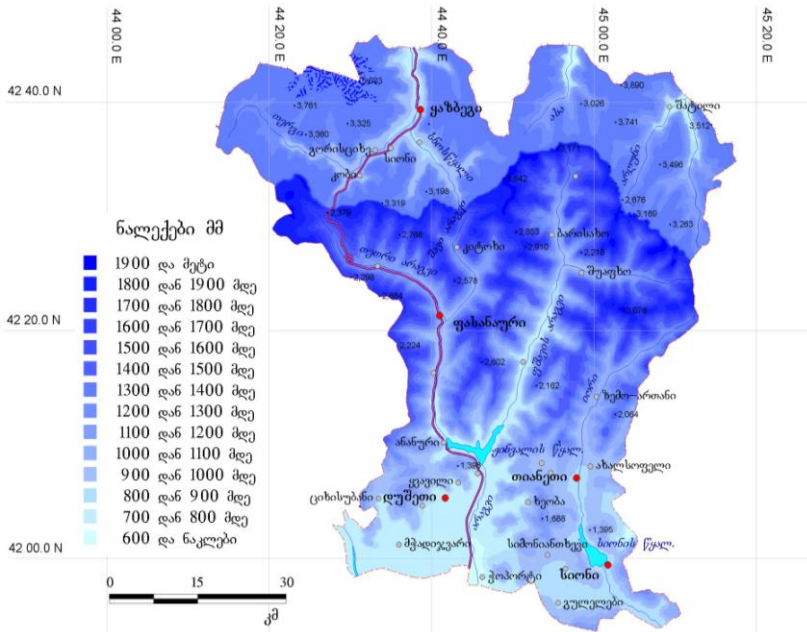
29 კუბ.კმ წყალს, მთლიანად საქართველოს ტერიტორია ღებულობს 94 კუბ.კმ წყალს. ატმოსფეროდან მოსული წყლის რესურსების ასეთი შეფასებები მოხერხდა მხოლოდ ატმოსფერული ნალექების ველის მათემატიკური მოდელირების საფუძველზე.

ცხრილი 4.6.2. ნალექების გასაშუალოებული სიდიდე $\bar{Q}(S)$ და წყლის მთლიანი მოცულობა $\bar{Q}(S) \cdot S$ (შ.ელიზბარაშვილი, 2009)

რაიონი	$\bar{Q}(S)$ მმ	$\bar{Q}(S) \cdot S$ კმ ³
დასავლეთ საქართველო	1700	65
აღმოსავლეთ საქართველო	900	29
საქართველო	1350	94

ანალოგიური გაანგარიშებებით მიღებულია, რომ აჭარის ტერიტორიაზე წლის განმავლობაში მოსული წყლის საერთო მოცულობა 6,1 კუბ.კმ-ს შეადგენს, ხოლო ატმოსფერული ნალექების გასაშუალოებული მნიშვნელობა დაახლოებით 2110 მმ-ია (©.შ.ელიზბარაშვილი, დ.ნ.კერესელიძე, შ.ე.ელიზბარაშვილი, 2006).

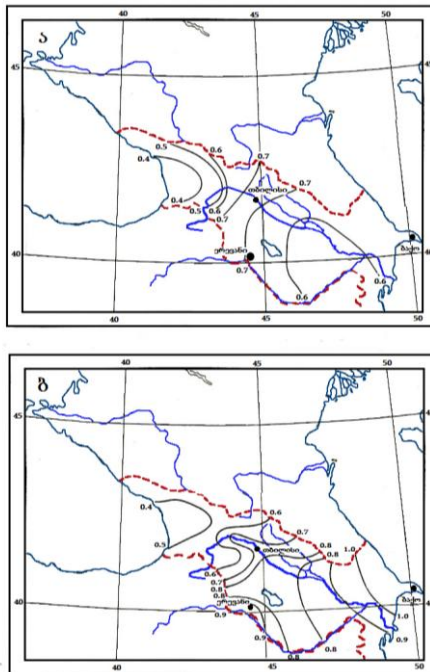
ატმოსფერული ნალექების განაწილებას უფრო დეტალურად გამოსახავს საქართველოს ცალკეული რეგიონებისათვის წარმოდრენილი გეოინფორმაციული რუკები, რომელთა შედგენას საფუძვლად მთელი რიგი პროცედურები დაედო: ტოპოგრაფიული რუკის საფუძველზე ციფრული კარტოგრაფიული საფუძვლის შექმნა; ნალექების ვერტიკალური განაწილების მოდელირება; რელიეფის წერტილოვანი ფენის შექმნა; რიგი პროცედურების ჩატარება, რომლებიც უკავშირდება ნალექების მნიშვნელობათა გადათვლას წერტილოვანი ობიექტებისათვის, იზოჰიეტების ავტომატურ რეჟიმში კარტოგრაფირებას, ტოპოლოგიური უზუსტობების შესწორებას, ხაზოვანი ფენის საფუძველზე პოლიგონალური ფენის და ბოლოს თემატური რუკის შედგენას (ნახ.4.6.5).



ნახ.4.6.5. ატმოსფერული ნალექების გეოინფორმაციული რუკის ფრაგმენტები: ცენტრალური კავკასიონი; აჭარის ავტონომიური რესპუბლიკა; (შ.ჟ.ელიზბარაშვილი, 2005; ე.ელიზბარაშვილი, 2009)

ცხადია, რომ ასეთი მეთოდით მიღებული რუკები დიდი ინფორმაციულობით და სიზუსტით ხასიათდება, რადგანაც მათი შედგენისას გათვალისწინებულია რელიეფის მორფომეტრიის მთელი სირთულე.

ნალექების წლიური სველა დიდი მრავალფეროვნებით გამოირჩევა, რაც კარგად ჩანს ნახ. 4.6.1-ზე წარმოდგენილ გრაფიკებზე. ამავე გრაფიკებზე მოჩანს, რომ ნალექების თვიური ჯამების უდიდესი და უმცირესი მნიშვნელობები საკმაოდ განსხვავდება მისი საშუალო მნიშვნელობებისაგან. ამრიგად წლიდან წლამდე ნალექების ჯამები მნიშვნელოვან რყევადობას განიცდიან. ნალექების წლიდან წლამდე რყევადობა ხასიათდება ვარიაციის კოეფიციენტით (ნახ. 4.6.6).



ნახ.4.6.6. ატმოსფერული ნალექების ვარიაციის კოეფიციენტი: ა)-იანვარი; ბ)-ივლისი (Ж.Д.Алибегова, Э.Ш.Элизнрашвили, 1980)

ნახ. 4.6.6-დან, სადაც წარმოდგენილია ატმოსფერული ნალექების ვარიაციის კოეფიციენტების რუკები მთლიანად ამიერკავკასიისათვის, კარგად ჩანს, რომ ნალექების ჯამების ვარიაცია, ანუ წლიდან წლამდე ცვალებადობა დასავლეთიდან აღმოსავლეთის მიმართულებით მატულობს, რაც ამავე მიმართულებით არიდულობის გაძლიერებით აიხსნება. რუკებიდან ჩანს, რომ იანვრის ნალექების ვარიაციის კოეფიციენტი კოლხეთის დაბლობზე და მთლიანად დასავლეთ საქართველოში არ აღემატება 0.5-ს, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში 0.6-ზე მეტია. ივლისის ნალექების ვარიაციის კოეფიციენტი დასავლეთ საქართველოში აგრეთვე 0.5-ზე ნაკლებია, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში 0.6-0.8-ს შეადგენს.

შ.ჯავახიშვილი (1977) საქართველოს ტერიტორიაზე ნალექების წლიური სვლის 5 ტიპს განასხვავებს: ზღვიურს (მაქსიმუმი შემოდგომაზე, მინიმუმი გაზაფხულზე), ხმელთაშუაზღვიურს (მაქსიმუმი ზამთარში, მინიმუმი ზაფხულში), კონტინენტურს (მაქსიმუმი გაზაფხულზე ან ზაფხულში, მინიმუმი ზამთარში), გარდამავალს (მაქსიმუმი ზამთარში ან ზაფხულში, მინიმუმი გაზაფხულზე) და შერეულს (მაქსიმუმი შემოდგომაზე, მინიმუმი ზაფხულში, ან ზამთარში).

საქართველოს ტერიტორიაზე ატმოსფერული ნალექების წლიური სვლის მაგალითები მოტანილია აგრეთვე ცხრილში 4.6.3.

ცხრილი 4.6.3. ატმოსფერული ნალექების წლიური სვლა. მმ

თვეები												წელი
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
სოსუმი												
152	135	132	129	113	109	117	109	151	127	137	144	1555
ბათუმი												
281	228	174	122	92	163	182	255	335	306	304	276	2718
ქუთაისი												
174	168	136	112	92	105	115	95	124	143	156	166	1586
ხარაგაული												
138	124	118	100	118	124	102	82	92	115	124	129	1366
მესტია												
75	70	80	83	93	83	81	79	86	101	83	81	992
თბილისი												
19	27	36	57	93	58	52	39	46	46	40	26	559

ცხრილიდან ჩანს, რომ ნალექების წლიური სვლის ზღვიური ტიპი დამახასიათებელია ბათუმისათვის, ხმელთაშუაზღვიური-სოხუმისა და ქუთაისისათვის, კონტინენტური ტიპითბილისისათვის, გარდამავალი ტიპი-ხარაგაულისათვის, ხოლო შერეული ტიპი-მესტიისათვის.

4.7. ნალექების ხანგრძლივობა და ინტენსივობა, დღე-დამური მაქსიმუმი

ნალექების მნიშვნელოვანი მახასიათებელია ხანგრძლივობა. ხანგრძლივობის მიხედვით შეგვიძლია ვიმსჯელოთ ნალექების გენეტიკურ ტიპზე. მაგალითად, ცნობილია, რომ გაბმული ნალექები დიდი ხანგრძლივობით ხასიათდება და მათი ინტენსივობა ნაკლებია. თავსხმა ნალექები კი ხანმოკლეა და ინტენსიური. ნათქვამს ადასტურებს ცხრილ 4.7.1-ში წარმოდგენილი მონაცემები.

ცხრილი 4.7.1. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში მოსული ნალექების საშუალო რაოდენობა, ხანგრძლივობა და ინტენსივობა

პუნქტი	რაოდენობა. მმ	ხანგრძლივობა. სთ	ინტენსივობა. მმ/სთ
ფასანაური	6.7	4.8	1.41
მთა-საბუეთი	5.5	6.5	0.85
ახმეტა	4.9	4.4	1.11
ბაკურიანი	5.3	5.2	1.02
თბილისი	5.2	6.2	0.84
ახალქალაქი	4.7	3.7	1.26
ხული	6.4	6.6	0.97

ცხრილი 4.7.1-დან ჩანს, რომ ნალექები შედარებით ხანმოკლეა ახალქალაქში, ახმეტაში და ფასანაურში, სადაც მათი ხანგრძლივობა 3-დან 5-მდე საათს შეადგენს. სწორედ ამ პუნქტებში მოსული ნალექების რაოდენობა გაცილებით მეტია ვიდრე სხვაგან და შესაბამისად ინტენსივობაც მნიშვნელოვანია -1.1-1.4 მმ/სთ. ნალექები შედარებით ხანგრძლივია მთა-საბუეთში და ხულოში (6 საათზე მეტი), ამიტომაც ინტენსივობა დაბალია და 1მმ/სთ-ს ვერ აღწევს.

ანალოგიურად შეგვიძლია ვიმსჯელოთ ცხრილი 4.7.2-ის მონაცემებიდან. როგორც ცხრილიდან ჩანს, ნალექები ხან-

გრძლივია წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში, როდესაც ძირითადად გაბმული ნალექი მოდის. მაღალმთიან ზონაში გაბმული ნალექი წლის თბილი პერიოდის განმავლობაშიც ხშირადაა, ამიტომაც რომ ყაზბეგში გაზაფხულზე და შემოდგომაზეც ნალექების ხანგრძლივობა მნიშვნელოვანია. აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში(საგარეჯო), სადაც ხშირია კონვექციური პროცესები, წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში ნალექების ხანგრძლივობა ყველაზე ნაკლებია(3-5სთ), რაც თავსება ნალექების სიხშირით აიხსნება.

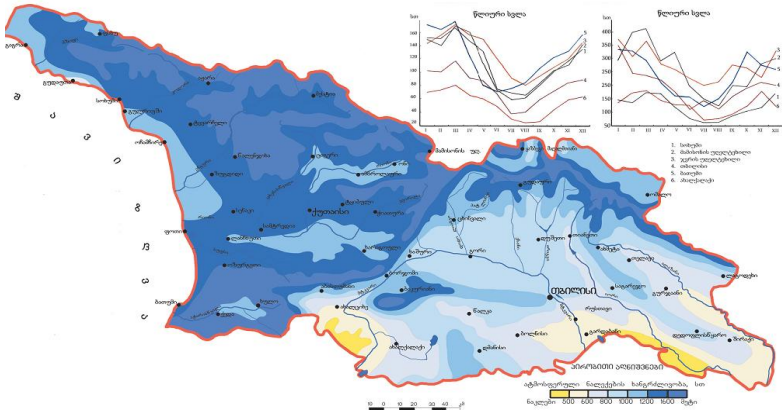
ცხრილი 4.7.2. ნალექების საშუალო ხანგრძლივობა ნალექიან დღეს. სთ

თვეები											
I	II	III	IV	V	VI	VI I	VI II	IX	X	XI	XII
ნაქვა											
10.8	10.4	11.2	8.3	7.2	5.4	5.4	5.7	7.6	10.0	9.9	9.7
ქუთაისი											
11.6	9.8	10.7	9.8	8.2	6.2	5.4	5.2	6.7	9.7	9.2	10.3
საგარეჯო											
9.4	9.1	9.6	6.4	5.8	3.3	2.8	2.9	4.7	6.2	9.2	8.5
ყაზბეგ. მ/მ											
9.7	10.1	8.9	10.4	8.0	6.7	5.3	5.3	6.9	7.8	9.2	8.8

ნალექების ჯამური ხანგრძლივობა საქართველოს ტერიტორიაზე საკმაოდ დიდ ფარგლებში იცვლება, რასაც ადასტურებს ნახ. 4.7.1-ზე გამოსახული რუკა.

ნახ. 4.7.1-დან გამომდინარე ნალექების ხანგრძლივობა საქართველოს ტერიტორიაზე იცვლება 400-500-დან 1600-1700 საათამდე. მისი უდიდესი მნიშვნელობები ქარპირა ფერდობებს შეესაბამება. ესენია დასავლეთ კავკასიონის სამხრეთ-დასავლეთით ორიენტირებული ფერდობები, მთიანი აჭარა, იქ სადაც უდიდესი ნალექები მოდის, ლიხის ქედის დასავლეთი ფერდობი, აგრეთვე აღმოსავლეთ კავკასიონის თხემური ნაწილი. ამ ადგილებში ნალექების ხანგრძლივობა 1600 საათს აღემატება. დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიის დიდ ნაწილზე ნალექების ხანგრძლივობა 1200-1600 საათის ფარგლებში იცვლება, ხოლო ზღვისპირეთში რამდენადმე კლებულობს. აღმოსავლეთ საქართველოს ტერიტორიის უდიდეს ნაწილზე ნალექების წლიური ხანგრძლივობა 500-დან 1000 საათამდე ფარგლებში მერყეობს. კერ-

ძოდ, შიდა ქართლის ბარში ნალექების ხანგრძლივობა 800-1000 საათს, ალაზნის ველზე 500-800 საათს, სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში 600-1000 საათს შეადგენს, ხოლო ქვემო ქართლში 500-600 საათზე ნაკლებია.



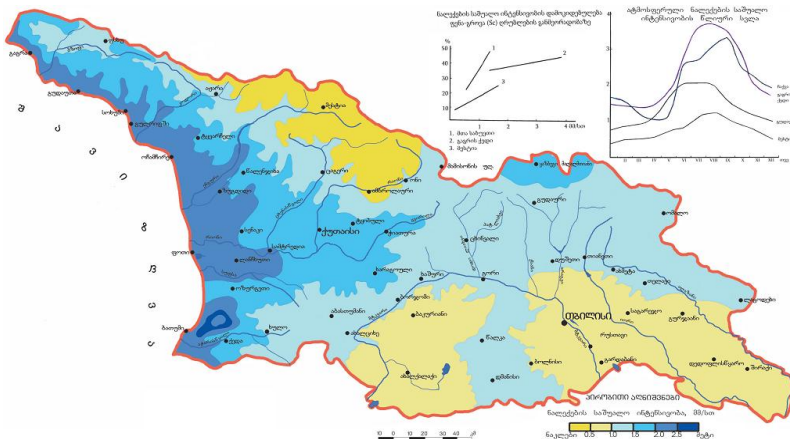
ნახ.4.7.1. ნალექების ხანგრძლივობა. სთ (ლ.პაპინაშვილი, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)

ნახ. 4.7.1- ზე ნაჩვენებია აგრეთვე ნალექების ხანგრძლივობის წლიური სველა. ნალექების ხანგრძლივობის წლიურ სველაში უდიდესი მნიშვნელობები აღინიშნება იანვარ-მარტში, ხოლო უმცირესი – აგვისტოში.

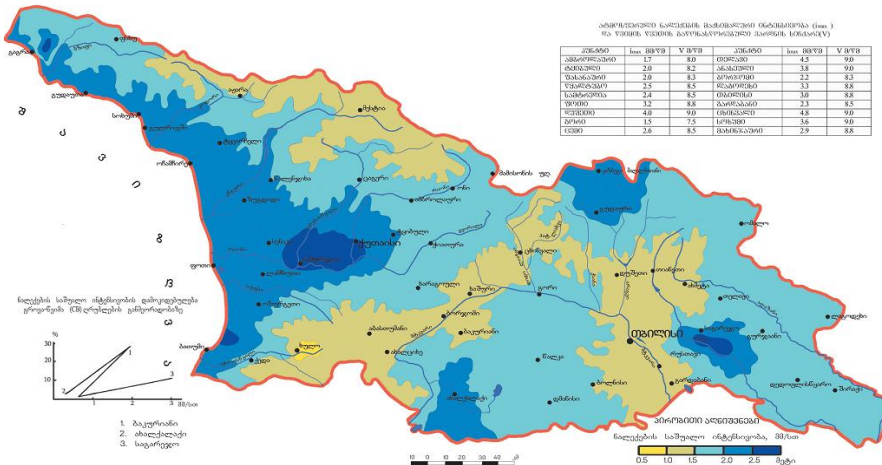
ნახ. 4.7.2 და ნახ. 4.7.3- ზე წარმოდგენილია ნალექების საშუალო თვიური ინტენსივობის რუკები, იანვრისა და ივლისისათვის.

ნახ.4.7.2-დან ჩანს, რომ იანვრის თვეში ნალექების უდიდესი ინტენსივობა დამახასიათებელია შავი ზღვის სანაპიროსა და კოლხეთის დაბლობის დასავლეთ ნაწილისათვის და 2.0-2.5 მმ/სთ-ს შეადგენს. კოლხეთის დაბლობის დანარჩენ ტერიტორიაზე ინტენსივობა 1.5-2.0 მმ/სთ ფარგლებში იცვლება. ეს ძირითადად ფრონტალური წარმოშობის გაბმული ნალექების ინტენსივობაა. ზამთრის ნალექები შედარებით დაბალი ინტენსივობისაა აღმოსავლეთ საქართველოში, კერძოდ კახეთში და სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში იან-

ერის ნაღეკების საშუალო ინტენსივობა მმ/სთ-ზე ნაკლებია.



ნახ.4.7.2. ნაღეკების საშუალო ინტენსივობა. იანვარი. მ/სთ (ე.გელიზბარაშვილი, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)



ნახ.4.7.3. ნაღეკების საშუალო ინტენსივობა. ივლისი. მმ/სთ (ე.გელიზბარაშვილი, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)

წლის თბილი პერიოდის დროს აქტიურდება კონვექციური პროცესები და მოდის თავსხმა ნალექები. ამიტომ ივლისში (ნახ. 4.7.3) ინტენსივობის უდიდესი მაჩვენებლები (2.5 მმ/სთ-ზე მეტი) აღმოსავლეთ საქართველოში, კერძოდ კახეთში აღინიშნება. ასეთივე ინტენსივობის ნალექები მოდის კოლხეთის დაბლობის ცენტრალურ ნაწილში. რამდენადმე ნაკლებია ივლისის ნალექების ინტენსივობა კოლხეთის დაბლობის დანარჩენ ტერიტორიაზე, კახეთის ბარში, სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში და ცენტრალურ კავკასიონზე, სადაც 2.0-2.5 მმ/სთ-ს შეადგენს. ივლისის ნალექების ინტენსივობა შედარებით დაბალია ქართლში, აჭარის მთიანეთში და დასავლეთ კავკასიონზე, სადაც არ აღემატება 1.5მმ/სთ-ს

ცხრილში 4.7.3 წარმოდგენილია ატმოსფერული ნალექების მაქსიმალური ინტენსივობები და წვიმის წვეთის გაწონასწორებული ვარდნის სიჩქარეები საქართველოს ზოგიერთი პუნქტისათვის წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში.

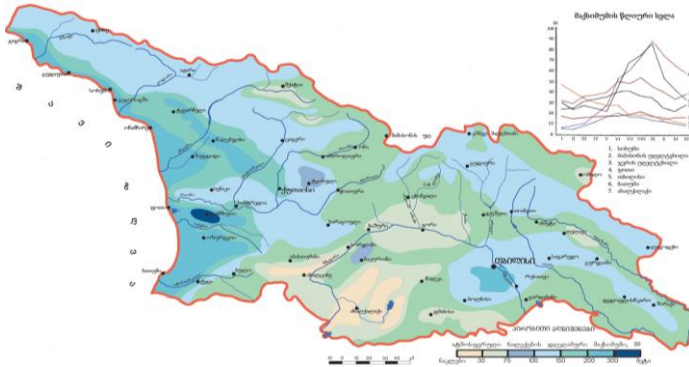
ცხრილი 4.7.3 ატმოსფერული ნალექების მაქსიმალური ინტენსივობები და წვიმის წვეთის გაწონასწორებული ვარდნის სიჩქარეები წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში.

პუნქტი	ინტენსივობა მმ/წთ	წვიმის წვეთის სიჩქარე მ/წმ	პუნქტი	ინტენსივობა მმ/წთ	წვიმის წვეთის სიჩქარე მ/წმ
ამბროლაური	1.7	8.0	თელავი	4.5	9.0
ტყიბული	2.0	8.2	ანასეული	3.8	9.0
ფასანაური	2.0	8.3	ბორჯომი	2.2	8.3
წყალტუბო	2.5	8.5	ლაგოდეხი	3.3	8.8
სამტრედია	2.4	8.5	თბილისი	3.0	8.8
ფოთი	3.2	8.8	გარდაბანი	2.3	8.5
ღუშეთი	4.0	9.0	ცხინვალი	4.8	9.0
გორი	1.5	7.5	სოხუმი	3.6	9.0
ცემი	2.6	8.5	მახინჯაური	2.9	8.8

როგორც ცხრილი 4.7.3-დან ჩანს წვიმის მაქსიმალური ინტენსივობა დამახასიათებელია აღმოსავლეთ საქართველოს ზოგიერთი რაიონისათვის. მაგალითად წვიმის მაქსიმალური ინტენსივობა ცხინვალში 4.8მ/წმ, თელავში- 4.5 მ/წმ და ღუშეთში- 4.0 მ/წმ –ს შეადგენს. ამავე პუნქტებში

მაქსიმალურია წვიმის წვეთის გაწონასწორებული ვარდნის სინქარეები და 9 მ/წმ-ს შეადგენს, რაც აღნიშნული რაიონებისათვის დამახასიათებელი კონვექციური წარმოშობის თავსხმა ნალექებით აიხსნება.

ნალექების ინტენსივობის შესახებ ირიბ წარმოდგენას იძლევა ნალექების დღედამური მაქსიმუმი. ეს შეიძლება შევაფასოთ ნახ.4.7.4-ზე წარმოდგენილი რუკიდან.



ნახ.4.7.4. ნალექების დღედამური მაქსიმუმი. მმ (ღ.პაპინაშვილი, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)

ნახ.4.7.4-ის თანახმად ნალექების დღედამური მაქსიმუმი დიდ ფარგლებში მერყეობს. მისი მაქსიმუმი ლანჩხუთის მახლობლად ჯურკვეთშია დაფიქსირებული და 352 მმ-ს შეადგენს. დიდია ნალექების დღედამური მაქსიმუმი შავი ზღვის სანაპირო ზოლში, სადაც 200-300 მმ-ს შეადგენს. კოლხეთის დაბლობის შიდა რაიონებში და დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიის დიდ ნაწილზე ნალექების დღედამური მაქსიმუმი 100-150 მმ ფარგლებში მერყეობს. ამავე ფარგლებშია ნალექების მაქსიმუმი თბილისში და მის სამხრეთით. ნალექების დღედამური მაქსიმუმები შიდა ქართლში 30-75 მმ-მდე კლებულობს, ხოლო მინიმალურია სამხრეთ საქართველოს მთიანეთში, სადაც ცალკეულ ადგილებში 30 მმ-ზე ნაკლებია.

4.8. ნალექიან დღეთა რიცხვი

ცხრილში 4.8.1 წარმოდგენილია ნალექიან დღეთა რიცხვის წლიური სვლა საქართველოს განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში.

ცხრილი 4.8.1. ნალექიან დღეთა რიცხვი

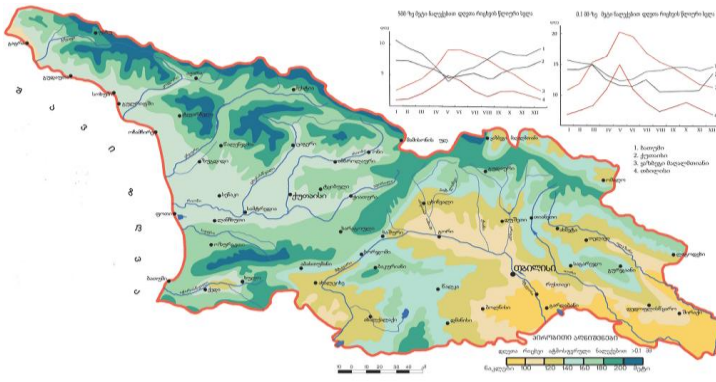
თვეები												წელი	
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
ბათუმი													
16	15	15	13	12	12	14	13	14	15	14	15	168	
ქუთაისი													
14	14	15	12	12	12	12	11	11	11	11	13	148	
თბილისი													
6	7	9	12	15	12	9	7	9	9	9	7	111	
ახალქალაქი													
10	11	11	13	17	16	11	10	9	10	10	9	137	
ყაზბეგი. მ/მ													
11	12	15	10	21	20	17	16	14	14	12	11	179	

ნალექიან დღეთა რიცხვის წლიური სვლა განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში განსხვავებულია და ძირითადად ნალექების ჯამების წლიურ სვლას იმეორებს. შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის დაბლობზე ნალექიან დღეთა უდიდესი რიცხვი ზამთრის თვეებზე მოდის, უმცირესი კი გაზაფხულზე. აღმოსავლეთ საქართველოში დღეთა რიცხვის წლიური მაქსიმუმი ძირითადად მაისში, ხოლო მინიმუმი დეკემბერ-იანვარში მოდის. აღმოსავლეთ საქართველოს არიდულ რაიონებში და აგრეთვე მაღალმთიან ზონაში ნალექიან დღეთა რიცხვის წლიური ამპლიტუდა მნიშვნელოვნად იზრდება.

ნახ.4.8.1-ზე წარმოდგენილია ნალექიან დღეთა რიცხვის განაწილება საქართველოს ტერიტორიაზე.

ნალექიან დღეთა რიცხვის ტერიტორიული განაწილება ზოგადად წააგავს ნალექების ჯამის განაწილების სურათს-მაქსიმუმი დასავლეთ საქართველოში და მთებში, ხოლო მინიმუმი აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში, თუმცა მაქსიმუმების და მინიმუმების დადგომის ადგილები ზუსტად არ შეესაბამება და ზოგჯერ გადანაცვლებულია. მაგალითად, ნალექიან დღეთა აბსოლუტური მაქსიმუმი აღინიშნება არა

ბათუმის მახლობლად მთა მტირალაზე, იქ სადაც უდიდესი ნალექები მოდის, არამედ მესხეთის ქედის ჩრდილო-დასავლეთ ფერდობზე და 200 დღეს აღემატება. ამდენივე ნალექიანი დღეა დასავლეთ კავკასიონის სამხრეთ-დასავლეთით ორიენტირებულ ფერდობებზე. რამდენადმე ნაკლები- 180-200 ნალექიანი დღე აღინიშნება ლიხის ქედზე და კავკასიონის მაღალმთიანეთში. კოლხეთის დაბლობზე, სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში და გომბორის ქედზე ნალექიან დღეთა რიცხვი 140-160-ს, შიდა ქართლის ბარში და ალაზნის ველზე -100-120 შეადგენს, ხოლო ქვემო ქართლში და ივრის ზეგანზე 100 დღეზე ნაკლებია.



ნახ.4.8.1. ნალექიან დღეთა რიცხვი (ღ.პაპინაშვილი, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)

ცხრილში 4.8.2 წარმოდგენილია მონაცემები სხვადასხვა გრადაციის ნალექიან დღეთა რიცხვის შესახებ საქართველოს განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში.

ცხრილში წარმოდგენილ ნალექიან დღეთა რიცხვის თითოეულ გრადაციას თავისი მნიშვნელობა აქვს. კერძოდ 5 მმ ნალექი მნიშვნელოვანია სოფლის მეურნეობისთვის. 20მმ ნალექი ინტენსიურ ნალექად არის მიჩნეული, ხოლო 30მმ- უხვნალექიანად. ასეთი სიდიდის ნალექების მოსვლა ხშირად სტიქიური მოვლენების განვითარებას უწყობს ხელს. ამიტომ მათ დეტალურად საშიში და სტიქიური მოვლენებისადმი მიძღვნილ სპეციალურ თავში განვიხილავთ.

ცხრილი 4.8.2 სხვადასხვა გრადაციის ნალექიან დღეთა რიცხვი

დღეთა რიცხვი ნალექებით მეტი ან ტოლი. მმ						
0.1	0.5	1.0	5.0	10.0	20.0	30.0
ბათუმი						
168	148	137	96	71	42	24
ქუთაისი						
148	134	120	75	47	20	9
მესტია						
168	144	125	58	29	9	2
თბილისი						
111	87	72	31	15	4	2
თელავი						
121	103	88	45	24	9	4
შირაქი						
95	82	69	29	14	5	2
ახალქალაქი						
137	114	95	36	14	3	0.5
ფასანაური						
150	123	109	58	32	10	4
ჯვრის უღ.						
181	162	148	82	50	22	10
ყაზბეგი. მ/მ						
179	153	135	71	40	16	8

აქ წარმოდგენილი სხვადასხვა გრადაციის ნალექიან დღეთა რიცხვის ტერიტორიული განაწილება ზემოდ განხილული ნალექიან დღეთა რიცხვის განაწილების ანალოგიურია. ცხრილი 4.8.2-დან ჩანს აგრეთვე, რომ ნალექების გრადაციის ზრდასთან ერთად ნალექიან დღეთა რიცხვი განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში განსხვავებული პროპორციით კლებულობს. მაგალითად, 5მმ-ზე მეტი ან ტოლი ნალექიან დღეთა რიცხვი შავი ზღვის სანაპიროზე ნალექიან დღეთა რიცხვზე თითქმის ორჯერ ნაკლებია (შეფარდება 1.7-ს შეადგენს). კოლხეთის დაბლობზე (ქუთაისი) ეს შეფარდება 2-მდე იზრდება, მთებში (ჯვრის უღელტეხილი, ყაზბეგი, მ/მ, მესტია) 2-ზე მეტია, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში (თბილისი, შირაქი) 3-ს აღემატება. უფრო საგრძნობია განსხვავება ამ შეფარდებებს შორის თუ

განვიხილავთ უხვნალექიან დღეებს (30მმ-ზე მეტი, ან ტოლი). ამ შემთხვევაში შავი ზღვის სანაპიროზე შეფარდება დაახლოებით 7-ის ტოლია, კოლხეთის დაბლობზე -16-ის, მთებში და აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში რამოდენიმე ათეულია, ხოლო ახალქალაქში 2 ასეულს აღემატება. ამრიგად ნალექების გრადაციის გაზრდით ნალექიან დღეთა რიცხვი გაცილებით სწრაფად კლებულობს აღმოსავლეთ საქართველოს არიდულ და მთიან რაიონებში ვიდრე დასავლეთ საქართველოს ჰუმიდური კლიმატის პირობებში. ამიტომაც უხვნალექიან დღეთა რიცხვი შავი ზღვის სანაპიროზე საშუალოდ 20-25-ს შეადგენს, კოლხეთის დაბლობზე და მთებში დაახლოებით 10-ზე ნაკლებია, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში 5-ზე ნაკლებია.

4.9. ნალექიანი და უნალექო პერიოდები

ნალექიანი და უნალექო პერიოდები იმ 27 კლიმატურ ინდექსს მიეკუთვნება, რომელთა გამოკვლევის რეკომენდაცია მსოფლიო მეტეოროლოგიურმა ორგანიზაციამ შემოგვთავაზა (<http://etccdi.pacificclimate.org/indices.shtml>; Peterson, T.C. Climate Change Indices. *WMulletin*, 2005, **54** (2), 83-86). კლიმატოლოგიურ ლიტერატურაში ცნობილია ნალექიანი და უნალექო პერიოდების სხვადასხვა განმარტებები, შესაბამისად ავტორები მათ გამოანგარიშებას სხვადასხვა კრიტერიუმებს უდებდნენ საფუძვლად. მსოფლიო მეტეოროლოგიური ორგანიზაციის განმარტების თანახმად ნალექიან პერიოდად(CWD) მიჩნეულია პერიოდი, როდესაც ნალექების დღეღამური ჯამი 1მმ მაინც იყო, ხოლო უნალექოდ მიჩნეულია პერიოდი(CDD), როდესაც ნალექების დღეღამური ჯამი 1მმ-ზე ნაკლები იყო.

ნალექიანი და უნალექო პერიოდების განაწილება საქართველოს ტერიტორიაზე დიდი კონტრასტულობით ხასიათდება, რაც განპირობებულია აგრეთვე ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესებისა და რელიეფის ურთიერთქმედებით (ნახ. 4.9.1 და ნახ.4.9.2).

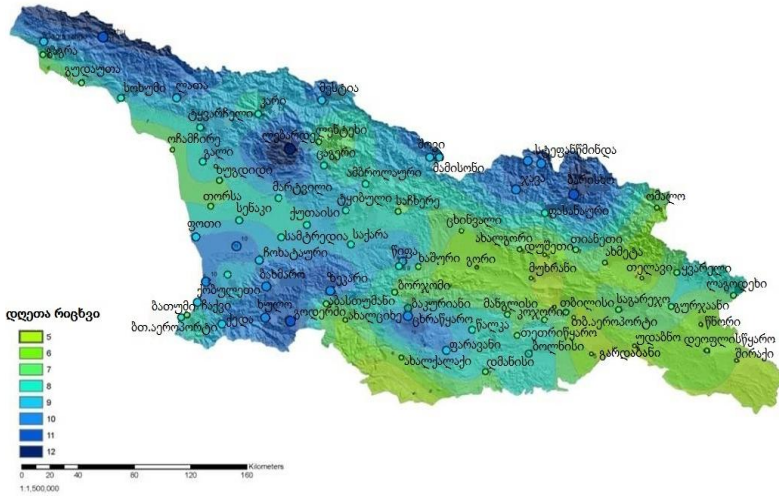
ნახ. 4.9.1-დან ჩანს, რომ ნალექიანი პერიოდის ხანგრძლივობა ტერიტორიაზე 5-დან 12 დღემდე იცვლება. ნალექიანი პერიოდი ყველაზე ხანგრძლივია კავკასიონის დასავლეთ და ცენტრალურ ნაწილში, აგრეთვე მესხეთის ქედზე და მთიან

აჭარაში, სადაც ის 11-12 და უფრო მეტი დღე შეიძლება გაგრძელდეს. შავი ზღვის სანაპიროს ცენტრალურ ნაწილში ნალექიანი პერიოდი 10 დღეს გრძელდება, კოლხეთის დაბლობის და სამხრეთ-საქართველოს ტერიტორიის დიდ ნაწილზე, იმერეთის მაღლობზე, აგრეთვე აღმოსავლეთ კავკასიონზე და გომბორის ქედზე 8-9 დღეს შეადგენს, შავი ზღვის სანაპიროს ჩრდილოეთ ნაწილში 7 დღემდე კლებულობს, ხოლო შიდა და ქვემო ქართლში, აგრეთვე კახეთში 5 დღე და შესაძლოა ნაკლებიც იყოს.

თუ ნალექიანი პერიოდის კრიტერიუმად ნაცვლად 1მმ-ისა ავიღებთ 0.1მმ-ს, როგორც ეს მიღებული იყო ადრეულ გამოკვლევებში (ე.ელიზბარაშვილი, ზ.ჭავჭავანიძე, 1992), მაშინ ნალექიანი პერიოდის ხანგრძლივობა ორჯერ და უფრო მეტჯერ შემცირდება. ამავე დროს კარგად ვლინდება ნალექიანი პერიოდების განაწილების სეზონური ხასიათი.

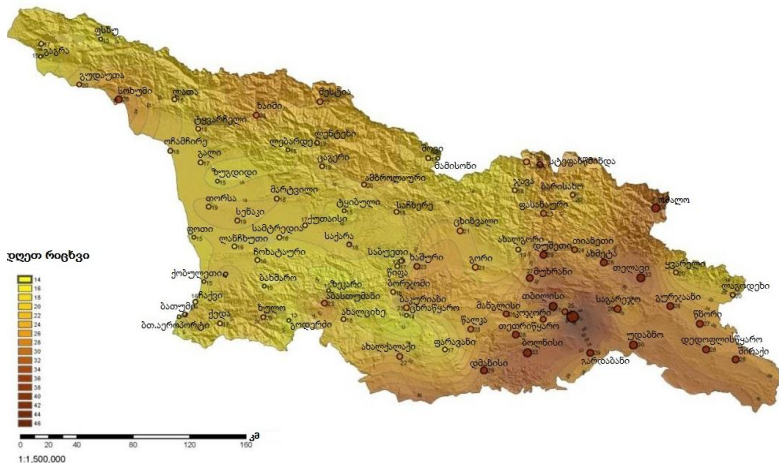
ამ კრიტერიუმით გამოთვლილი ნალექიანი პერიოდების საშუალო უწყვეტი ხანგრძლივობა ზამთარში 1.5-4 დღეღამის ფარგლებში იცვლება, მინიმუმით სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში, ხოლო მაქსიმუმით აჭარასა და კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში. ეს განპირობებულია ზამთრისათვის დამახასიათებელი ფრონტალური პროცესებით, რომლებიც განსაკუთრებით ინტენსიურია დასავლეთ საქართველოში.

გაზაფხულზე ფრონტალური პროცესების განმეორადობა რამდენადმე იზრდება, ამასთან დაკავშირებით იზრდება ნალექიანი პერიოდების ხანგრძლივობაც (2-5 დღეღამე). ზღვისპირა ზოლში და კოლხეთის დაბლობზე ნალექიანი პერიოდების ხანგრძლივობა 2.5-3 დღეღამეა, იმერეთის მთისწინა რაიონებში იზრდება 3.5-მდე, ხოლო აჭარა-თრიალეთის მთიანი სისტემის დასავლეთ კალთებზე 4 დღეღამემდე აღწევს. პერიოდის მაქსიმალური ხანგრძლივობა კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში აღინიშნება და მამისონის უღელტეხილის რაიონში 5 დღეღამემეს შეადგენს. აღმოსავლეთ საქართველოში ნალექიანი პერიოდების ხანგრძლივობა 2-3 დღეღამემეს შეადგენს, რაც დაკავშირებულია ამ რაიონში ოროგრაფიით განპირობებული ჰაერის მასების დინამიკურ გადაადგილებასთან.



ნახ. 4.9.1. ნალექიანი პერიოდები. თანმიმდევრულ დაღთა რიცხვი (Elizbarashvili E.Sh., Kutaladze N.B., Keggenhoff I., Elizbarashvili M.E., Kikvadze B. M., Gogia N. M., 2014)

თანმიმდევრულ ნალექიან ღელეზე 1960-1990



ნახ. 4.9.2. უნალექო პერიოდები. თანმიმდევრულ დაღთა რიცხვი (Elizbarashvili E.Sh., Kutaladze N.B., Keggenhoff I., Elizbarashvili M.E., Kikvadze B. M., Gogia N. M., 2014)

ზაფხულში ფრონტალური პროცესების განმეორადობა მცირდება, ხოლო შიდამასიური პროცესები აქტიურდება. ამ დროს მოსული თავსხმა ნალექების ხანგრძლივობა, როგორც წესი მცირეა, ამის გამო ნალექიანი პერიოდების საშუალო ხანგრძლივობაც კლებულობს.

შემოდგომაზე ნალექიანი პერიოდების ხანგრძლივობა, ისევე როგორც ზაფხულში, 2-4 დღელამეს შეადგენს, მაქსიმუმით აგრეთვე აჭარაში და მინიმუმით აღმოსავლეთ საქართველოს სტეპურზონაში.

სხვადასხვა ხანგრძლივობის ნალექიანი პერიოდების განმავლობაში მოსული ნალექების რაოდენობის ტერიტორიული განაწილება ნალექების წლიური ჯამების განაწილების ანალოგიურია - ნალექების უდიდესი რაოდენობა მოდის დასავლეთ საქართველოში, ხოლო უმცირესი-სამხრეთ საქართველოში და აღმოსავლეთ საქართველოს სტეპურ ზონაში (ცხრილი.9.1).

ცხრილი 4.9.1. სხვადასხვა ხანგრძლივობის ნალექიანი პერიოდის (როდესაც დღელამური ნალექები 0.1მმ და მეტია)

განმავლობაში მოსული ნალექების რაოდენობა. მმ :
 ა)-ხანგრძლივობა 1 დღე-ღამე; ბ)- ხანგრძლივობა 3 დღე-ღამე (ე.ე.ლიზბარაშვილი, ზ.ჭავჭავანიძე, 1992)

პუნქტი	იანვარი		აპრილი		ივლისი		აგვისტო	
	ა	ბ	ა	ბ	ა	ბ	ა	ბ
სოხუმი	8	28	5	45	11	36	6	29
ბათუმი	7	45	9	27	10	34	12	40
ზუგდიდი	4	19	6	32	13	41	8	44
ქუთაისი	3	31	8	18	5	26	12	29
ცხინვალი	2	58	4	18	5	9	2	22
ახალქალაქი	2	8	6	18	4	10	2	18
თელავი	4	12	3	14	7	5	2	25
ლაგოდეხი	3	11	3	11	5	33	6	27

ცხრილიდან ირკვევა, რომ ნალექიანი პერიოდის ხანგრძლივობის ზრდასთან ერთად ნალექების რაოდენობა იზრდება. მაგალითად, აპრილში თუ ერთდღიანი ნალექიანი პერიოდის განმავლობაში დასავლეთ საქართველოში მოდის 9მმ-მდე, ხოლო სამხრეთ საქართველოში-ნმმ ნალექი, სამ-

დღიანი ხანგრძლივობის ნალექიანი პერიოდის განმავლობაში მოსული ნალექების რაოდენობა შესაბამისად 26-42მმ და 18მმ-ს შეადგენს.

ნახ.4.9.2-ის თანახმად, სადაც წარმოდგენილია უნალექო პერიოდების საშუალო წლიური ხანგრძლივობა მსოფლიო მეტეოროლოგიური ორგანიზაციის მიერ შემოთავაზებული კრიტერიუმის გათვალისწინებით (როდესაც ნალექების დღელამური ჯამი 1მმ-ზე ნაკლები იყო), ასეთი პერიოდების ხანგრძლივობა საქართველოს ტერიტორიაზე 14-46 დღელამის ფარგლებში მერყეობს.

ცხრილი 4.9.2 სხვადასხვა ხანგრძლივობის უნალექო პერიოდის განმორაღობა%.
 ა)-ნალექები 0.1მმ-ზე ნაკლები ან ტოლი; ბ)- ნალექები 5მმ-ზე ნაკლები ან ტოლი;
 გ)- ნალექები 10მმ-ზე ნაკლები ან ტოლი
 (ეელიზბარაშვილი. ზ.ჭავჭავაძე. 1992)

პუნქტი	გრადაცია	უნალექო პერიოდის ხანგრძლივობა					
		1-3	4-5	6-10	11-15	16-20	21-25
თბილისი	ა	54	16	20	5	5	-
	ბ	36	8	20	20	10	6
	გ	10	20	25	20	5	10
ბათუმი	ა	69	14	10	5	2	-
	ბ	51	16	20	10	2	1
	გ	40	16	20	15	6	3
ქუთაისი	ა	62	16	15	5	1	1
	ბ	39	14	25	10	10	1
	გ	35	16	16	16	10	2
ახალქალაქი	ა	69	10	15	6	-	-
	ბ	15	14	30	20	16	4
	გ	10	10	10	15	15	20
თელავი	ა	71	18	10	1	-	-
	ბ	35	20	3	5	10	-
	გ	30	18	25	15	5	5
ყაზბეგი. მ/მ	ა	66	16	15	2	1	-
	ბ	45	12	30	10	3	-
	გ	18	10	30	10	15	10

ყველაზე ხანგრძლივი უნალექო პერიოდი ქვემო ქართლში აღინიშნება და 44 დღელამეს აჭარბებს. ხანგრძლივი უნალექობა დამახასიათებელია აგრეთვე შიდა ქართლის აღმოსავლეთ რაიონებისათვის და კახეთისათვის, სადაც ის საშუალოდ 25-32 დღელამის განმავლობაში გრძელდება, გამონაკლისი ალაზნის ველია, სადაც 22-24 დღელამემდე კლებულობს. შიდა ქართლის ტერიტორიის დასავლეთ ნაწილში, სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთის და კავკასიონის უდიდეს ტერიტორიებზე უნალექო პერიოდის ხანგრძლივობა 20 დღელამემდე კლებულობს, ხოლო ყველაზე ხანმოკლე

კოლხეთის დაბლობზე და შავი ზღვის სანაპიროზეა, სადაც მისი საშუალო ხანგრძლივობა 14-18 დღედამეს შეადგენს.

ადრეულ გამოკვლევებში (ე.ელიზბარაშვილი, ზ.ჭავჭავანიძე, 1992) შეფასებული იყო წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში უწყვეტი უნალექო პერიოდები, როდესაც დღე-ღამური ნალექები არ აღემატება 10მმ-ს. ასეთი პერიოდები საქართველოს ტერიტორიაზე იცვლება 10-დან 25 დღემდე ფარგლებში იცვლება, მინიმუმით აჭარაში, ხოლო მაქსიმუმით აღმოსავლეთ საქართველოში (გარდაბნის, დედოფლის-წყაროს, გურჯაანის, საგარეჯოს, ახალქალაქის რაიონები). იმ შემთხვევაში, როდესაც განხილული იყო უნალექო პერიოდები, რომლის დროსაც დღე-ღამური ნალექები არ აღემატება 0,1მმ-ს, უნალექო პერიოდის ხანგრძლივობა შემცირდა, თუმცა ძირითადი ექსტრემუმების ზონები შენარჩუნდა.

ცხრილში 4.9.2 წარმოდგენილია სხვადასხვა ხანგრძლივობის უნალექო პერიოდის განმეორადობები საქართველოს განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში განლაგებული პუნქტებისათვის. ცხრილში ტირე მიუთითებს, რომ მოცემული გრადაციის ალბათობა არ აღემატება 1%-ს.

როგორც ცხრილი 4.9.2-დან ჩანს ყველაზე უფრო ალბათურია 1-3 დღის ხანგრძლივობის უნალექო პერიოდი. ასეთი პერიოდის ალბათობა, როდესაც ნალექების რაოდენობა არ აღემატება 0,1მმ-ს შეადგენს 50-70%-ს, ხოლო თუ მალექების რაოდენობა არ აღემატება 5მმ-ს, შესაბამისი ალბათობა იკლებს 15-50%-მდე.

ხანგრძლივი უნალექო პერიოდები განაპირობებენ გვალვის ჩამოყალიბებას. გვალვა წარმოიქმნება ნალექების უკმარისობისა და გაზრდილი აორთქლების ისეთი თანაფარდობის დროს, რაც იწვევს მკვეთრ შეუსაბამობას მცენარის ტენის მოთხოვნილებასა და ნიადაგიდან მის მიწოდებას შორის. გვალვა განსაკუთრებით საშიშია ზაფხულში. მაღალი ტემპერატურა, დაბალი სინოტივე და ძლიერი აორთქლება აშრობს ნიადაგის ზედა ფენებს, აფერხებს ვეგეტაციური მასის დაგროვებას, ამცირებს მცენარის კვირტს და ზრდის ფესვებს, საერთო ჯამში კი ამცირებს ყველა სასოფლო-სამეურნეო კულტურის მოსავლიანობას. ეს საშიშია და კატასტროფული მეტეოროლოგიური მოვლენა განხილუ-

ლი იქნება სტიქიური მოვლენებისადმი მიძღვნილ სპეციალურ თავში.

4.10. თოვლის საფარი

მრავალფეროვანი და დანაწევრებული რელიეფის და სიმაღლეთა დიდი სხვაობის, აგრეთვე დამახასიათებელი ცირკულაციური პროცესების გამო თოვლის საფარის განაწილება საქართველოს ტერიტორიაზე რთულ ხასიათს ატარებს. დაბლობ რაიონებში თოვლი შეიძლება მთელი წლის განმავლობაში არ მოვიდეს, მაშინ როდესაც მაღალმთიან ზონაში თოვლი მთელი წლის განმავლობაში დევს. განსხვავებულია აგრეთვე თოვლის საფარის გაჩენის და გაქრობის, მდგრადი საფარის ჩამოყალიბების და რღვევის ვადები, თოვლიან დღეთა რიცხვი, თოვლის სიმაღლე, წყლიანობა და სხვა მახასიათებლები (ცხრილი 4.10.1).

ცხრილში ტირე მიუთითებს, რომ შესაბამისი თარიღები არ არსებობს.

როგორც ცხრილიდან ჩანს, მაღალმთიან ყაზბეგში (3653მ) თოვლის საფარი თითქმის მთელი წლის განმავლობაში დევს. მამისონის უღელტეხილზე კი (2854მ) თოვლის საფარი უკვე სექტემბრის დასასრულს ჩნდება. კავკასიონის მაღალმთიანი ზონის უმეტეს ტერიტორიაზე და აგრეთვე სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში თოვლის საფარი საერთოდ ოქტომბრის დასასრულს და ნოემბრის დასაწყისში, ხოლო შედარებით დაბალ ზონაში ნოემბრის მეორე ნახევარში ჩნდება. შავი ზღვის სანაპიროზე და მის მიმდებარე კოლხეთის დაბლობზე თოვლის საფარი იანვარში, ხოლო კოლხეთის დაბლობის სიდრემეში, ქვემო ქართლში, ალაზნის ველზე და აღმოსავლეთ საქართველოს არიდულ რაიონებში დეკემბრის დასასრულს, ან იანვრის დასაწყისში ჩნდება, რამდენადმე ადრე კი დეკემბრის პირველ დეკადაში შიდა ქართლის ბარში, ალაზნის ზემო დინებაში და კოლხეთის დაბლობის მიმდებარე მთისწინეთში ჩნდება. თოვლის საფარის გაჩენის ეს საშუალო ვადებია, ცივ ზამთარში ის რამდენადმე ადრე, ხოლო თბილ ზამთარში კი შედარებით მოგვიანებით დგება.

ცხრილი 4.10.1. თოვლის საფარის გაჩენის და გაქრობის, მდგრადი საფარის ჩამოყალიბების და რღვევის საშუალო ვადები

თოვლიან დღეთა რიცხვი	ვადები			
	საფარის გაჩენის	მდგრადი საფარის ჩამოყალიბების	მდგრადი საფარის რღვევის	საფარის გაქრობის
მამისონის უღ.				
248	23.09	16.10	11.04	23.04
ყაზბეგი. მ/მ				
277	-	12.10	7.06	18.06
გუდაური				
179	23.10	22.11	6.05	17.0.5
კობი				
160	30.10	27.11	23.04	2.05
ომალო				
121	16.11	22.12	3.04	16.04
ფასანაური				
95	27.11	20.12	21.03	2.04
ბაკურიანი				
143	30.10	5.12	14.04	27.04
მთა-საბჟეთი				
131	3.11	12.12	7.04	20.04
თელავი				
33	15.12	-	-	18.03
გომბორი				
74	29.11	1.01	17.03	5.04
ლაგოდეხი				
24	29.12	-	-	12.03
თბილისი				
14	30.12	-	-	1.03
დედოფლისწყარო				
45	6.12	1.12	15.04	4.05
ახალქალაქი				
11	12.11	15.12	12.03	10.04
ბათუმი				
12	13.01	-	-	24.02
ქუთაისი				
15	3.01	-	-	27.02
ფოთი				
6	17.01	-	-	21.02

თოვლის საფარი მდგრადია, თუ ის დევს 30 დღის განმავლობაში. მისი დადგომის ვადა მაღალმთიან რაიონებში ოქტომბრის მეორე დაკადაა, ხოლო მთიანი ზონის უდიდეს ტერიტორიაზე ნოემბერია. შავი ზღვის სანაპიროზე, კოლხეთის დაბლობზე და აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში მდგრადი თოვლის საფარი არ არსებობს.

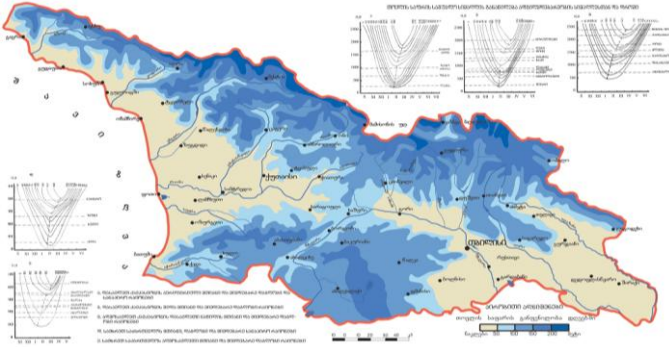
მდგრადი თოვლის საფარის რღვევა მთისწინა და მთიან რაიონებში ძირითადად მარტის მეორე ნახევრიდან იწყება.

ადგილის სიმაღლის ზრდასთან ერთად მდგრადი თოვლის საფარის რღვევის ვადა აპრილზე, ხოლო მამისონის და ჯვრის უღელტეხილებზე ივნისის დასაწყისზე გადადის. პრილის მეორე ნახევრიდან იწყება მდგრადი თოვლის საფარის რღვევა სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში და მთიან აჭარაში.

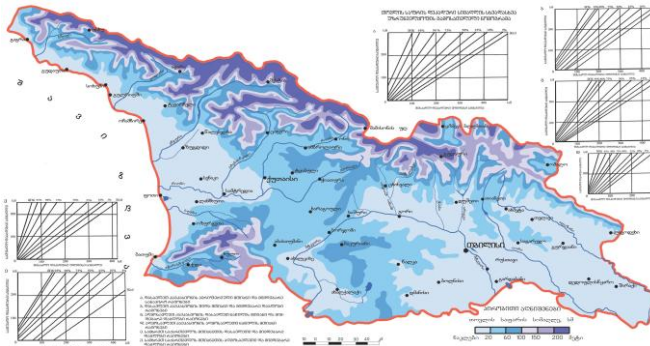
თოვლის საფარის გაქრობა შავი ზღვის სანაპირო ზოლში, კოლხეთის დაბლობზე და აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში ძირითადად თებერვლის დასასრულს, ან მარტის პირველ დეკადაში, დასაველეთ საქართველოს მთისწინეთში მარტის მეორე ნახევარში, სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში და მთიან აჭარაში აპრილის მეორე ნახევარში, სამხრეთ საქართველოს მაღალმთიან ზონაში მაისის თვეში, დასაველეთ კავკასიონზე მარტი-აპრილის განმავლობაში ხდება, ხოლო ცენტრალურ და აღმოსავლეთ კავკასიონზე მაისამდე, მამისონის და ჯვრის უღელტეხილებზე კი ივნისამდე გრძელდება.

ნახ. 4.10.1-4.10.2-ზე წარმოდგენილია საქართველოში თოვლის საფარის დამახასიათებელი რუკები. პირველ მათგანზე გამოსახულია თოვლის საფარის არსებობის ხანგრძლივობის რუკა, ხოლო მეორეზე- თოვლის საფარის დეკადურ უდიდეს სიმაღლეთა საშუალოების განაწილების რუკა.

ნახ. 4.10.1-დან ჩანს, რომ თოვლის საფარის ხანგრძლივობა კავკასიონის თხემურ ნაწილში 200 დღეს აღემატება, კავკასიონის და სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთის მაღალმთიანი ზონის დიდ ტერიტორიაზე თოვლის საფარის ხანგრძლივობა 150-200 დღეს შეადგენს, საშუალო მთის ზონაში 100-150 დღემდე, ხოლო დაბალი მთის ზონაში, აგრეთვე იმერეთის მაღლობზე და ლიხის ქედზე 50-100 დღეა.



ნახ. 4.10.1. თოვლის საფარის არსებობის სანგრძლივობა. დღე. (ლ.პაპინაშვილი, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)



ნახ. 4.10.2. თოვლის საფარის დეკადურ უდიდეს სიმაღლეთა საშუალოები. სმ. (ლ.პაპინაშვილი, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)

ნახ. 4.10.2-ის თანახმად თოვლის საფარის დეკადურ უდიდეს სიმაღლეთა საშუალოები უდიდეს მნიშვნელობებს კავკასიონის თხემურ ნაწილში და მესხეთის ქედის ჩრდილო-დასავლეთის ფერდობებზე აღწევს და 200 სმ-ს აღემატება, სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში, ლიხის ქედზე, იმერეთის მაღლობზე და მთისწინეთში 100 სმ-ზე ნაკლებია, ხოლო შავი ზღვის სანაპიროზე, კოლხეთის დაბლობზე და აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში 20 სმ-ზე ნაკლებია.

თოვლის ზვაგების პრობლემით დაინტერესებულთ ვურჩევთ გაეცნონ ლ.ქაღდანის და მ.სალუქვაძის(2015) მონოგრაფიას.

თავი 5. კომპლექსური კლიმატური მასხასიათებლები

5.1. ორგანოზომილებიანი კლიმატური კომპლექსები

ცალკეული კლიმატური ელემენტების გარდა, კლიმატს ახასიათებენ კომპლექსური კლიმატური მასხასიათებლების საშუალებით. ერთმანეთთან დაკავშირებული კლიმატური ელემენტებისაგან შედგენილი კომპლექსები შეიცავენ დამატებით ინფორმაციას ატმოსფერული პროცესების შესახებ, რომლებიც აყალიბებენ ამინდს და კლიმატს. ეს დამატებითი ინფორმაცია ვლინდება კომპლექსის ცალკეულ ელემენტებს შორის არსებული ურთიერთკავშირის გამო, რაც გარკვეულ პროცესებს ასახავს.

დიდი პრაქტიკული გამოყენება აქვს ორ და სამგანზომილებიან კლიმატურ კომპლექსებს. განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ისეთი კომპლექსები როგორებიცაა ტემპერატურა-წყლის ორთქლის პარციალური წნევა, ტემპერატურა-შეფარდებითი სინოტივე, ტემპერატურა-დრუბლიანობა, ტემპერატურა-ქარი, ტემპერატურა-ნალექები.

დასავლეთ საქართველოს ნოტიო სუბტროპიკული ჰავისათვის დამახასიათებელია მაღალი ტენიანობა და აგრეთვე მაღალი ტემპერატურა. ამ ორი კლიმატური ელემენტის ერთდროულად მაღალი მნიშვნელობების დამთხვევის დროს იქმნება ადამიანისათვის დისკომფორტული პირობები. ამიტომ, თუ ცნობილია ასეთი პირობების მოსალოდნელი განმეორადობა, მაშინ მარტივდება შესაბამისი პრევენციული ღონისძიებების დაგეგმვა.

ცხრილში 5.1.1 წარმოდგენილია ორგანოზომილებიანი კომპლექსის ტემპერატურა-შეფარდებითი სინოტივეს განმეორადობები ბათუმისათვის.

ცხრილიდან გამომდინარე ყველაზე მაღალი განმეორადობა აღინიშნება 15-20⁰ ტემპერატურისა და 85-90% ჰაერის შეფარდებითი სინოტივის დროს. უარყოფითი ტემპერატურების დროს ბათუმში სინოტივის დაბალი მნიშვნელობა საერთოდ არ გვხვდება. 40% და მეტი სინოტივე გვხვდება ერთეულოვან შემთხვევაში, კერძოდ 25 წლის დაკვირვებებიდან მხოლოდ 35-ჯერ.

ცხრილი 5.1.1. ტემპერატურის და შეფარდებითი სინოტივის კომპლექსის განმეორადობა. (%) ბათუმი (რ.კორძახია, 2002) (0.1%-ზე ნაკლები განმეორადობა აღნიშნულია წერტილით)

სინოტივე%	ტ ე მ პ ე რ ა ტ უ რ ა °C									
	-5.0 -1.0	0.0 4.9	5.0 9.9	10.0 14.9	15.0 19.9	20.0 24.9	25.0 29.9	30.0 34.9	35.0 39.9	Σ
11-15					0.1					0.1
16-20					0.1	0.1				0.2
21-25			0.1	0.2	0.5	0.3	0.1	.	.	1.2
26-30			0.1	0.5	0.8	0.3	0.2	.	.	1.9
31-35			0.2	0.7	0.6	0.4	0.2	.	.	2.1
36-40			0.3	0.9	0.7	0.4	0.2	.	.	2.5
41-45		0.1	0.5	0.9	0.8	0.4	0.2	.	.	2.9
46-50		0.2	0.6	0.9	0.7	0.5	0.1	.	.	3.0
51-55		0.2	0.8	0.9	1.0	0.6	0.3	.	.	3.8
56-60		0.2	0.8	0.9	1.0	1.1	0.3	.	.	4.3
61-65	0.1	0.4	0.7	1.1	1.1	1.9	0.5	.	.	5.8
66-70	0.0	0.3	1.0	1.3	1.5	2.0	1.4	.	.	7.5
71-75	0.0	0.4	1.3	1.6	1.7	2.6	2.5	.	.	10.1
76-80	0.1	0.7	1.5	1.7	2.1	2.5	1.2	.	.	9.8
81-85	0.1	0.8	1.9	2.4	2.9	2.9	0.4	.	.	11.4
86-90	0.0	1.5	2.9	2.5	3.9	3.0		.	.	13.8
91-95	0.1	2.5	2.9	3.3	3.0	1.9		.	.	13.7
96-100	0.1	1.1	1.6	1.4	1.1	0.3		.	.	5.6
განმეორადობა	0.5	8.4	17.2	21.2	23.6	21.2	7.6	0.2	0.1	100
უზრუნველყოფა	100	99.5	91.1	73.9	52.7	29.1	7.9	0.3	0.1	%

ცხელი დღეებისათვის, როდესაც ტემპერატურა 25⁰ და მეტია (ასეთი დღეების განმეორადობა 8%-ია) სინოტივის ყველაზე ალბათური მნიშვნელობაა 66-80%, რაც არსებულ შემთხვევათა 5%-ს შეადგენს.

ეს კომპლექსი საშუალებას გვაძლევს დავადგინოთ, რომ შედარებით დაბალი ტემპერატურების დროს სინოტივის მინიმალური სიდიდეები იშვიათად ეცემა 50%-ზე დაბლა, ხოლო მცირე სინოტივისა და ტემპერატურის მაღალი მნიშვნელობის კომპლექსისათვის ერთეულოვანი შემთხვევებია აღრიცხული.

ურთიერთკავშირი კომპლექსის ელემენტებს შორის უპირველეს ყოვლისა დამოკიდებულია თვით ელემენტების ბუნებაზე. მიუხედავად გეოგრაფიული მდებარეობისა კორელაცია ტემპერატურასა და წყლის ოროქლის პარციალურ წნევას შორის დადებითია, კორელაცია ტემპერატურასა და შეფარდებით სინოტივეს შორის-უარყოფითია, კორელაცია ტემპერატურასა და ღრუბლიანობას შორის-ზამთარში და-

დებითია, ხოლო ზაფხულში უარყოფითია, ხოლო ტემპერატურა-ქარის სიჩქარეს შორის კორელაცია უმნიშვნელოა (ცხრილი 5.1.2).

ცხრილი.5.1.2. კორელაციის კოეფიციენტების მნიშვნელობა კომპლექსის მდგენელებს შორის(Сухишвили Э.В.,Элиზბარაშვილი Э.Ш., 1988)

კომპლექსი	თბილისი		შოვი	
	იანვარი	ივლისი	იანვარი	ივლისი
ტემპერატურა - ორთქლის პარციალური წნევა	0,75	0,13	0,56	0,13
ტემპერატურა-შეფარდებითი სინოტივე	-0,45	-0,69	-0,25	-0,82
ტემპერატურა-დრუბლიანობა	0,24	-0,31	0,20	-0,25
ტემპერატურა-ქარის სიჩქარე	-0,02	0,05	0,04	0,10

როგორც ცხრილი 5.1.2-დან ჩანს კორელაციის კოეფიციენტი ჰაერის ტემპერატურასა და წყლის ორთქლის პარციალურ წნევას შორის დადებითია. ზამთარში კორელაცია იმდენად მაღალია, რომ შეიძლება მათ შორის ურთიერთკავშირის დამყარებაც. ზაფხულში კორელაციის კოეფიციენტი მნიშვნელოვნად მცირდება, რადგანაც ფაქტიური აორთქლება მაღალი ტემპერატურის დროს შეზღუდულია ნიადაგში ტენის საკმარისი მარაგის არარსებობის გამო. ამავე დროს ზაფხულში ხშირია თბილი და მშრალი ჰაერის მასების ადვექცია. შედეგად, ზაფხულში ჰაერის ტემპერატურის და წყლის ორთქლის პარციალური წნევის ორგანზომილებიანი განაწილების ხასიათი იგივეა, რაც ზამთარში, მაგრამ კორელაციის კოეფიციენტი ნაკლებია.

ტემპერატურა-წყლის ორთქლის პარციალური წნევის კომპლექსისგან განსხვავებით, ტემპერატურა-შეფარდებითი სინოტივის კავშირი უფრო მჭიდროა ზაფხულში, ვიდრე ზამთარში. კორელაციის კოეფიციენტი მათ შორის უარყოფითია. ზაფხულში უარყოფითი კორელაციის კოეფიციენტის მაღალი მნიშვნელობა იმ გარემოებით აიხსნება, რომ ტემპერატურასა და წყლის ორთქლის პარციალურ წნევას

შორის კავშირი სუსტია და შეფარდებითი სინოტივის ცვლილება ძირითადად განპირობებულია ტემპერატურის ცვლილებით.

ტემპერატურასა და ღრუბლიანობას შორის კორელაცია დადებითია ზამთარში და უარყოფითია ზაფხულში. ამავე დროს დღეღამის განმავლობაში კორელაციის კოეფიციენტის ნიშანი უნდა იცვლებოდეს. დღისით ის ძირითადად უარყოფითი და მაღალი, ხოლო ღამით დადებითი და შედარებით დაბალი უნდა იყოს.

კორელაციური კავშირი ტემპერატურასა და ქარის სიჩქარეს შორის სუსტია.

კლიმატოლოგიაში მიღებულია, რომ როდესაც კორელაციის კოეფიციენტის მნიშვნელობა აღემატება 0,70-ს, კავშირი კომპლექსის მდგენელებს შორის შეიძლება გამოისახოს წრფივი რეგრესიის განტოლებით. ჩვენ შემთხვევაში ეს ეხება კომპლექსებს ტემპერატურა-წყლის ორთქლის პარციალური წნევა (ზამთარი) და ტემპერატურა-შეფარდებითი სინოტივე (ზაფხული). თუ კორელაციის კოეფიციენტი არ აღემატება 0,30-ს, კავშირი ძლიერ სუსტია. ასეთ პირობებში ყალიბდება კომპლექსები ტემპერატურა-ღრუბლიანობა, ტემპერატურა-წყლის ორთქლის პარციალური წნევა (ზაფხული) და ტემპერატურა-ქარის სიჩქარე. ამ შემთხვევაში ორგანზომილებადი კომპლექსის განმეორედობის გამოსაანგარიშებლად გამოიყენება ალბათობათა გამრავლების წესი:

$$P(x,y)=P(x)P(y) \quad (5.1.1)$$

სადაც $P(x,y)$ - არის x და y - ელემენტების კომპლექსის განმეორადობა, $P(x)$ არის x - ელემენტის განმეორადობა, ხოლო $P(y)$ არის y - ელემენტის განმეორადობა.

იმ შემთხვევაში, როდესაც კორელაციის კოეფიციენტი მთავსებულია 0,3-0,7 შორის გამრავლების წესის გამოყენება არ იძლევა კარგ შედეგს, ამიტომ მიზანშეწონილია კომპლექსის განაწილების თეორიული ფუნქციით აპროკსიმაცია (ცხრილი 5.1.3).

ცხრილი 5.1.3. ტემპერატურა-შეფარდებითი სინოტივის კომპლექსის ორგანოზომილებადი განაწილება ფაქტიური მონაცემებით(ა) და მორგეშტერნ-გუმბელის განაწილებით(ბ).%, თბილისი, იანვარი (Сухишвили Э.В.,Элиზбарაშვილი Э.Ш., 1988)

შეფარდებითი სინოტივე %	ჰაერის ტემპერატურა, °C					
	-15- -10	-1- -5	-5-0	0-5	5-10	10-15
26-30 ა					0,2	0,3
ბ					0,1	0,7
31-35 ა			0,2	0,1	0,2	0,8
ბ			0,8	0,5	0,8	0,9
36-40 ა				0,3	1,0	0,6
ბ				0,5	1,2	1,0
41-45 ა			0,2	0,2	2,1	0,7
ბ			0,1	0,1	1,9	0,9
46-50 ა		0,2	0,2	0,7	1,8	1,0
ბ		0,1	0,5	1,5	2,5	2,8
51-55 ა		0,2	0,6	1,1	2,9	1,0
ბ		0,1	0,1	1,5	3,2	1,2
56-60 ა		0,2	1,0	2,4	3,3	1,1
ბ		0,5	1,5	3,2	2,8	1,5
61-65 ა		0,2	0,6	3,4	3,8	0,2
ბ		0,3	1,0	3,0	4,5	0,5
66-70 ა		0,2	0,8	4,4	3,9	0,2
ბ		0,1	0,3	3,9	4,5	0,5
71-75 ა		0,1	1,0	3,2	3,7	0,2
ბ		0,5	0,7	4,5	4,0	0,1
76-80 ა	0,2	0,2	2,5	4,6	3,3	
ბ	0,5	0,5	1,9	5,5	5,2	
81-86 ა	0,3	0,2	3,7	5,0	1,3	
ბ	0,1	0,5	4,0	6,5	3,2	
87-90 ა		0,2	4,4	5,5	1,8	
ბ		0,5	3,9	6,2	3,2	
91-96 ა		0,4	3,5	6,0	1,8	
ბ		0,1	4,5	8,5	2,0	
97-100 ა		0,2	2,4	1,4	0,6	
ბ		0,1	1,8	2,5	0,1	

5.2. ეფექტური ტემპერატურები

ადამიანის მიერ სითბოს შეგრძნების შესაფასებლად კლიმატოთერაპიაში ფართო გამოყენება აქვს კომპლექსურ კლიმატურ მახასიათებლებს - ეკვივალენტურ-ეფექტურ და რადიაციულ- ეკვივალენტურ-ეფექტურ ტემპერატურებს. ეკვივალენტურ-ეფექტური ტემპერატურა გამოხატავს ადამიანის ორგანიზმზე ჰაერის ტემპერატურის, სინოტივის და ჰაერის მოძრაობის (ქარი) ერთობლივ მოქმედებას. რადიაციულ-ეკვივალენტურ-ეფექტური ტემპერატურა ჩამოთვლილი პარამეტრების გარდა მზის რადიაციის გავლენასაც ითვალისწინებს.

განიხილავენ ეფექტური ტემპერატურების სამ მახასიათებელს: ეკვივალენტურ-ეფექტურ ტემპერატურას ნორმალური სკალით (T1), ეკვივალენტურ-ეფექტურ ტემპერატურას ძირითადი სკალით (T2) და რადიაციულ- ეკვივალენტურ-ეფექტურ ტემპერატურას (T3). პირველი მათგანი განსაზღვრავს საერთო აეროთერაპიის პირობებს, მეორე განსაზღვრავს ჰაერის აბაზანების ჩატარების პირობებს, ხოლო მესამე-ჰელიოთერაპიის პირობებს. ეფექტური ტემპერატურების საანგარიშო ფორმულებს შემდეგი სახე აქვს:

$$T(1)=t-G/80[0,00439T^2+0,456T+9,5]+W[(0,11T-0,13)-0,002TG], \quad (5.2.1)$$

$$T(2)=(T1-7)/0,8, \quad T(3)=T2-6,5,$$

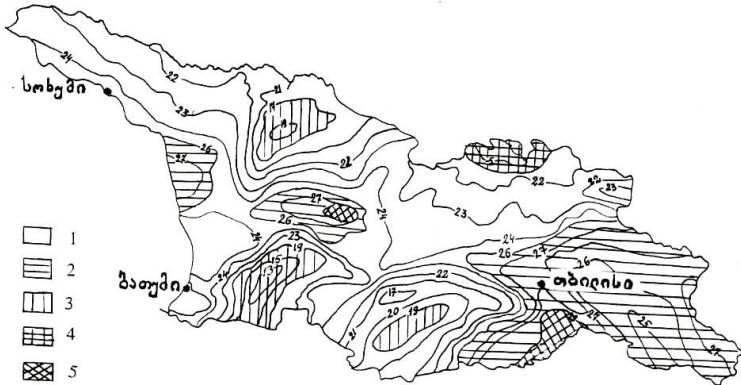
აქ $T=t-t(1)$ და $G=100-r$, სადაც t -ჰაერის ტემპერატურაა, $t(1)$ -ადამიანის სხეულის ტემპერატურაა, W -ქარის სიჩქარეა დედამიწის ზედაპირიდან 2მ სიმაღლეზე, r -ჰაერის შეფარდებითი სინოტივეა.

თუ გავითვალისწინებთ, რომ $W=0,7V$, სადაც V ქარის სიჩქარეა ანემომეტრის გაზომვის დონეზე, და მივიღებთ, რომ $t(1)=37^{\circ}$ -ს, მაშინ ეკვივალენტურ ეფექტური ტემპერატურისათვის ნორმალური სკალით მივიღებთ:

$$T(1)=t-100-r/80[0,00439(t-37)^2+0,456(t-37)+9,5]+0,7V[(0,11(t-37)-0,13)-0,002(t-37)(100-r)], \quad (5.2.2)$$

ნახ. 5.2.1-ზე წარმოდგენილია ივლისის თვეში 13 საათზე რადიაციულ-ეკვივალენტურ-ეფექტური ტემპერატურების გა-

ნაწილების რუკა. როგორც რუკიდან ჩანს საქართველოს ტერიტორიის დიდ ნაწილზე რადიაციულ- ეკვივალენტურ- ეფექტური ტემპერატურები 19-დან 26⁰-მდე ფარგლებში იცვლება, რაც სითბოს კომფორტულ შეგრძნებას ქმნის და ხელს უწყობს ინდეფერენტული მზის აბაზანების მიღებას (Ушверидзе Г.А., 1977). კომფორტული პირობები იქმნება კავკასიონის მაღალმთიან ზონაშიც კი, რაც მთებში მზის რადიაციის მაღალი დაძაბულობის შედეგია.

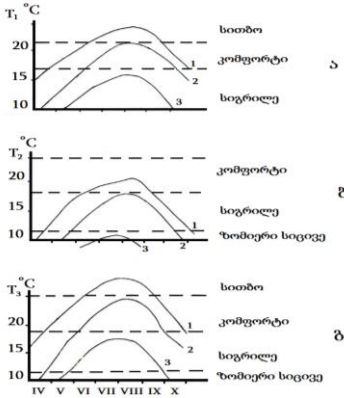


ნახ.5.2.1. რადიაციულ-ეფექტურ-ეკვივალენტური ტემპერატურები და პელიოთერაპიის პირობები ივლისში 13 საათზე: 1-კომფორტი; 2-თბილა; 3-გრილა; 4-ზომიერად გრილა; 5-ზომიერად ცხელა

ეფექტური ტემპერატურების მაღალი მნიშვნელობები (26-29⁰) აღმოსავლეთ საქართველოს დაბლობ რაიონებში და კოლხეთის ბარში აღინიშნება, სადაც მზის თბილი აბაზანების მიღების პირობები იქმნება. ცალკეულ რაიონებში კი მხოლოდ გრილი, ცივი და ზომიერად ცხელი მზის აბაზანების ჩატარების პირობები ყალიბდება.

ნახ.5.2.2-ზე წარმოდგენილია ეფექტური ტემპერატურების წლიური სვლა და სითბოს შეგრძნების პირობები კლიმატოთერაპიის სხვადასხვა სახის პროცედურების ჩატარების დროს საქართველოს განსხვავებულ კლიმატურ პირობებში. როგორც ჩანს, საერთო აერთოთერაპიის ჩატარებისათვის ყველაზე კომფორტული პირობები [T(1)=17-22⁰] იქმნება ქობუ-

ლეთში მაისის დასასრულიდან ოქტომბრის შუა რიცხვებამდე, წყალტუბოში-აპრილიდან ივლისის შუა რიცხვებამდე და სექტემბრის შუა რიცხვებიდან ოქტომბრის ბოლომდე, ხოლო ბაკურიანში ეკვივალენტურ-ეფექტური ტემპერატურები ვერ აღწევენ კომფორტის ზონას. ივლისის შუა რიცხვებიდან სექტემბრის შუა რიცხვებამდე წყალტუბოში აღინიშნება ჭარბი სითბო.



ნახ.5.2.2. ეფექტური ტემპერატურების წლიური სვლა და სითბოს შეგროვება საერთო აეროთერაპიის(ა), ჰაერის აბაზანების(ბ) და ჰელიოთერაპიის(გ) პირობებში; 1-წყალტუბო; 2-ქობულეთი; 3-ბაკურიანი

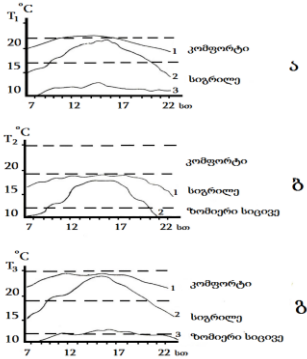
ყველაზე კეთილსასურველი პირობები ჰაერის აბაზანების ჩატარებისათვის $[T(2)=19-25^{\circ}]$ 13 საათზე იქმნება წყალტუბოში და გრძელდება ივნისის შუა რიცხვებიდან სექტემბრის შუა რიცხვებამდე. ქობულეთში ჰაერის აბაზანები მიზანშეწონილია დაიგეგმოს კომფორტის ზონის პირობების ქვემოთაღ-მაისის ბოლოდან ოქტომბრის შუა რიცხვებამდე. ბაკურიანში კი ჰაერის აბაზანების ჩატარებისათვის კომფორტული პირობები მთელი წლის განმავლობაში არ იქმნება.

ჰელიოთერაპიისათვის კომფორტული პირობები $[T(3)=19-25^{\circ}]$ ქობულეთში იქმნება ივნისის დასაწყისიდან ოქტომბრის ჩათვლით ხოლო წყალტუბოში- მაის-ივნისში და სექტემბერ-ოქტომბერში.

ეფექტური ტემპერატურების დღიური სვლის შესახებ შეიძლება ვიმსჯელოთ ნახ.5.2.3-დან.

დღის განმავლობაში ყველაზე კეთილსასურველი პირობები, როგორც საერთო აეროთერაპიისათვის, ისე ჰელიოთერაპიისათვის იქმნება ქობულეთში. კომფორტის ზონა რამ-

დენადმე შეზღუდულია აბასთუმანში, სადაც ის გრძელდება 10 საათიდან 20 საათამდე. მაღალმთიან კურორტ ბახმაროზე იქმნება დისკომფორტთან ახლო პირობები.



ნახ.5.2.3. ევექტური ტემპერატურების დღედამური სვლა ივლისში და სითბოს შეგრძნება საერთო აეროთერაპიის(ა), ჰაერის აბაზანების(ბ) და ჰელიოთერაპიის(გ) პირობებში: 1-ქობულეთი; 2-აბასთუმანი; 3-ბახმარო

ამავე ნახ-დან გამომდინარეობს, რომ ჰაერის აბაზანების შეზღუდულია ქობულეთშიც კი, სადაც ადამიანის მიერ სითბოს შეგრძნება იმყოფება კომფორტის ზონის დაბლა.

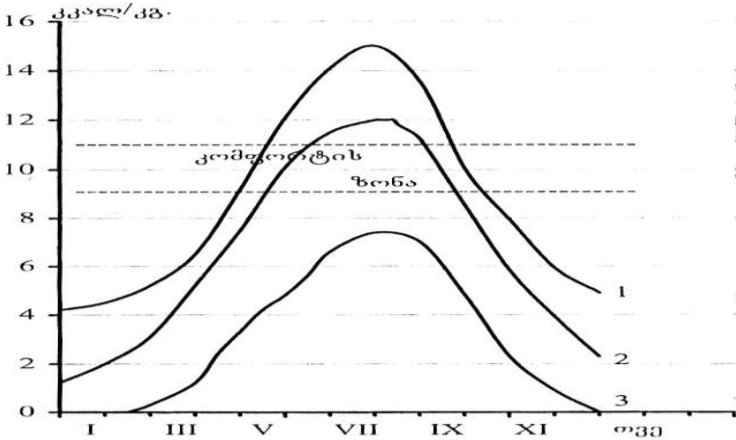
ეს დასკვნები შეიძლება გავრცელდეს ანალოგიურ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში და იმავე მაღლივ სართყელში განლაგებულ სხვა პუნქტებზეც. დასკვნები შეესაბამება საშუალო კლიმატურ პირობებს და ცალკეულ წლებში მოსალოდნელია მათი რამდენადმე გადახრა.

5.3. ჰაერის სითბოშემცველობა

ევექტური ტემპერატურების საკურორტო პრაქტიკაში დიდი გამოყენების მიუხედავად დღემდე მაინც ვერ მოხერხდა საიმედო კავშირის დამყარება ამ ტემპერატურებსა და ადამიანის ზოგიერთ ფიზიოლოგიურ მახვენებელს შორის. ამიტომ, ხშირად ევექტურ ტემპერატურებს უპირისპირებენ სხვა პირობით ინდექსებს. ერთ-ერთი ასეთი ინდექსია ჰაერის სითბოშემცველობა. ის გამოისახება კკაღ/კგ-ში და გამოხატავს სითბოს იმ რაოდენობას, რასაც ობიექტურად შეიცავს რეალური ჰაერი. სითბოშემცველობა პრაქტიკულად განისაზღვრება სპეციალური ნომოგრამებიდან, როგორც ჰაერის ტემპერატურის და შეფარდებითი სინოტივის ფუნქცია (Гогішვილი К.С., 1974; მ.ელიზბარაშვილი, 1999).

ნახ.5.3.1-ზე წარმოდგენილია ჰაერის სითბოშემცველობის წლიური სვლა საქართველოს სხვადასხვა კლიმატურ პირობებში. არსებული გამოკვლევების თანახმად სითბური კომფორტი შეიგრძნობა მაშინ, როდესაც სითბოშემცველობა ჰაერში უახლოვდება 10კკალ/კგ-ს (9-11 კკალ/კგ). ასეთი პირობები შავი ზღვის სანაპიროზე, გაგრამი აღინიშნება მაისში და ოქტომბრის პირველ ნახევარში. მაისის ბოლოდან ოქტომბრის დასაწყისამდე ჰაერი ხასიათდება ჭარბი სითბოშემცველობით, ხოლო წლის დანარჩენ დროს ე.ი. ოქტომბრის ბოლოდან მაისის დასაწყისამდე ჰაერში აღინიშნება სითბოს დეფიციტი. ანალოგიური სურათია მთლიანად შავი ზღვისპირეთში და კოლხეთის ბარში, კერძოდ სოხუმში, ფოთში, ბათუმში, ურეკში, სამტრედიასი, წყალტუბოში, ქუთაისში და სხვ.

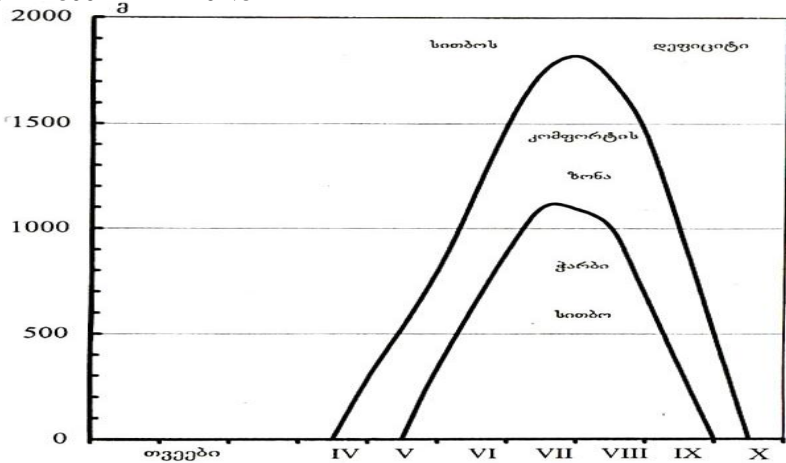
თბილისში სითბური კომფორტი მაისის შუა რიცხვებიდან ივნისის ბოლომდე და სექტემბრის განმავლობაში აღინიშნება. ჭარბი სითბოშემცველობა ივნისის ბოლოდან სექტემბრამდე, ხოლო ოქტომბრიდან აპრილის ჩათვლით სითბოს დეფიციტია. ანალოგიური მდგომარეობაა მთლიანად აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში-ბოლნისში, რუსთავში, გურჯაანში და სხვ.



ნახ. 5.3.1. ჰაერის სითბოშემცველობის წლიური სვლა; 1-გაგრა; 2-თბილისი; 3-ბახმარო (მ.ელიზბარაშვილი, 1999)

ბახმაროში ჰაერის სითბოშემცველობა ვერ აღწევს კომფორტის ზონას და მთელი წლის განმავლობაში აღინიშნება სითბოს დეფიციტი.

ნახ.5.3.2-ზე წარმოდგენილია სითბური ზონების ჭრილი საქართველოს ტერიტორიისათვის ადგილის სიმაღლისა და თვეების მიხედვით.



ნახ.5.3.2. სითბური ზონების ჭრილი საქართველოს ტერიტორიისათვის (მ.ელიზბარაშვილი, 1999)

ნახ.5.3.2-დან ჩანს, რომ კომფორტული სითბური პირობები საქართველოში აპრილის მე-2 ნახევარში ზღვის დონედან დაახლოებით 200მ სიმაღლემდე ყალიბდება. კომფორტული პირობები ამ დროს არის ზღვისპირა კურორტებზე და კოლხეთის დაბლობზე. მაისში კომფორტული ზონა ზღვის დონედან 500მ-სიმაღლემდე ვრცელდება, ხოლო მის მაღლა შეიგრძნობა სითბოს დეფიციტი. ივნისში კომფორტული ზონა მოთავსებულია 500-1100მ სიმაღლივ სარტყელში. ამ დროს კომფორტული ზონის დაბლა სითბოს სიჭარბე აღინიშნება, ხოლო ამავე ზონის მაღლა სითბოს დეფიციტია. ივლის-აგვისტოში კომფორტული სითბური პირობები 1100-1700მ სიმაღლივ სარტყელში ყალიბდება. სექტემბერში კომფორტული ზონა მოთავსებულია დაახლოებით 300-1000მ სარტყელში, და სითბური პირობები თითქმის ანალოგიურია, რაც ივნისის პირველ ნახევარში. ოქტომბრის პირველ

ნახევარში კომფორტული პირობები უმთავრესად ზღვის დონედან 400მ სიმაღლემდე ე.ი. შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის დაბლობზე, და აგრეთვე აღმოსავლეთ საქართველოს შესაბამის სიმაღლეებზე ყალიბდება.

5.4. ჰაერის “სიმკაცრე” და დაყვანილი ტემპერატურა

უარყოფითი ტემპერატურების დროს ადამიანის ორგანიზმში მრავალი ფიზიოლოგიური პროცესი ირღვევა. ასეთი პირობების სითბური კომფორტის შესაფასებლად სამედიცინო კლიმატოლოგიაში გამოიყენება სხვადასხვა ინდექსი, მათ შორის ყველაზე გავრცელებულია კომპლექსური კლიმატური მახასიათებელი-ბოდმანის “სიმკაცრის” ინდექსი:

$$S=(1-0,04T)(1+0,272V), \quad (5.4.1)$$

სადაც T-ჰაერის ტემპერატურაა, V-ქარის სიჩქარეა.

ბოდმანის ფორმულა მიღებულია ექსპერიმენტულად, სადაც ადამიანის გამარტივებულ მოდელად გამოიყენებოდა წყლით გავსებული ჭურჭელი. ცხადია, რომ ასეთი მოდელი არ ითვალისწინებს ადამიანის ფიზიოლოგიურ თვისებებს, რის გამოც ვ.ადამენკოს (Адаменко В.Н., 1979) სამართლიანი კრიტიკა დაიმსახურა. მან შემოიტანა დაყვანილი ტემპერატურა, რომელიც ითვალისწინებს ადამიანის სითბურ რეჟიმზე მეტეოროლოგიური ფაქტორების გავლენას, ადამიანის მეტაბოლიზმს და სითბოპროდუქციას:

$$Q=T-8,2\sqrt{V} \quad (5.4.2.)$$

სადაც Q-დაყვანილი ტემპერატურაა, T-ჰაერის ტემპერატურაა, V-ქარის სიჩქარეა.

ვ.ადამენკომ დაასაბუთა დაყვანილი ტემპერატურის საზღვრები, როდესაც ხდება დისკომფორტული პირობების ინტენსივობის შეცვლა:

- Q > -20⁰** – კომფორტთან ახლოს;
- 20⁰ > Q > -27⁰** – სუსტი დისკომფორტი, შეზღუდულია ადამიანის ყოფნა ღია ცის ქვეშ;
- 27⁰ > Q > -33⁰** – ზომიერი დისკომფორტი, ირღვევა სისხლის მიმოქცევა სხეულის ქსოვილის ღია ნაწილებში;

-33⁰>Q>-38⁰ – ძლიერი დისკომფორტი, იწყება სისხლის მიმოქცევის სრული შეწყვეტა და ჰიპოთერმია;

-38⁰>Q>-40⁰ – მკაცრი დისკომფორტი, ზღუდავს ხანმოკლე ყოფნასაც კი ჰაერზე სპეციალური ზომების მიღების გარეშე.

ცხრილში 5.4.2. წარმოდგენილია იანვრის თვის ტემპერატურის, ქარის სიჩქარის და მათ საფუძველზე გაანგარიშებული დაყვანილი ტემპერატურები საქართველოს ზოგიერთი პუნქტისათვის. ამავე ცხრილშია მოყვანილი ბოლშანის ინდექსები.

ცხრილი 5.4.2. იანვრის თვის სითბური დისკომფორტის მაჩვენებლები (მ. ელიზბარაშვილი, 1999)

პუნქტი	T ⁰	Va/წმ	Q ⁰	დისკომფორტის ხარისხი	S
მამისონის უღელტეხილი	-12,0	6,6	-32	ზომიერი	4,13
ჯვრის უღელტეხილი	-11,4	2,2	-24	სუსტი	2,32
გაგრის ქედი	-3,9	4,2	-23	სუსტი	2,46
გულაური	-6,7	1,5	-19	კომფორტთანახლო	1,79
კობი	-0,8	1,7	-20	სუსტი	1,93
ფასანაური	-4,1	0,9	-11	კომფორტთანახლო	1,44
შოვი	-5,6	1,1	-13	კომფორტთანახლო	1,59
მესტია	-6,0	0,6	-15	კომფორტთანახლო	1,44
ყაზბეგი, მაღალმთიანი	-15,0	7,0	-35	ძლიერი	4,64
ომალო	-9,1	0,8	-18	კომფორტთანახლო	1,66
მთა-საბუეთი	-3,9	8,8	-30	ზომიერი	3,90
ბახმარო	-5,2	3,0	-21	სუსტი	2,20
ბაკურიანი	-7,2	2,2	-19	კომფორტთანახლო	2,06
ცხრაწყარო	-10,9	6,8	-32	ზომიერი	4,07
ახალქალაქი	-7,2	3,7	-25	სუსტი	3,52

ცხრილის თანახმად ჯვრის უღელტეხილზე, სადაც ჰაერის ტემპერატურა მინუს 11⁰-ზე ნაკლებია, იქმნება სუსტი დისკომფორტის პირობები, მაშინ როდესაც მთა-საბუეთში და ცხრაწყაროზე, სადაც ტემპერატურა მნიშვნელოვნად მეტია, იქმნება ზომიერი დისკომფორტის პირობები, რაც გამოწვეულია ჯვრის ურელტეხილზე ქარის დაბალი სიჩქარით.

დისკომფორტული პირობები მაღალმთიან ზონაში თითქმის მთელი წლის განმავლობაში დაიკვირვება. ასე მაგალითად, მაღალმთიან ყაზბეგში ძლიერი დისკომფორტი იანვრის გარდა აღინიშნება დეკემბერში, თებერვალსა და მარტში. ოქტომბერში, ნოემბერსა და აპრილში დისკომფორტის ინტენსივობა რამდენადმე სუსტდება და ზომიერ ხასიათს ღებულობს. ზომიერი დისკომფორტული პირობები მამისონის უღელტეხილზე და ცხრაწყაროში გრძელდება დეკემ-

ბრიდან მარტის ჩათვლით, შემდეგ კი ყალიბდება სუსტი დისკომფორტი.

5.5. ამინდის კლასები

ზემოდ განხილული კომპლექსური კლიმატური მახასიათებლები ითვალისწინებენ ორი, სამი და ოთხი ცალკეული კლიმატური პარამეტრის ერთდროულ გავლენას. ცხადია, რომ რაც უფრო მეტი კლიმატური მახასიათებელი ერთდროულად იქნება გათვალისწინებული ამა თუ იმ კომპლექსის ფორმირებაში, მით უფრო სრულყოფილი იქნება კომპლექსი, რადგანაც ის თანდათანობით ამინდის რეალურ პირობებს მიუახლოვდება. ამ თვალსაზრისით ყველაზე სრულყოფილ კომპლექსურ კლიმატურ მახასიათებლად უდავოდ შეგვიძლია მივიჩნიოთ ამინდის კლასი. სწორედ ამინდების მთელი მრავალფეროვნების კლასებად დაყოფა უდევს საფუძვლად ფიოდროვ-ჩუბუკოვის ამინდების ცნობილ კლასიფიკაციას.

ამინდების მთელი მრავალფეროვნება ფიოდროვ-ჩუბუკოვის კლასიფიკაციის თანახმად გაერთიანებულია სამ ჯგუფში: უყინვო, ტემპერატურის გადასვლით 0°C -ზე და ყინვიანი. ეს ჯგუფები აერთიანებენ ამინდის 16 კლასს.

I-VII და XVI კლასებში გაერთიანებულია უყინვო ამინდები, VIII და IX კლასებში – ამინდები ტემპერატურის გადასვლით 0°C -ზე და X-XV კლასებში – ყინვიანი ამინდები (ცხრილი 5.5.1).

უყინვო ამინდებში, რომლებიც უმეტეს შემთხვევაში დაკავშირებულია დადებით რადიაციულ ბალანსთან, შეიძლება გამოიყოს მზიანი და ღრუბლიანი ამინდი. I-III კლასების ამინდი წარმოიქმნება ანტიციკლონის პირობებში ტემპერატურის ნორმალური დღე-ღამური სვლის დროს, რომელთანაც კარგადაა ადაპტირებული ადამიანის ორგანიზმი.

V კლასის ამინდი (მზიანი, მოღრუბლული ღამით) ხშირად განპირობებულია ატმოსფერული ფრონტის გავლით ღამით, ხოლო ზღვისპირა რაიონებში, ერთგვაროვანი ჰაერის მასის პირობებშიც – ღამით წლის თბილ პერიოდში არამდგრადი მდგომარეობისას ჰაერის გადაადგილებით შე-

დარებით უფრო თბილი ზღვის ზედაპირიდან ხმელეთის ზედაპირზე.

ცხრილი 5.5.1. ამინდის კლასების კლიმატორეკრავიული შეფასება ჯანმრთელი ადამიანის ყოფნისათვის ღია ჰაერზე შეუზღუდევლად. ნაწილობრივი შეზღუდვით და შეზღუდვით დასვენებისა და ტურიზმის თვალსაზრისით

შ ე ზ ღ უ ღ უ ლ 0	
<p>I კლასი IV და V კლასები XVI კლასი VII და VIII კლასები XIII კლასი XIV და XV კლასები</p>	<p>ძალიან მშრალი და ძალიან ცხელი (საშუალო ინტენსიური, ინტენსიური, მკაცრი, უკიდურესად მკაცრი). მოღრუბლული დღისით. მცირედრუბლიანი ღამით და ღრუბლიანი ღამით. მოწმენდილი დღისით. ნალექი დღისით და ღამით >10მმ.</p> <p>ძალიან ცხელი და ძალიან ნოტიო (ნოტიო ტროპიკული). წვიმიანი, ღრუბლიანი და ტემპერატურის გადასვლით 0⁰-ზე. ნალექები დღისით 1 მმ. ღამით 10 მმ.</p> <p>ძლიერ ყინვიანი. ქარის სიქარე >4 მ/წმ-ის დროს. მკაცრი და უკიდურესად ყინვიანი</p>
<p>ყველა კლასისათვის ერთ-ერთი აბმოსაზრდელი მოვლენის დროს:</p> <p>ა) ქარის სიქარე ფლუგერით 9 მ/წმ; ბ) ნისლი დღისით 3 საათზე მეტი ხანგრძლივობით; გ) ინტენსიური ჭექა-ქუხილი; დ) მტკრიანი ქარბუქი; ე) თოვლჭყაპი >1 მმ. ღამით >10მმ; ვ) ლიჰინვა.</p>	
6 ა წ 0 ღ ო ბ რ 0 ვ შ ე ზ ღ უ ღ უ ლ 0	
<p>I კლასი IV კლასი VII კლასი XII კლასი</p>	<p>ძალიან მშრალი და ძალიან ცხელი, სუსტი ინტენსივობით. დღისით მოღრუბლული. ღამით მცირედრუბლიანი. ნალექი დღისით 1.1 – 10.0 მმ. წვიმიანი, ნალექი ღამით 1-დან 10 მმ-მდე. ძლიერ ყინვიანი ქარის სიქარის 4 მ/წმ დროს.</p> <p>ყველა კლასისათვის ქარის სიქარე ფლუგერით 7-8 მ/წმ</p>
შ ე უ ზ ღ უ ღ ვ ე ლ 0	
<p>II კლასი III კლასი IV კლასი V კლასი VI კლასი VII და VIII კლასები IX კლასი X, XI და XII კლასები</p>	<p>ზომიერად მშრალი. მცირედრუბლიანი. დღისით მოღრუბლული. ღამით მცირედრუბლიანი. ნალექები <1 მმ. ღამით ღრუბლიანი უნალექოთ. მოღრუბლული უნალექოთ. წვიმიანი და ამინდი ტემპერატურის გადასვლით 0⁰-ზე. მოღრუბლული დღისით. <1 მმ ნალექის დროს. მზიანი ამინდი ტემპერატურის გადასვლით 0⁰-ზე. ყინვიანი ამინდები</p> <p>ქარის სიქარე 0-6 მ/წმ ამინდის ყველა კლასისათვის</p>

დღისით მოღრუბლული ამინდი (IV კლასი) უნალექოდ და ნალექით აღინიშნება ფრონტის გავლის დროს მოცემულ ტერიტორიაზე, მაგრამ უფრო ხშირად დაიკვირვება ჰაერის მასის ტრანსფორმაციის პერიოდში (გათბობის), რომელიც მიმდინარეობს შედარებით დაბალ ენერგეტიკულ ბა-

ზაზე, რაც დამახასიათებელია შუა განედების სარტყლისათვის წლის თბილ პერიოდში.

მოდრუბლული (VI კლასი) და მითუმეტეს წვიმიანი (VII კლასი) ამინდები, ჩვეულებრივ, ფრონტალური წარმოშობისაა და თან სდევს უმეტესი მეტეოროლოგიური ელემენტების არაპერიოდული ცვალებადობა, რომლის დროსაც წარმოიშვება მეტეოპათიური რეაქციები და მწვავედება ზოგიერთი ქრონიკული დაავადება.

ძალიან ცხელი და ძალიან ნოტიო ამინდი (ნოტიოტროპიკული) (XVI კლასი), დღე-ღამური ტემპერატურით $> 22.5^{\circ}\text{C}$ და საშუალო დღე-ღამური შეფარდებითი სინოტივით $> 80\%$ დამახასიათებელია სითბოსა და სინოტივის ერთობლივი სიჭარბით.

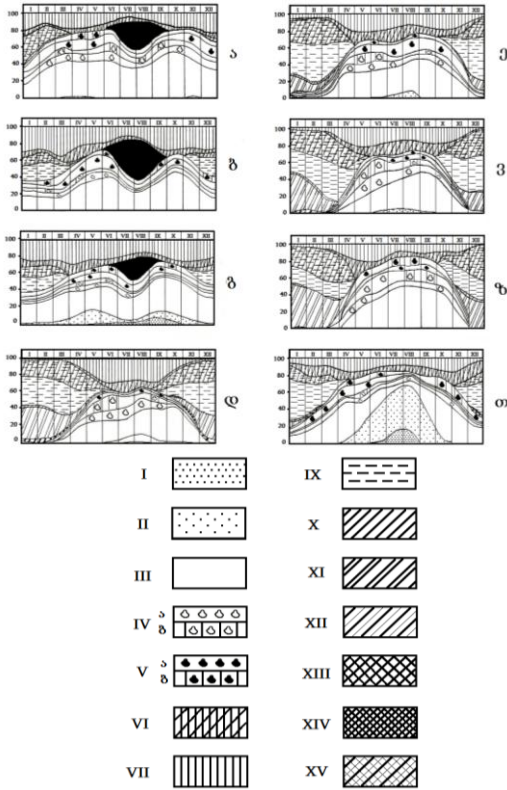
ამინდი, როდასაც ტემპერატურა გადადის 0°C -ზე, ჩვეულებრივ შეესაბამება პირობებს, როდესაც დღე-ღამური რადიაციული ბალანსი ახლოა წლიურთან და შეიძლება იყოს როგორც ღრუბლიანი (VII კლასი), ისე მზიანი (IX კლასი).

VIII კლასის ამინდი, ხშირად ნალექით და ქარით, ჩვეულებრივ განპირობებულია ატმოსფერული ფრონტის გაგლით. ამიტომ, ასეთი ამინდის დროს, განსაკუთრებით შემოდგომით, შეიძლება წარმოიშვას უარყოფითი მეტეოტროპული რეაქციები.

მზიანი ამინდი ტემპერატურის გადასვლით 0°C (IX კლასი) წარმოიშვება, როგორც წესი, ანტიციკლონალურ პირობებში.

ნახ.5.5.1-ზე წარმოდგენილია ამინდთა კლასების განმეორადობის წლიური სველა საქართველოს 8 პუნქტისათვის, უმთავრესად კურორტებისათვის, რასაც პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს. მოტანილი გრაფიკებიდან მარტივი გამოსათვლელია თუ რა ალბათობით არის მისალოდნელი ნებისმიერი კლასის ამინდი ამა თუ იმ თვეში.

საქართველოში დაიკვირვება ამინდების 13 კლასი. მათი განაწილება, განმეორადობა და მდგრადობა დამოკიდებულია ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებზე და წლის სეზონზე. I კლასის ამინდების განმეორადობა შავი ზღვის სანაპიროზე არ აღემატება 1-2 დღეს, ხოლო კოლხეთის ბარის სიღრმეში 10-11 დღეს აღწევს.



ნახ. 5.5.1. ამინდების კომპლექსური დახასიათება: ა)-გაგრა; ბ)-ქობულეთი; გ)-წყალტუბო; დ)-ბახმარო; ე)-ბორჯომი; ვ)-აბასთუმანი; ზ)-შოვი; თ)-თბილისი. ამინდთა კლასები შეესაბამება ცხრილ 5.4.1-ს. A-უნაღეკო ამინდი; B-ნაღეკიანი ამინდი

ასეთი ამინდების მდგრადობა, ანუ ხანგრძლივობა არ აღემატება 2-3 დღეს. II კლასის ამინდები ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის ბარში დაიკვირვება მთელი წლის განმავლობაში. მათი განმეორება სანაპირო ზოლში 8-17 დღეს, კოლხეთის ბარის სიღრმეში-35-ს, ქვემო ქართლის ბარში-40-ს, კახეთში-48-ს შეადგენს. ამ კლასის ამინდების მდგრადობა საშუალოდ 5-7 დღეს შეადგენს. III კლასის ამინდები წლის ცივ პერიოდში განსაკუთრებით მკვეთრად არის გა-

მოხატული სანაპირო რაიონებში და კოლხეთის ბარში (47-64 დღე), რამდენადმე იშვიათად-აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში (17-35 დღე). თბილი პერიოდის განმავლობაში ამ კლასის ამინდები დამახასიათებელია საქართველოს ყველა სიმაღლითი ზონოსათვის. მათი მდგრადობა მაქსიმუმს ზაფხულში აღწევს(10-18 დღე). IV კლასის ამინდები დამახასიათებელია საშუალო და მაღალმთიანი ზონებისათვის თბილი პერიოდის განმავლობაში. ასეთი ამინდები არამდგრადია. V კლასის ამინდების განაწილების ხასიათი შეესაბამება III კლასის ამინდების განაწილებას. ზამთარში მთებში მას ხშირად IX კლასის ამინდი ცვლის. VI და VII კლასის ამინდები წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში საქართველოს თითქმის მთელ ტერიტორიაზე აღინიშნება, მაღალმთიანი ზონის გარდა. მათი მდგრადობა ზოგჯერ 7 დღეს აღწევს. XVI კლასის ამინდი დამახასიათებელია შავი ზღვის სანაპირო ზოლისა და კოლხეთის ბარისათვის ივნისიდან სექტემბრის ჩათვლით. შავი ზღვის სანაპიროს ჩრდილოეთ ნაწილში და კოლხეთის ბარში ზაფხულში ამ კლასის ამინდი შესაძლოა 7-8 დღის, ხოლო ცენტრალურ და სამხრეთ სანაპირო რაიონებში-14-16 დღის განმავლობაში გაგრძელდეს. VIII კლასის ამინდი გაბატონებულია საქართველოს მთისწინეთში და საშუალო მთის ზონაში წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში. მისი მდგრადობა აქ 6-7 დღეა. დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში ამ კლასის ამინდი ნაკლებად მდგრადია (3-4 დღე).

დიდი მდგრადობით ხასიათდება IX კლასის ამინდები. კავკასიონის საშუალო მთის ზონაში მათი ხანგრძლივობა 17-19, სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში-13-14, აღმოსავლეთ საქართველოში-9-10, ხოლო დასავლეთ საქართველოს ბარში-მხოლოდ 3 დღეა. X, XI კლასის ამინდები უმთავრესად ზამთარში აღინიშნება და მათი განმეორადობა მაღალმთიან ზონაში 12-15, ხოლო სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში-7-8 დღეს შეადგენს. XII კლასის ამინდები არ არის დამახასიათებელი საქართველოსათვის, ისინი იშვიათად აღინიშნება კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში და სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში, სადაც მათი განმეორადობა 2-12%-ია, ხოლო მდგრადობა 5-6 დღეა.

თაზი 6. ნიადაგების კლიმატი

6.1 სითბოცვლა სისტემა ნიადაგ-ატმოსფეროში

დედამიწის ზედაპირზე მოსული მზის რადიაცია განაპირობებს ქვეფენილი ზედაპირის სითბურ რეჟიმს. გამთბარი დედამიწის ზედაპირიდან სითბო გადაეცემა ატმოსფეროს. სითბოს გადატანა ნიადაგიდან ატმოსფეროსკენ ხორციელდება მოლეკულური სითბოგამტარობის, ტურბულენტური შერევის, სითბური კონვექციის, რადიაციული სითბოგამტარობის, და ტენის აორთქლებისა და შენდგოში კონდენსაციის გზით.

ჩამოთვლილი პროცესებიდან წამყვანი როლი ტურბულენტურ შერევას და სითბური კონვექციას ეკუთვნის. ძირითადად ამ პროცესების გავლენით ყალიბდება ნიადაგის და ატმოსფეროს ტემპერატურათა თანაფარდობა, რაც წრფივი ფუნქციით გამოისახება (ე.ელიზბარაშვილი, თ.ხელაძე, ზ.ჭავჭავანიძე, ნ.სულხანიშვილი, 1992):

$$T_b = kT_n + T_{bo} \quad (6.1.1)$$

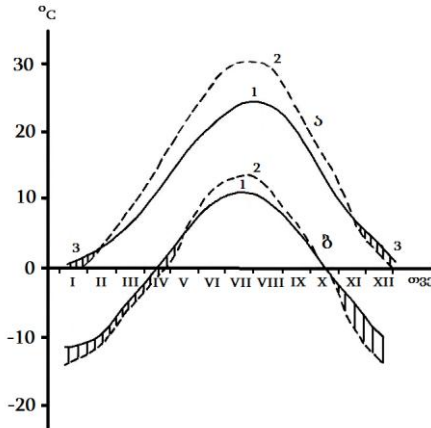
სადაც T_b -ჰაერის ტემპერატურაა, T_n -ნიადაგის ტემპერატურაა, k -კოეფიციენტი, ხოლო T_{bo} - ჰაერის ტემპერატურა, როდესაც ნიადაგის ტემპერატურა ნულის ტოლია(იხ. ცხრილი 6.1.1).

ცხრილი 6.1.1. პარამეტრები (6.1.1) ფორმულისათვის და კორელაციის კოეფიციენტი (ე.ელიზბარაშვილი, თ.ხელაძე, ზ.ჭავჭავანიძე, ნ.სულხანიშვილი, 1992)

პარამეტრი	თვეები			
	I	IV	VII	X
k	0,85	0,86	1,04	1,00
T_{bo}	0,72	-0,85	-5,70	-0,98
R	0,96	0,95	0,93	0,95

მთლიანად საქართველოს ტერიტორიაზე წლის უმეტესი დროის განმავლობაში, როდესაც რადიაციული ბალანსი დადებითია, ნიადაგი ჰაერთან შედარებით თბილია, ხოლო ზამთარში ნიადაგი გამოსხივების გამო კარგავს სითბოს და

ჰაერზე მეტად ცივდება. მაგალითად, ნახ.6.1.1-დან ჩანს, რომ თბილისში ნიადაგის ტემპერატურა დაახლოებით თებერვლის შუა რიცხვებიდან ნოემბრის შუა რიცხვებამდე აღემატება ჰაერის ტემპერატურას. წლის დანარჩენ დროს აღინიშნება შებრუნებული სურათი- ჰაერის ტემპერატურა აღემატება ნიადაგის ტემპერატურას, ანუ ადგილი აქვს უარყოფით სითბოცვლას. თითქმის ანალოგიური მდგომარეობაა ბათუმსა და დედოფლისწყაროში. ჯვრის უღელტეხილზე, ზღვის დონედან 2395მ სიმაღლეზე, ჰაერი თბება ხანმოკლე პერიოდის განმავლობაში-მაისის დასასრულიდან ოქტომბრის დასასრულამდე, წლის უმეტესი დროის განმავლობაში კი გაბატონებულია უარყოფითი სითბოცვლა. წნორში, რუსთავეში, მარნეულში, სამგორში, იორმუდანლოში და სხვა თბილი მშრალი ჰავისა და ნიადაგების პირობებში უარყოფითი სითბოცვლა არ აღინიშნება. ასეთი განსხვავებანი ნიადაგ-ატმოსფეროს სისტემის თერმული რეჟიმის ჩამოყალიბებაში განპირობებულია ნიადაგების განსხვავებული სითბური თვისებებით ნიადაგსა და ატმოსფეროს შორის დადებითი და უარყოფითი სითბოცვლის პერიოდების ცვლილება სიმაღლის და ნიადაგის ტიპის მიხედვით კარგად ჩანს აჭარის მონაცემებით შედგენილი ცხრილიდან 6.1.2.



ნახ.6.1.1. ჰაერის(1) და ნიადაგის ზედაპირის(2) ტემპერატურების წლიური სვლა თბილისში(ა) და ჯვრის უღელტეხილზე(ბ); 3-უარყოფითი სითბოცვლა

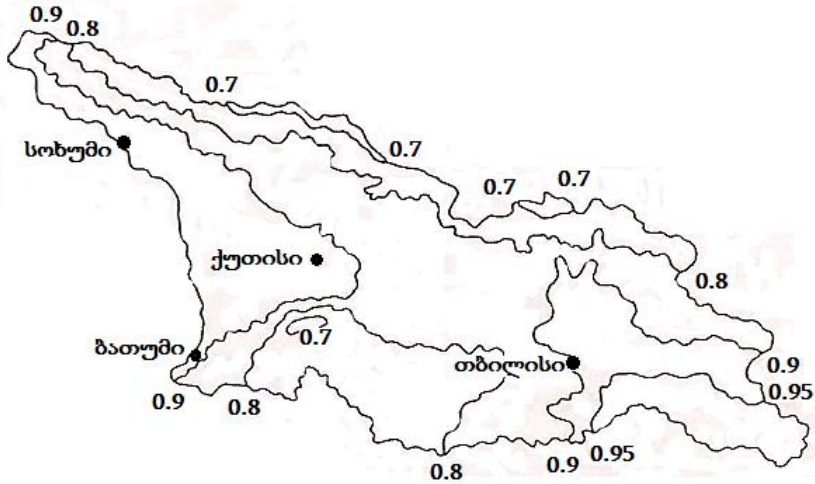
**ცხრილი 6.1.2. ნიადაგსა და ატმოსფეროს შორის დადებითი და უარყოფითი სითბოცვლის პერიოდები
(Elizbarashvili E., Elizbarashvili M., Chelidze N.Z., Kamadadze C.J., 2015)**

პუნქტი	სიმაღლე, მ	ნიადაგის ტიპი	დადებითი სითბოცვლა	უარყოფითი სითბოცვლა
ბათუმი	5	ალუვიური უკარბონატო	მარტი-ოქტომბერი	ნოემბერ-თებერვალი
ჭარნალი	310	ალუვიური უკარბონატო	აპრილი-სექტემბერი	ოქტომბერ-მარტი
მახინჯაური	15	წითელმიწა	მარტი-ოქტომბერი	ნოემბერ-თებერვალი
ჩაქვა	30	წითელმიწა	მარტი-სექტემბერი	ოქტომბერ-თებერვალი
ცეცხლაური	82	წითელმიწა	აპრილი-ოქტომბერი	ნოემბერი-მარტი
ალამბარი	192	წითელმიწა	აპრილი-სექტემბერი	ოქტომბერ-მარტი
ქობულეთი	7	შლამიანი ჭაობის	აპრილი-ნოემბერი	დეკემბერი-მარტი
ქედა	256	ტყის მურა	აპრილი-სექტემბერი	ოქტომბერ-მარტი
ხული	923	ტყის მურა	მარტი-ოქტომბერი	ნოემბერ-თებერვალი

ცხრილი 6.1.2-დან ჩანს, რომ ნიადაგსა და ატმოსფეროს შორის დადებითი და უარყოფითი სითბოცვლის პერიოდების დადგომაში გადამწყვეტი მნიშვნელობა არა ადგილის სიმაღლეს, არამედ ნიადაგის ტიპს აქვს. კერძოდ, აჭარის მთიან ზონაში (ხულო) დადებითი სითბოცვლის პერიოდი 8 თვის განმავლობაში გრძელდება, მარტიდან ოქტომბრის ჩათვლით, ხოლო შავი ზღვის სანაპიროზე (ჩაქვა) და აგრეთვე შედარებით დაბალ ადგილებში 7 თვის განმავლობაში გრძელდება. ხულოში დადებითი სითბოცვლის პერიოდის დიდი ხანგრძლივობა ნიადაგის გათბობის კოეფიციენტის მაღალი მნიშვნელობით აიხსნება. ნიადაგის გათბობის კოეფიციენტი წარმოადგენს ნიადაგის ზედაპირზე უყინვო პერიოდის ხანგრძლივობის შეფარდებას ასეთივე პერიოდის ხანგრძლივობასთან ჰაერში.

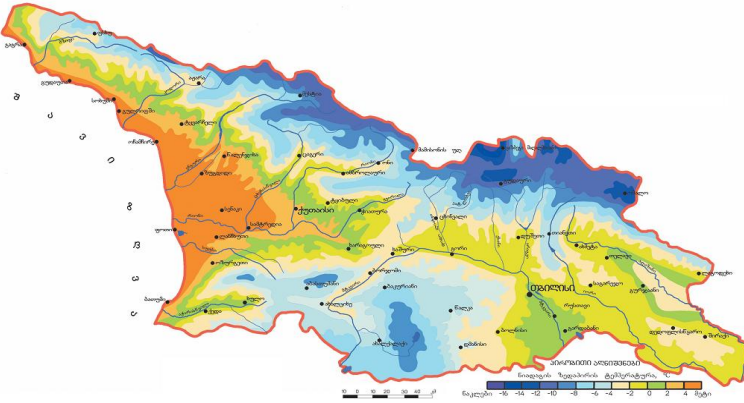
უყინვო პერიოდის ხანგრძლივობა ნიადაგის ზედაპირზე ნაკლებია ასეთივე პერიოდის ხანგრძლივობაზე ჰაერში. მათი შეფარდება საქართველოს ტერიტორიაზე იცვლება 0.65-0.95 ფარგლებში. ის ახასიათებს ნიადაგის გათბობის სიჩქარე

რეს და ამიტომაც მას ნიადაგის გათბობის კოეფიციენტს უწოდებენ (ნახ. 6.1.2).

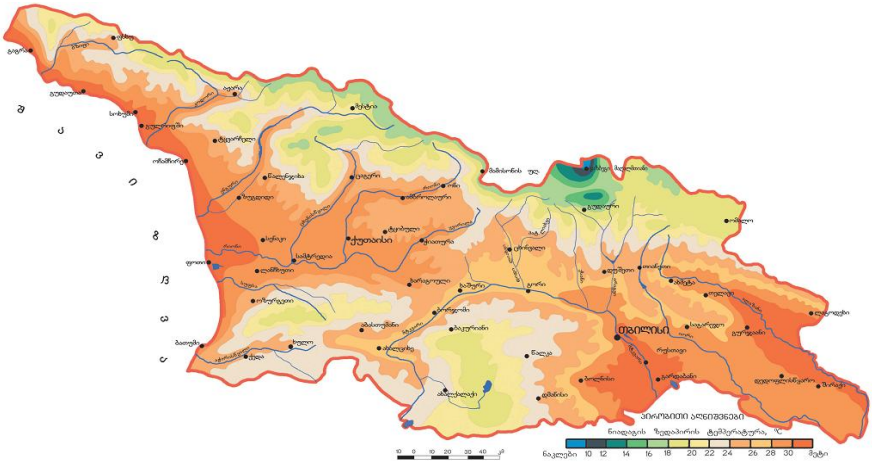


ნახ. 6.1.2. ნიადაგის გათბობის კოეფიციენტი (Elizbarashvili E.Sh., Elizbarashvili M.E., Maglkelidze R.V., Sulkhanishvili N. G., Elizbarashvili Sh. E., 2007)

როგორც ნახ. 6.1.2-დან ჩანს, ნიადაგის გათბობის კოეფიციენტი შავი ზღვის სანაპიროზე დაახლოებით 0.9-ს ტოლია, კოლხეთის დაბლობზე ოდნავ იზრდება, ხოლო უდიდეს მნიშვნელობებს აღმოსავლეთ საქართველოს სტეპებში და ნახევრადუდაბნოებში აღწევს (0.95 და მეტი). მთებში ნიადაგის გათბობის კოეფიციენტი კლებულობს და კავკასიონზე 0.8-ზე ნაკლებია, ხოლო უმცირეს მნიშვნელობას (0.7-ზე ნაკლები) დასავლეთ საქართველოს ყველაზე ტენიან რაიონებში და გლაციალურ-ნივალურ ზონაში დებულობს. ნიადაგის გათბობის კოეფიციენტი საკმაოდ კარგად ახასიათებს ტერიტორიის ძირითად კლიმატურ თავისებურებებს. სწორედ გათბობის კოეფიციენტის შესაბამისად ნიადაგის ზედაპირის ყველაზე მაღალი ტემპერატურები ზაფხულში აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში და კოლხეთის დაბლობზე აღინიშნება (ნახ. 6.1.3 და ნახ. 6.1.4).



ნახ. 6.1.3. ნიდაგის ზედაპირის ტემპერატურა. იანვარი. (ე.ელიზბარაშვილი, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)

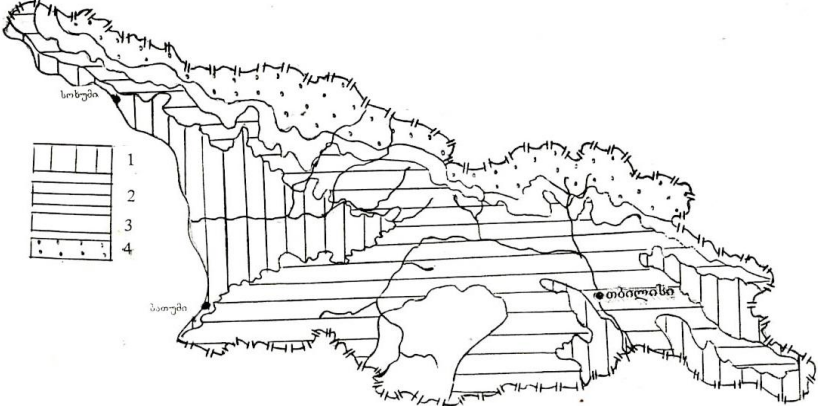


ნახ. 6.1.4. ნიდაგის ზედაპირის ტემპერატურა. ივლისი. (ე.ელიზბარაშვილი, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)

ნახ. 6.1.3-ის თანახმად იანვარში ყველაზე მაღალი ნიდაგის ზედაპირის ტემპერატურა შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის დაბლობზეა, სადაც 4° -ს აღემატება. შიდა და ქვემო ქართლის, აგრეთვე კახეთის ბარში იანვრის ტემპერატურა მინუს 2° პლუს 2° ფარგლებშია, ალაზნის ველზე კი

მინუს 4⁰ დაბლა ჩადის. სამხრეთ საქართველოს მთიანეთში ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა მინუს 12⁰-მდე კლებულობს, ხოლო კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში მინუს 16⁰-მდე კლებულობს. ნახ. 6.13-ის თანახმად ივლისში ყველაზე თბილი ქვემო ქართლის, ალაზნის ველის და შავი ზღვის სანაპიროს ნიადაგებია. აქ ივლისში ნიადაგის ზედაპირის საშუალო თვიური ტემპერატურა 30⁰-ს აღემატება. კოლხეთის დაბლობზე და აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში ტემპერატურა 26-30⁰-ფარგლებში მერყეობს, სამხრეთ საქართველოს მთიანეთში და მესხეთის ქედზე ტემპერატურა 16⁰-მდე, ხოლო კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში 10-14⁰-მდე ეცემა.

ნახ.6.15-ზე წარმოდგენილია საქართველოს ნიადაგების გეოთერმული დარაიონების რუკა. როგორც ჩანს საქართველოს ტერიტორიაზე გამოყოფილია ოთხი გეოთერმული რაიონი-მეტად თბილი, თბილი, ზომიერად თბილი, ზომიერი და ცივი ნიადაგების რაიონები.



ნახ.6.15. საქართველოს გეოთერმული რაიონები: 1-მეტად თბილი ნიადაგები; 2- თბილი ნიადაგები; 3-ზომიერად თბილი ნიადაგები; 4-ზომიერი და ცივი ნიადაგები

ძალიან თბილ ნიადაგებს უკავია კოლხეთის ბარის თითქმის მთელი ტერიტორია და მთისწინეთის ნაწილი, აგრეთვე ალაზნის ვაკე, ივრის ზეგნისა და ქვემო ქართლის ვაკის ნაწილები. აქ ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში (აპრილი-ოქტომბერი) აღ-

ემატება 22⁰-ს, ხოლო 20სმ სიღრმეზე ტემპერატურა აღემატება 20⁰-ს. მეტად თბილი ნიადაგები გავრცელებულია საქართველოს ტერიტორიის უდიდეს ნაწილზე კავკასიონისა და სამხრეთ საქართველოს მთიანეთის მთისწინეთის ჩათვლით, იმერეთის მაღლობზე, შიდა ქართლის ვაკეზე და ა.შ. ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა აქ 15-20⁰-ია, ხოლო 20სმ სიღრმეზე ტემპერატურა აღემატება 20⁰-ს. თბილი ნიადაგები გავრცელებულია კავკასიონის ქედის ვიწრო ზოლში და აგრეთვე საქართველოს სამხრეთი მთიანეთის მნიშვნელოვან ნაწილზე, სადაც ტემპერატურა წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში როგორც ნიადაგის ზედაპირზე, ისე 20სმ სიღრმეზე შეადგენს 10-15⁰-ს. კავკასიონის მთავარი ქედის მნიშვნელოვანი ნაწილი უკავია ზომიერად თბილ და ცივ ნიადაგებს, სადაც ტემპერატურა ნიადაგის ზედაპირზე 10⁰-ზე ნაკლებია, ხოლო 20სმ სიღრმეზე 0-10⁰-ს შეადგენს.

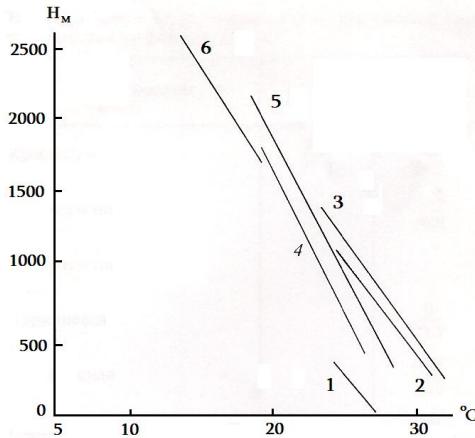
6.2. ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის დამოკიდებულება ადგილის სიმაღლეზე და მორფოგრაფიულ ფაქტორებზე

ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა, ისევე როგორც ჰაერის ტემპერატურა სიმაღლის მიხედვით კანონზომიერად კლებულობს. ეს კარგად ჩანს ნახ.6.2.1-დან, სადაც წარმოდგენილია ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით ივლისის თვეში სხვადასხვა ტიპის ნიადაგებისათვის.

ზამთარში და გარდამავალ სეზონებში მსგავსი დამოკიდებულებები შედარებით ნაკლებად არის გამოხატული, მაგრამ მთლიანობაში ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით კარგად აღიწერება შემდეგი სახის წრფივი ფუნქციით:

$$T_n = T_o - \gamma H, \quad (6.2.1)$$

სადაც T_n -ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურაა, H -სიმაღლეა ზღვის დონედან მეტრებში, T_o -ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურაა ზღვის დონეზე, ხოლო γ -ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტია ყოველ 1მ სიმაღლეზე.



ნახ.6.2.1. ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით იელისში სხვადასხვა ტიპის ნიადაგებისათვის.: 1- წითელმიწები; 2- შავმიწები; 3-ყავისფერი; 4- ტყის მურა; 5- ნეშომპალა-კარბონატული; 6-მთის-მდელო ნიადაგები (Elizbarashvili E. Sh., Urushadze T. F., Elizbarashvili M. E., Elizbarashvili Sh. E., Schaefer M. C., 2010)

ცხრილი 6.2.1. (6.2.1)-ფორმულის პარამეტრები სხვადასხვა ტიპის ნიადაგებისთვის

ნიადაგის ტიპი	იანვარი		იელისი		სადგურების რიცხვი
	T_o	γ	T_o	γ	
წითელმიწა	6.0	0.01	27.0	0.005	10
შავმიწა	1.6	0.005	35.0	0.01	5
ყავისფერი	2.5	0.005	33.4	0.007	6
ტყის მურა	3.2	0.008	28.5	0.005	16
ნეშომპალა-კარბონატული	5.0	0.008	30.6	0.005	14
მთის მდელოს	1.0	0.006	19.3	0.006	6

(6.2.1)-ფორმულის პარამეტრები მოცემულია ცხრილში 6.2.1.

საყურადღებოა, რომ ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი არსებითად დამოკიდებულია ნიადაგის ტიპზე და აგრეთვე წლის სეზონზე. წითელმიწებისათვის, ტყის მურა და ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგები

ისათვის გრადიენტი უდიდესი იანვარშია და ყოველ 100მ სიმაღლეზე 0.8-1.0⁰-ია. შავმიწა და ყავისფერი ნიადაგებისთვის კი გრადიენტი უდიდესი ივლისშია და 0.7-1.0⁰-ს შეადგენს. იანვარში ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის უმცირესი გრადიენტები დამახასიათებელია შავი და ყავისფერი ნიადაგებისთვის (0.5⁰), ხოლო ივლისში-წითელმიწებისათვის, ტყის მურა და ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგებისთვის (0.5⁰ ყოველ 100მ-ზე).

ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის ცვლილების ასეთი ხასიათი კარგად შეესაბამება ჰაერის ტემპერატურის ცვლილების კანონზომიერებებს და საქართველოს კლიმატური თავისებურებებით აიხსნება (Элизбарашвили Э.Ш., 1978; ელიზბარაშვილი ე., 2007). კერძოდ, ზამთრის თვეებში აღმოსავლეთ საქართველოში, სადაც გავრცელებულია ყავისფერი და შავმიწა ნიადაგები, ატმოსფეროს ანტიციკლონალური მდგომარეობის დროს ძლიერდება ევექტური გამოსხივება და ტემპერატურული ინვერსიები, რომლებიც იმდენად მძლავრია, რომ მრავალწლიან რეჟიმშიც კი ჰაერის ტემპერატურა 1000-1200მ სიმაღლეზე ფენაში მის ქვემოდ განლაგებული ფენების ტემპერატურას აღემატება. აღნიშნულ ფენაში ჰაერის ტემპერატურის ინვერსიის სიდიდე 0.2-0.7-ს შეადგენს, რის გამოც ჰაერის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი საერთოდ კლებულობს. ამასთან დაკავშირებით და აგრეთვე აღმოსავლეთ საქართველოსათვის დამახასიათებელი ნიადაგსა და ატმოსფეროს შორის უარყოფითი სითბოცვლის გამო (Elizbarashvili E.Sh. end all, 2007) კლებულობს ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურაც. დასავლეთ საქართველოში, სადაც გავრცელებულია წითელმიწები და ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგები, ინვერსია წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში ყალიბდება, რისი მიზეზიც ზამთრის განმავლობაში ზღვაზე ჩამოყალიბებული თბილი ჰაერის მასების გადმონაცვლებაა. ამ დროს თბილი ნაკადის ქვედა ფენები სითბოს ნაწილს ქვეფენილ ზედაპირს გადასცემს და უფრო მეტად ცივდება, ვიდრე ზედა ფენები. ამიტომ ჰაერის და ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის გრადიენტები მცირდება.

რელიეფის ფორმის გავლენა ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურაზე ექვემდებარება ავოეიკოვის კანონს, რომლის თანახმადაც რელიეფის დადებითი ფორმები ზრდიან ტემპერატურის წლიურ და დღეღამურ ამპლიტუდებს, ხოლო უარყოფითი ფორმები ამცირებენ ამავე ამპლიტუდებს.

ცხრილში 6.2.2 წარმოდგენილია ზღვის დონეზე დაყვანილი, ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურები სხვადასხვა მორფოგრაფიულ პირობებში.

ცხრილი 6.2.2. ზღვის დონეზე დაყვანილი ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურები სხვადასხვა მორფოგრაფიულ პირობებში. °C (მ. ელიზბარაშვილი, 1999)

რელიეფის ფორმა	თვეები				გამოყენებული სადგურების რიცხვი
	I	I	II	X	
სამხრეთის ექსპოზიციის მთის მაკროფერდობი, დახრილობა 6-8 ⁰	3.5	15.8	28.2	16.4	12
ჩრდილოეთის ექსპოზიციის მთის მაკროფერდობი, დახრილობა 3-7 ⁰	3.3	15.3	27.5	16.1	6
ზეგანი	4.6	16.0	28.1	17.0	10
ქვაბული	3.3	16.9	29.3	16.6	10
მთათაშორისი ბარი	2.8	15.8	28.6	16.2	8
ზღვისპირა დაბლობი	5.3	16.6	28.4	17.5	14

ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ შემოდგომაზე და ზამთარში ზეგნები და ზღვისპირა დაბლობები მთის ფერდობზე, ქვაბულზე და მთათაშორის ბარზე შედარებით 0.5-2.5⁰-ით თბილია. გაზაფხულის განმავლობაში ქვაბულები სწრაფად თბება და ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა იქ რელიეფის სხვა ფორმებზე 0.7-1.5⁰-ით მეტია, ზაფხულის ტემპერატურები რამდენადმე მაღალია მთათაშორისი ბარის და ზღვისპირა დაბლობების პირობებში, ხოლო მინიმალურია მთის ფერდობებზე და ზეგნებზე. სხვაობები ვლინდება აგრეთვე ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურებს შორის სხვადასხვა ექსპოზიციის ფერდობებზე. ამავე კანონზომიერებებს ექვემდებარება ჰაერის ტემპერატურის განაწილება სხვადასხვა მორფოგრაფიულ პირობებში.

ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის მაქსიმალური წლიური ამპლიტუდა დამახასიათებელია ქვაბულებისა და მთათაშორისი ბარისათვის და დაახლოებით 26⁰-ს შეადგენს, მინიმალური ამპლიტუდა კი (23⁰) დამახასიათებელია ზღვისპირა დაბლობის ნიადაგებისთვის. ტემპერატურის მინიმალური ამპლიტუდა ზღვისპირა დაბლობებზე კოლხეთის დაბლობის ნიადაგ-კლიმატური პირობებით აიხსნება, სადაც ნიადაგები წყლის დიდ რაოდენობას შეიცავს და ამიტომაც ძლიერი ინერციით ხასიათდება, რის გამოც მათი გათბობა და გაცივება, სხვა მორფოგრაფიულ პირობებში განლაგებულ ნიადაგებთან შედარებით ნელა ხდება.

აქ მოყვანილი მონაცემები ყოველთვის არ შეესაბამება ა.ვოეიკოვის კანონს, რადგანაც ის განიხილავდა ტემპერატურის დღელამურ ამპლიტუდებს ძირითადად ვაკე რელიეფისათვის, ხოლო ჩვენ განვიხილეთ იგლისის და იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურების სხვაობები, რაც ყოველთვის არ არის წლიური ამპლიტუდა, მითუმეტეს რთულ მორფოგრაფიულ პირობებში. ნიადაგის საშუალო წლიური ტემპერატურა პრაქტიკულად აღემატება ჰაერის ტემპერატურას, ხოლო ზღვისპირა დაბლობზე ზამთრის თვეებშიც კი აღემატება, რის გამოს ნიადაგები ნელა ცივდება.

6.3. სხვადასხვა ტიპის ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურული რეჟიმი

ზემოდ მიღებული რეგრესის განტოლებისა (6.2.1) და ცხრილში(6.2.1) წარმოდგენილი პარამეტრების გამოყენებით გამოანგარიშებული სხვადასხვა ტიპის ნიადაგების ზედაპირის ტემპერატურები სტანდარტული სიმაღლეებისთვის წარმოდგენილია ცხრილში 6.3.1.

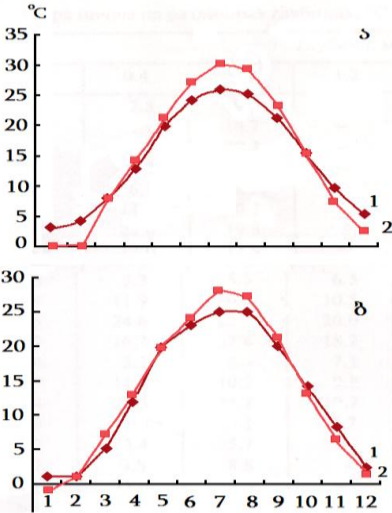
ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ ზაფხულში 500მ სიმაღლემდე ყველაზე კარგად თბება ყვითელი და შავმიწა ნიადაგები, 500-1500 მ სიმაღლე ინტერვალში განსაკუთრებით თბილია ყავისფერი და ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგები, ხოლო შედარებით ცივია წითელმიწები და ტყის მურა ნიადაგები. აღნიშნული სიმაღლეების მაღლა ყველაზე თბილი ნეშომპალა-კარბონატული, ხოლო ყველაზე ცივი შავმიწა ნიადაგებია. ზამთარში 500მ სიმაღლემდე ყველაზე თბი-

ლი წითელმიწები და ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგებია, ხოლო 500-1500მ ინტერვალში-ტყის ყავისფერი ნიადაგები. ამავე მაღლივ ინტერვალში ყველაზე ცივი ტყის მურა ნიადაგებია. 1500 მ-ზე მაღლა თბილია შავმიწები, ხოლო ცივი ნეშომპალა-კარბონატული და მთა-მდელოს ნიადაგებია.

ცხრილი 6.3.1. სხვადასხვა ტიპის ნიადაგების ზედაპირის ტემპერატურები სტანდარტულ სიმაღლეებზე

ნიადაგი	თვე	ადგილის სიმაღლე, მ					
		0	500	1000	1500	2000	2500
წითელმიწა	იანვარი	6.0	1.0				
	ივლისი	27.0	24.5				
შავმიწა, დაბლობის	იანვარი		-1.0				
	ივლისი		30.0				
შავმიწა, მთის	იანვარი			-3.7	-6.3	-9.0	
	ივლისი			25.0	20.2	15.0	
ყავისფერი	იანვარი		0	-2.5	-5.0		
	ივლისი		29.9	26.4	22.9		
ტყის მურა	იანვარი		-0.8	-4.9	-8.9		
	ივლისი		26.0	23.5	21.0		
ნეშომპალა-კარბონატული	იანვარი		1.0	-3.0	-7.0	-11.0	
	ივლისი		28.0	25.4	22.8	20.2	
მთის მდელოს	იანვარი					-11.0	-14.0
	ივლისი					17.4	13.6

ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის ასეთი რეჟიმის ფორმირებაში გადამწყვეტი როლი კლიმატს მიეკუთვნება. კლიმატის გავლენა ნიადაგის ტემპერატურაზე ატმოსფერული ნალექების და თოვლის საფარის მოსვლის ხასიათით და გადანაწილებით, აგრეთვე ქარის ანიზოტროპულობით და აორთქლების არაერთგვაროვნებით განისაზღვრება. კერძოდ წითელმიწები, რადგანაც განლაგებულია დასავლეთ საქართველოს სუბტროპიკულ ზონაში და შეიცავს ტენის დიდ რაოდენობას, უფრო ნაკლებად თბება, ვიდრე აღმოსავლეთ საქართველოს კონტინენტური ნაწილის ყავისფერი ნიადაგები. ზამთარში, კლიმატის კონტინენტურობის გამო, ყავისფერი ნიადაგები სწრაფად ცივდება, ვიდრე სუბტროპიკული ზონის ნიადაგები. ნათქვამს ადასტურებს ნახ. 6.3.1, სადაც წარმოდგენილია ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის წლიური სვლა განსხვავებულ კლიმატურ და ნიადაგურ პირობებში.



ნახ. 6.3.1. ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის წლიური სვლა ზღვის სუბტროპიკული (1) და კონტინენტური (2) კლიმატების პირობებში: ა: 1-წალენჯიხა (2222მ, წითელმღვივები), 2- დილომი (4366მ, ყავისფერი ნიადაგები). ბ: 1-ტყიბული (545მ); 2-მუხრანი (550მ)-ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგები

ნახ. 6.3.1-დან ჩანს, რომ წალენჯიხაში, სუბტროპიკული ზონის წითელმღვივა ნიადაგების პირობებში, რომელიც დიდი სითბო- და ტენტეკადობით, და აგრეთვე წყლის დიდი შემცველობით ხასიათდება, ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა ზამთარში მაღალია, ხოლო ზაფხულში დაბალი, ვიდრე დილომში, კონტინენტური ზონის ყავისფერ ნიადაგებში. კლიმატის კონტინენტურობა გადამწყვეტია აგრეთვე მსგავსი ტიპის ნიადაგების ტემპერატურების შედარებისას. მაგალითად, ტყიბული და მუხრანი ზღვის დონედან დაახლოვებით თანაბარ სიმაღლეზე მდებარეობს და ერთი და იგივე ტიპის ნიადაგებია გავრცელებული-ნეშომპალა-კარბონატული. მაგრამ ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურების წლიურ სვლაში ტყიბულში სუბტროპიკული, ხოლო მუხრანში კონტინენტური ხასიათი აღინიშნება. ამრიგად ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურული რეჟიმი, უპირველეს ყოვლისა, ადგილის საერთო კლიმატური რეჟიმით განისაზღვრება.

6.4. სითბოს გავრცელება ნიადაგში

სითბოს გავრცელება ნიადაგის ზედაპირიდან სიღრმეში ხორციელდება ძირითადად მოლეკულური სითბოგამტარობის გზით, აგრეთვე რადიაციული და კონვექციური სით-

ბოცვლით. სითბოს გავრცელება ნიადაგის სიღრმეში დამოკიდებულია ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურაზე, სინოტივეზე, თოვლის საფარის თვისებებზე, ნიადაგის სითბოგამტარობაზე, სითბოტევადობაზე, შემაღენლობაზე და სხვ.

ნიადაგის ზედა ფენების, 20სმ სიღრმემდე, ტემპერატურა კორელაციურ კავშირშია ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურასთან (Elizbarashvili E.Sh.,end all, 2007).

ნაჩვენები იყო, რომ ნიადაგის ზედაპირის 1⁰-ით ცვლილება იწვევს ტემპერატურის ცვლილებას 20სმ სიღრმეზე დასავლეთ საქართველოს სუბტროპიკული ზონის ნიადაგებში 0.5⁰-ით, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოს მშრალ ნიადაგებში- 1.5⁰-ით.

სითბოს გავრცელებას ნიადაგში ტემპერატურის სიღრმითი გრადიენტით ახასიათებენ. საქართველოს მთათაშორისი დეპრესიის ნიადაგებისთვის ტემპერატურის უმცირესი გრადიენტები დამახასიათებელია წითელმიწებისთვის და ყოველ 10სმ-ზე 0.5-1.1⁰-ს შეადგენს, რაც ამ ნიადაგების კარგ სითბოგამტარობაზე მიუთითებს (ცხრილი 6.4.1). ეს ნიადაგები ყალიბდება ამოფრქვეული ქანების გამოფიტულ ზედაპირებზე და უძველეს დანალექებზე მაღალი სინოტივის, ცხელი ზაფხულის და თბილი ზამთრის პირობებში. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში ნიადაგები ინარჩუნებენ სითბოს, ამიტომ გრადიენტი სიდიდით არ არის მნიშვნელოვანი, თუმცა უარყოფითია. უდიდესი გრადიენტები ზაფხულში აღინიშნება აღმოსავლეთ საქართველოს შავმიწებში და 1.0-1.3⁰-ს შეადგენს. ეს განპირობებულია იმით, რომ აღნიშნული ნიადაგები ყალიბდება კონტინენტური ჰავის პირობებში და ხასიათდება სიმშრალით. ამასთან, გრადიენტები განსაკუთრებით დიდია გაზაფხულზე (1.4-1.8⁰), როდესაც ძლიერ განვითარებულია კონვექცია, რაც ნიადაგების ცუდი სითბოგამტარობით აიხსნება. მთიან რაიონებში ზაფხულში ტემპერატურის უმცირესი გრადიენტები დამახასიათებელია ყავისფერი ნიადაგებისთვის(0.4-0.9⁰ !0 სმ-ზე), უდიდესი გრადიენტები კი ტყის მურა ნიადაგებში აღინიშნება (0.5-1.3⁰). მიუხედავად იმისა, რომ ბახმარო და ბორჯომი განსხვავებულ კლიმატურ პირობებში არიან, ტემპერატურის სიღრმითი

გრადიენტები თითქმის თანაბარია რაც ნიადაგის ტიპის (ტყის მურა) გადამწყვეტ მნიშვნელობაზე მიუთითებს. ცხრილი 6.4.1. ტემპერატურის სიღრმითი გრადიენტი ნიადაგის ზედა ფენაში (20სმ სიღრმემდე), °C ყოველ 10სმ-ზე

პუნქტი	სიღრმე მ	თვეები							
		IY	Y	YI	YII	YIII	IX	X	XI
წითელმიწა									
ურეკი	30	0.5	0.9	1.1	0.7	0.5	-0.1	-0.4	-0.7
ჩაქვა	30	0.6	0.9	1.1	0.9	0.6	-0.2	-0.5	-
ანასეული	158	0.5	0.9	0.9	0.7	0.5	-0.1	-0.4	-
შავმიწა, დაბლობის									
იორმულანდლო	460	0.6	1.8	1.2	1.3	1.0	-0.3	-0.7	-
შირაქი	555	-	1.4	1.3	1.3	1.0	-0.2	-0.7	-
ყავისფერი									
ბოლნისი	534	-	0.9	0.9	0.9	0.7	-0.3	-0.7	-
თელავი	568	0.7	0.9	0.9	0.8	0.6	-0.3	-0.7	-1.1
დუშეთი	922	0.4	0.6	0.7	0.7	0.4	-0.3	-0.9	-
ტყის მურა									
ბორჯომი	794	0.9	1.2	1.3	1.1	0.9	-0.3	-0.4	-
ბახმარო	1926	-	-	1.2	1.0	0.5	-0.3	-	-
ნეშომპალა-კარბონატული									
მუხრანი	550	0.7	1.0	1.1	1.1	1.1	-0.3	-0.5	-0.5
ონი	788	-	1.0	1.0	1.1	0.7	-0.3	-0.8	-

ნათქვამი აგრეთვე შეეხება ნეშომპალა-კარბონატულ ნიადაგებს. ონში და მუხრანში, ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგების პირობებში, მიუხედავად კლიმატური პირობების სხვაობისა, ტემპერატურის გრადიენტები თითქმის თანაბარია (0.7-1.1°).

ამრიგად, ნიადაგის ზედა ფენების ტემპერატურული რეჟიმი, ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის რეჟიმისგან განსხვავებით, მნიშვნელოვნად არის განპირობებული თვით ნიადაგის ტიპით, ხოლო ადგილის კლიმატურ თავისებურებებს, ამ შემთხვევაში, მეორეხარისხოვანი მნიშვნელობა ენიჭება.

ნიადაგის ღრმა ფენებში ტემპერატურის გავრცელების პირობების შესწავლა შესაბამისი დაკვირვებათა მონაცემე-

ბის სიმცირის გამო რამდენადმე შეზღუდულია. მიუხედავად ამისა არსებულ მონაცემებზე დაყრდნობით ხერხდება სითბოს გავრცელების ძირითადი კანონზომიერებების გამოვლენა ნიადაგების რამოდენიმე მეტრ სიღრმეებამდე.

მსგავსი ტიპის ნიადაგების პირობებში ერთნაირ სიღრმეებზე ტემპერატურები შეიძლება არსებითად განსხვავდებოდეს (ცხრილი 6.4.2).

ცხრილი 6.4.2. ნიადაგის საშუალო თვიური ტემპერატურა სხვადასხვა სიღრმეზე, °C

თვეები	სიღრმე, მ						
	0.2	0.4	0.8	1.2	1.6	2.4	3.2
ჩაკვი (30), წითელმიწა							
I	6.1	7.5	9.9	-	13.0	-	15.6
IY	12.4	11.7	10.7	-	10.5	-	12.9
YII	24.8	22.8	20.2	-	16.0	-	13.3
X	17.5	18.0	19.0	-	18.7	-	16.2
ანასეული (158), წითელმიწა							
I	4.9	6.1	8.5	-	11.5	-	14.1
IY	11.6	11.2	10.3	-	9.9	-	11.4
YII	23.3	22.0	19.8	-	16.2	-	13.0
X	16.5	17.0	17.9	-	18.1	-	16.1
თბილისი (403), ყავისფერი							
I	2.3	3.3	5.5	6.5	8.5	10.8	11.9
IY	12.4	11.9	10.8	10.5	10.7	11.1	11.7
YII	25.5	24.6	22.1	20.0	18.0	15.2	13.8
X	15.7	16.7	17.6	18.2	19.3	18.6	17.6
თელავი (568), ყავისფერი							
I	1.4	3.1	5.4	7.1	8.7	10.5	11.9
IY	11.7	11.3	10.2	9.8	9.4	9.3	9.8
YII	24.4	23.5	21.2	19.7	18.2	16.6	15.2
X	14.9	15.8	17.1	17.7	18.0	17.8	17.4
მუხრანი (55), ნეშომპალა-კარბონატული							
I	1.7	3.4	5.7	-	9.2	-	13.2
IY	10.7	9.8	8.8	-	8.5	-	10.6
YII	24.0	22.0	19.5	-	15.9	-	13.1
X	14.6	16.1	16.9	-	17.3	-	16.1

მაგალითად ასე აღინიშნება წითელმიწებში(ჩაქვი და ანასეული), ან ყავისფერ ნიადაგებში(თელავი და თბილისი). უფრო მეტიც, ტემპერატურის ცვლილებას სიღრმის მიხედვით ერთი ტიპის ნიადაგებში განსხვავებული ხასიათი აქვს. მაგალითად ყავისფერ ნიადაგებში აპრილში თელავში სიღრმის მიხედვით ტემპერატურა კანონზომიერად კლებულობს, ხოლო თბილისში აღწევს რა მინიმუმს 1.2მ სიღრმეზე (10.5⁰), იწყებს ზრდას და 3.2მ სიღრმეზე 11.7⁰-ს შეადგენს. წითელმიწა ნიადაგებში ოქტომბერში ჩაქვში ტემპერატურა მაქსიმუმს 0.8მ სიღრმეზე, ხოლო ანასეულში-1.6მ სიღრმეზე აღწევს.

ასეთი განსხვავებები აიხსნება ნიადაგების გრანულომეტრული შემადგენლობათა სხვაობით. ეს კარგად ჩანს ცხრილიდან 6.4.3, სადაც წარმოდგენილია ტემპერატურის სიღრმითი გრადიენტები და მონაცემები ნიადაგების გრანულომეტრული შემადგენლობის შესახებ.

ზაფხულში დადებითი რადიაციული ბალანსის პირობებში, როდესაც სითბოს ნაკადი მიმართულია ნიადაგის სიღრმეში, ტემპერატურის უმცირესი გრადიენტი აღინიშნება თელავში (3.1⁰ მ-ზე), სადაც 60სმ-ზე ღრმად ქვების ფენაა, რის გამოც სიღრმითი ფენები კარგად თბება. უდიდესი გრადიენტები თიხნარ და თიხნაროვან ნიადაგებში აღინიშნება (ჩაქვი, 3.8⁰; თბილისი, 3.9⁰ მ-ზე), რაც განპირობებულია თიხნარი ნიადაგების დიდი ტენშემცველობით. ზამთარში ნიადაგის ზედა ფენების გაცივება შედარებით ღრმა ფენებს სხვადასხვა სიჩქარით გადაეცემა. ცხრილში წარმოდგენილი მაგალითის მიხედვით ყველაზე სწრაფად რეაგირებს ნეშომპალა-კარბონატული და თიხნარი ნიადაგები (მუხრანი, -3.9⁰), ხოლო მნიშვნელოვანი დაგვიანება აღინიშნება თიხნაროვან და თიხნარ ნიადაგებში (თბილისი, ჩაქვი, ანასეული, -2.9⁰, -3.2⁰). გარდამავალ სეზონებში ტემპერატურის გრადიენტი არსებითად მცირდება ან გარკვეული სიღრმიდან იცვლის ნიშანს. აპრილში ნიადაგის ტემპერატურა კლებულობს, ოქტომბერში-იზრდება, რის შემდეგაც სიღრმეში ტემპერატურის სვლა ხასიათს იცვლის. სიღრმე, რომელზეც ტემპერატურის გრადიენტი ნიშანს იცვლის დამოკიდებულია ნიადა-

აგის ტიპზე და გრანულომეტრულ შემადგენლობაზე, და შეადგენს აპრილში 1.2-2.4მ-ს, ხოლო ოქტომბერში- 0.8-1.6მ-ს.

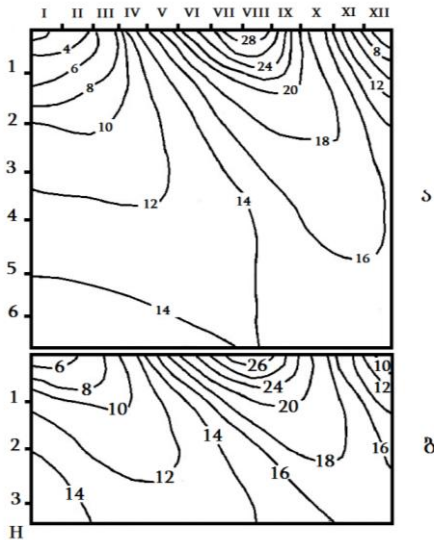
ცხრილი 6.4.3. ტემპერატურის სიღრმითი გრადიენტები 20-320სმ ფენაში, °C 1მ-ზე

ნიადაგის ტიპი	პუნქტი	გრანულომეტრული შემადგენლობა	თვეები	
			I	II
წითელმიწა	ჩაქვა	20სმ-მდე მსუბუქი თიხნაროვანი, უფრო ღრმად მძიმეთიხნაროვანი	-3.2	3.8
	ანასეული	90სმ-მდე საშუალო თიხნარი, ღრმად-მძიმე თიხნარი	-3.1	3.4
ყავისფერი	თბილისი	25სმ-მდე მსუბუქი თიხნაროვანი, 25-50სმ-მძიმე თიხნაროვანი, ღრმად-მძიმე თიხნაროვანი	-2.9	3.9
	თელავი	20სმ-მდე მძიმე ტიხნაროვანი, 20-40სმ-მდე საშუალო თიხნაროვანი, 40-60სმ მძიმე თიხნაროვანი, ღრმად-ქვების ფენა	-3.5	3.1
ნეშომპალაკარბონატული	მუსხრანი	20სმ-მდე მსუბუქი თიხნაროვანი, 20-50სმ საშუალო თიხნაროვანი, ღრმად მძიმე თიხნაროვანი	-3.8	3.6

ნახ. 6.4.1-ზე წარმოდგენილია ნიადაგის ზედა და ღრმა ფენების თერმოიზოპლეტები საქართველოს განსხვავებულ კლიმატურ ოლქებში.

თერმოიზოპლეტები გვიჩვენებს ტემპერატურის ცვლილების დეტალებს ნიადაგის სიღრმეში თბილისში 6მ, ხოლო ჩაქვაში-3მ სიღრმემდე. ნახ.6.4.1-დან ჩანს, რომ ნიადაგის სიღრმეში ტემპერატურის განაწილება სეზონურ ხასიათს ატარებს. ზაფხულში ტემპერატურა სიღრმის მიხედვით კლებულობს, ხოლო ზამთარში-იზრდება. გაზაფხულზე ტემპერატურა თავდაპირველად მცირდება, ხოლო გარკვეული სიღრმიდან დაწყებული იზრდება. შებრუნებული ხასიათი აქვს ტემპერატურის განაწილებას შემოდგომით. სიღრმე სა-

იდანაც იცვლება ტემპერატურის სელის ხასიათი 1-1,8 მეტრს შეადგენს.



ნახ.6.4.1. ნიადაგის ზედა და ღრმა ფენების თერმოიზოპლეტები თბილისსა(1) და ჩაქვში(2) °C

სიღრმის მიხედვით ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა კლებულობს და გარკვეული სიღრმიდან ტემპერატურის წლიური რყევადობა აღარ აღინიშნება. ეს სიღრმე დაახლოვებით 8-10 მეტრია, მის ქვემოდ მდებარეობს მუდმივი წლიური ტემპერატურის სიღრმე, სადაც არ აღინიშნება ტემპერატურის არც წლიური და არც დღე-ღამური რყევადობა.

ტემპერატურის მაქსიმუმის და მინიმუმის დადგომის პერიოდები სიღრმის მიხედვით გვიანდება. მაგალითად, თბილისში ნიადაგის ზედაპირზე ტემპერატურის მინიმუმი მყარდება იანვრის პირველ ნახევარში, 1 მეტრ სიღრმეზე-თებერვლის შუა რიცხვებში, 2 მეტრ სიღრმეზე-მარტის დასაწყისში, 3 მეტრ სიღრმეზე-აპრილში, 6 მეტრ სიღრმეზე-ივლისში. მაქსიმუმი აღინიშნება ნიადაგის ზედაპირზე ივლისში, 1 მეტრ სიღრმეზე-აგვისტოში, 2 მეტრ სიღრმეზე-სექტემბერ-ოქტომბერში, 6 მეტრ სიღრმეზე-დეკემბერში. რადგანაც მშრალი ნიადაგები გაცილებით სწრაფად თბება და სწრა-

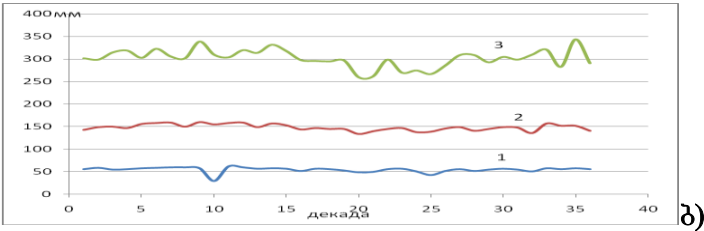
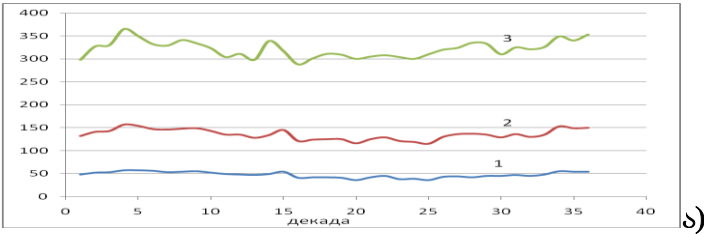
ვადვე ცივდება, ვიდრე ნოტიო ნიადაგები, ტემპერატურის მაქსიმუმის და მინიმუმის დამყარება ნოტიო ნიადაგებში გვიანდება. ტემპერატურის მაქსიმუმის და მინიმუმის დამყარება ყოველ 1 მეტრ სიღრმეზე მშრალ ნიადაგებში(თბილისი) აკვიანებს საშუალოდ 30 დღით, ხოლო ნოტიონ ნიადაგებში (ჩაქვი)-35-40 დღით.

6.5. ნიადაგების დატენიანების რეჟიმი

ტემპერატურის გარდა ნიადაგის კლიმატის და კლიმატური რესურსების მნიშვნელოვანი მაჩვენებელია ნიადაგში არსებული პროდუქტიული ტენის მარაგი. პროდუქტიული ტენის მარაგის ქვეშ იგულისხმება წყლის ის რაოდენობა რისი გამოყენებაც შეუძლია მცენარეს. ნახ. 6.5.1-ზე წარმოდგენილია პროდუქტიული ტენის მარაგის წლიური სვლა ჩაქვში ნიადაგის სხვადასხვა ფენაში მანდარინის და ჩაის ბუჩქის ქვეშ.

ნახ. 6.5.1-დან ჩანს, რომ მთელი წლის განმავლობაში ნიადაგი ინარჩუნებს ტენის საკმაო რაოდენობას. ნიადაგის ერთ მეტრიან ფენაში პროდუქტიული ტენის მარაგი მანდარინის ქვეშ 300-360მმ ფარგლებში, ხოლო ჩაის ბუჩქის ქვეშ 250-350მმ ფარგლებში იცვლება. წლიურ სვლაში სუსტად გამოხატული მინიმუმი მანდარინის ქვეშ მაისში, ხოლო ჩაის ქვეშ ივნის-ივლისში აღინიშნება. პროდუქტიული ტენის მაქსიმალური მარაგი ნიადაგში ზამთრის პერიოდში აღინიშნება, შესაბამისად თებერვალსა და დეკემბერში. ნიადაგის 0-50სმ ფენაში პროდუქტიული ტენის მარაგი წლის განმავლობაში იცვლება 120-150მმ ფარგლებში, ხოლო 0-20სმ ფენაში ტენის მარაგი 40-50მმ-ს შეადგენს.

საქართველოს ნიადაგების დატენიანების ხასიათში გამოვლენილია პროდუქტიული ტენის მარაგის დინამიკის 3 ტიპი (ე.ელიზბარაშვილი, ზ.ჭავჭავანიძე, ნ.სულხანიშვილი, 1992): გაწყლოვანების (Iტიპი), კაპილარული დატენიანების(II) და გაზაფხულის სრული დასველების(III). გაწყლოვანების ტიპი წარმოდგენილია 3 ქვეტიპად: ძლიერი გაწყლოვანების(Iბ), ზომიერი გაწყლოვანების(Iა) და სუსტი გაწყლოვანების(I) (ნახ.6.5.2.).



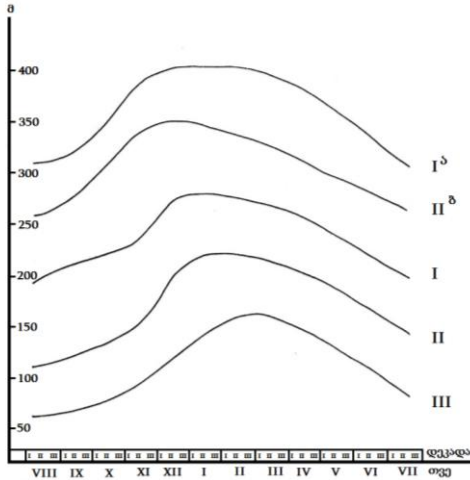
ნახ. 6.5.1. პროდუქტიული ტენის მარაგის წლიური სვლა ჩაქვში ნიადაგის სხვადასხვა ფენაში მანდარინის(ა) და ჩაის ბუჩქის(ბ) ქვეშ: 1)-0-20სმ; 2)-0-50სმ; 3)-0-100სმ

(Elizbarashvili E., Elizbarashvili M., Chelidze N.Z., Kamadadze C.J.,2015)

ძლიერი გაწყლოვანების ტიპად ჩათვლილია პირობა, როდესაც 1 მეტრი სისქის ნიადაგის ფენაში არსებული პროდუქტიული ტენის მარაგის სიდიდე წლის განმავლობაში შეადგენს 300-400მმ-ს და მეტს. ზომიერი გაწყლოვანების ტიპს მიეკუთვნება ისეთი ნიადაგები, რომელთათვისაც პროდუქტიული ტენის მარაგი წლის განმავლობაში შეადგენს 250-350მმ-ს. სუსტი გაწყლოვანების ნიადაგებისათვის პროდუქტიული ტენის მარაგი წლის განმავლობაში შეადგენს 200-300მმ-ს. კაპილარული დატენიანების დროს 1 მეტრი სისქის ნიადაგის ფენაში პროდუქტიული ტენის მარაგის სიდიდე წლის განმავლობაში 100-200მმ-ს, ხოლო გაზაფხულის სრული დასველების ტიპის ნიადაგებისათვის-50-150მმ-ს შეადგენს.

გაწყლოვანების აგროჰიდროლოგიური რაიონები მოიცავენ საქართველოს დასავლეთ ნაწილს (ნახ.6.5.3). ძლიერი გაწყლოვანების რაიონს უკავია კოლხეთის დაბლობის ტერიტორია, რომელიც უშუალოდ აკრავს შავ ზღვას. გავრცე-

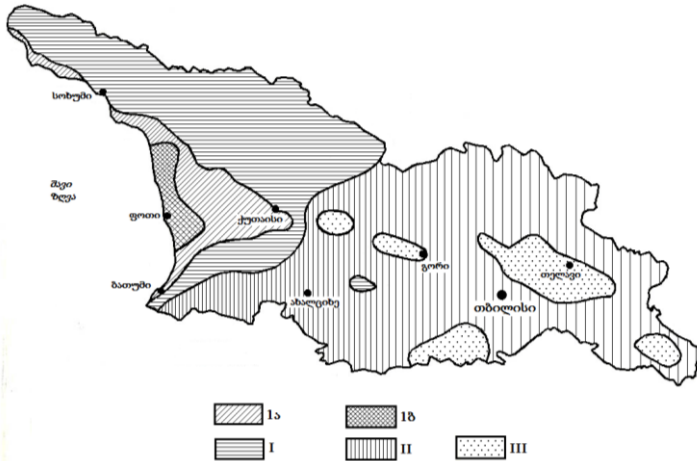
ლებულია უმთავრესად ჭაობის და ალუვიური დაჭაობებუ-
ლი ნიადაგები. კოლხეთის დაბლობის დანარჩენი ტერიტო-
რია უკავია ზომიერი გაწყლოვანების რაიონს, ის მოიცავს
წითელ- და ყვითელმიწებს, აგრეთვე ალუვიურ და ნაწი-
ლობრივ მთა-ტყის ნიადაგებს. დასავლეთ საქართველოს და-
ნარჩენ მთისწინა და მთიან რაიონებში უმთავრესად გავრ-
ცელებულია სუსტი გაწყლოვანების ტიპის ნიადაგები, რო-
მელთაც მიეკუთვნება მთა-ტყის და მთა-მდელოს ნიადაგები.
აღმოსავლეთ საქართველოს ტერიტორიის დიდი ნაწილი უკ-
ავია კაპილარული დატენიანების რაიონს, ხოლო ცალკეულ
ადგილებში ყალიბდება გაზაფხულის სრული დასველების
კუნძულოვანი რაიონები.



ნახ.6.5.2. ბუნებრივი საფარის ქვეშ 1მ სისქის ნიადაგის ფე-
ნაში არსებული პროდუქტიული ტენის მარაგის წლიური
სვლის ტიპები: Iბ-ძლიერი გაწყლოვანების; Ia-ზომიერი გაწ-
ყლოვანების; I-სუსტი გაწყლოვანების; II-კაპილარული და-
ტენიანების; III-გაზაფხულის სრული დასველების (ეელიზ-
ბარაშვილი, ზ.ჭავჭავანიძე, ნ.სულხანიშვილი, 1992)

ზემოდ მსჯელობა ეხებოდა პროდუქტიული ტენის მა-
რაგს ბუნებრივი საფარის ქვეშ, სადაც მელიორაციული სა-
მუშაოები არ ტარდება. ამ კანონზომიერებებში გარკვეული
კორექტივები შეაქვს კულტურულ მცენარეულობას. კულტურ-

რული მცენარეულობა ითვისებს რა ნიადაგის ტენს, განაპირობებს პროდუქტიული ტენის მარაგის შემცირებას. ათვისებული ტენი ხმარდება კულტურის ზრდა-განვითარებას. დახარჯული ტენი სხვადასხვა კულტურისათვის სხვადასხვაა. შემოდგომით, ტემპერატურის დაცემისა და ტენის ნაკლები ხარჯვის გამო, ნიადაგში პროდუქტიული ტენის მარაგი რამდენადმე იზრდება.



ნახ.6.5.3. საქართველოს აგროკლიმატოლოგიური რაიონები: 1ბ-ძლიერი გაწყლოვანების; 1ა-ზომიერი გაწყლოვანების; I-სუსტი გაწყლოვანების; II-კაპილარული დატენიანების; III-გაზაფხულის სრული დასველების (ე.ელიზბარაშვილი, ზ.ჭავჭავანიძე, ნ.სულხანიშვილი, 1992)

პროდუქტიული ტენის მარაგის ხარჯვის ხასიათი დამოკიდებულია, როგორც მცენარეულობაზე, ისე თვით ნიადაგის დატენიანების რეჟიმზე. მაგალითად, ბოლნისში, სადაც ნიადაგი ხასიათდება კაპილარული დატენიანების რეჟიმით, ვეგეტაციის პერიოდის დასაწყისისათვის პროდუქტიული ტენის მარაგი, როგორც ბუნებრივი საფარის, ისე ვაზის კულტურის ქვეშ საერთოდ მცირდება, მაგრამ კულტურის ქვეშ ის მაინც მეტია, რაც გამოწვეულია აორთქლების პროცესების შენელებით. ბუნებრივი საფარიდან აორთქლება უფრო ინტენსიურია, ამიტომაც მის ქვეშ ტენის მარაგი სწრაფად ეცემა. შემოდგომით, მცენარის მიერ ტენის ათვისების გამო,

სხვაობა მცირდება. ანალოგიური სურათი აღინიშნება საგარეჯოს, გურჯაანის, ყვარლის, მუხრანის, და კაპილარული დატენიანების და გაზაფხულის სრული დასველების აგროჰიდროლოგიურ რაიონებში განლაგებულ სხვა აგრომეტეოროლოგიური სადგურების დაკვირვებათა მონაცემებში.

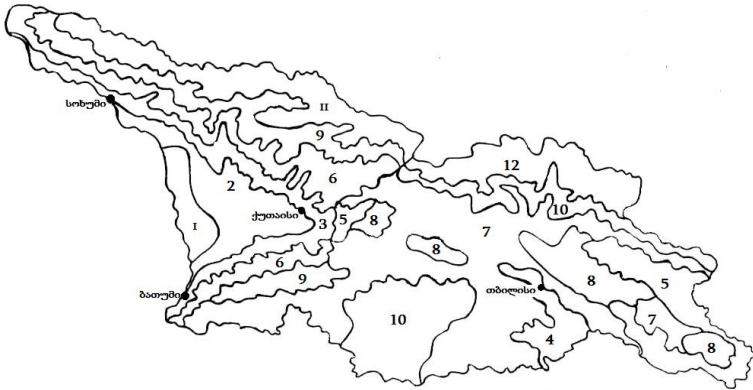
ზუგდიდში, ზომიერი გაწყლოვანების პირობებში, ვეგეტაციის პერიოდის დასაწყისში სხვაობა ბუნებრივი საფარის, სიმინდის და ჩაის კულტურის ქვეშ დაგროვილ პროდუქტიულ ტენის მარაგებს შორის მინიმალურია. ზაფხულის განმავლობაში კულტურის მიერ ტენის ათვისების გამო, ტენის მარაგი სიმინდის და ჩაის კულტურის ქვეშ მინიმუმამდე ეცემა, და შეადგენს 130 და 120მმ-ს შესაბამისად, მაშინ როდესაც ბუნებრივი საფარის ქვეშ ტენის მარაგის რაოდენობა აღემატება 140მმ-ს. შემოდგომით ტემპერატურა ეცემა, მცენარის მოთხოვნილებაც ტენის მიმართ კლებულობს და ამიტომ ტენის მარაგი ნიადაგში იზრდება. ზამთრისათვის პროდუქტიული ტენის მარაგი ბუნებრივი საფარის ქვეშ აღწევს 160მმ-ს, ხოლო სიმინდისა და ჩაის კულტურის ქვეშ 140მმ-ს.

ამბროლაურში, სუსტი გაწყლოვანების აგროჰიდროლოგიური რაიონში, არსებითი სხვაობა ბუნებრივი საფარის და კულტურული მცენარეულობის ქვეშ დაგროვილ პროდუქტიული ტენის მარაგებს შორის არ აღინიშნება.

6.6. ნიადაგების კლიმატური დარაიონება

ნიადაგების კლიმატური დარაიონება გულისხმობს ტერიტორიის დაყოფას ნიადაგის ჰავის დამახასიათებელი ელემენტების საფუძველზე ნიადაგ-კლიმატური რესურსების სასოფლო-სამეურნეო შეფასებისა და რაციონალური გამოყენებისათვის. ნიადაგების კლიმატური დარაიონება წარმოადგენს აგროკლიმატური და უფრო ზოგადი კომპლექსური ფიზიკურ-გეოგრაფიული დარაიონების შემადგენელ ნაწილს. ამავე დროს ის არსებითად განსხვავდება აგროკლიმატური დარაიონებისაგან, რადგანაც უკანასკნელი ძირითადად ითვალისწინებს ატმოსფეროს კლიმატურ პირობებს, ხოლო ნიადაგების კლიმატური დარაიონება ემყარება თვით ნიადაგების კლიმატური რესურსების შეფასებას.

დღეისათვის არ არსებობს ნიადაგების კლიმატური დარაიონების რაიმე ჩამოყალიბებული კლასიფიკაცია. მეცნიერთა დიდი ნაწილი ნიადაგის კლიმატური რესურსების შესაფასებლად წამყვან ფაქტორებად მიიჩნევს ნიადაგის სითბურ თვისებებს, დატენიანების და გაზურ რეჟიმს. საქართველოს ნიადაგების კლიმატურ დარაიონებას საფუძვლად დაედო საქართველოს გეოთერმული და აგროჰიდროლოგიური რაიონები(ნახ.6.6.1).



ნახ.6.6.1. საქართველოს ნიადაგების კლიმატური დარაიონება. (ე.ელიზბარაშვილი, ნ.სულხანიშვილი, 2002)

საქართველოს ტერიტორიაზე გამოყოფილია 12 ნიადაგ-კლიმატური რაიონი: მეტად თბილი ნიადაგები ძლიერი გაწყლოვანებით(1),მეტად თბილი ნიადაგები ზომიერი გაწყლოვანებით(2),მეტად თბილი ნიადაგები სუსტი გაწყლოვანებით(3), მეტად თბილი ნიადაგები კაპილარული დატენიანებით(4), მეტად თბილი ნიადაგები გაზაფხულის სრული დასველებით(5), თბილი ნიადაგები სუსტი გაწყლოვანებით(6), თბილი ნიადაგები კაპილარული დატენიანებით(7), თბილი ნიადაგები გაზაფხულის სრული დასველებით(8),ზომიერად თბილი ნიადაგები სუსტი გაწყლოვანებით(9), ზომიერად თბილი ნიადაგები კაპილარული დატენიანებით(10), ზომიერი და ცივი ნიადაგები სუსტი გაწყლოვანებით(11), ზომიერი და ცივი ნიადაგები კაპილარული დატენიანებით(12).

თითოეული რაიონის კლიმატური მახვენებლები წარ- მოდგენილია ცხრილში 6.6.1.

ცხრილი 6.6.1. საქართველოს ნიადაგების კლიმატური რაიონების ძირითადი
მახასიათებლები (ეკლიზბარაშვილი, 2007)

რაიონი №	ნიადაგური კლიმატი	ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა თბილისი პერიოდისათვის. °C	ნიადაგის ტემპერატურა 20 სმ სიღრმეზე, °C	პროდუქციული ტენის მარაგი მ ნიადაგის ფენაში წლის განმავლობაში, მმ
1	მეტად თბილი ნიადაგები ძლიერი გაწვდოვანებით	22 და მეტი	20 და მეტი	300 და მეტი
2	მეტად თბილი ნიადაგები ზომიერი გაწვდოვანებით	"	"	250-350
3	მეტად თბილი ნიადაგები სუსტი გაწვდოვანებით	"	"	200-300
4	მეტად თბილი ნიადაგები კაპილარული დატენიანებით	"	"	100-200
5	მეტად თბილი ნიადაგები გაზაფხულის სრული დასველებით	"	"	50-150
6	თბილი ნიადაგები სუსტი გაწვდოვანებით	15-22	15-20	200-300
7	თბილი ნიადაგები კაპილარული დატენიანებით	"	"	100-200
8	თბილი ნიადაგები გაზაფხულის სრული დასველებით	"	"	50-150
9	ზომიერად-თბილი ნიადაგები სუსტი გაწვდოვანებით	10-15	10-15	200-300
10	ზომიერად-თბილი ნიადაგები კაპილარული დატენიანებით	"	"	100-200
11	ზომიერი და ცივი ნიადაგები სუსტი გაწვდოვანებით	10 და ნაკლები	0-10	200-300
12	ზომიერი და ცივი ნიადაგები კაპილარული დატენიანებით	"	"	100-200

თაზო 7. მიკროკლიმატი

7.1. შავი ზღვის სანაპირო ზოლის მიკროკლიმატები

შავი ზღვის სანაპირო ზოლის ჰავა თბილი შავი ზღვის გავლენით ყალიბდება. ზღვის წყლის ტემპერატურის საშუალო თვიური მნიშვნელობა 9⁰-ზე დაბლა არ ეცემა და სხვაობა ზაფხულისა და ზამთრის ტემპერატურებს შორის 12-14⁰-ს შეადგენს (ცხრილი 7.1.1). რაც შეეხება წყლის ტემპერატურის დღიურ სვლას, ის გრადუსის მეთოდებში იცვლება (ცხრილი 7.1.2).

ცხრილი 7.1.1. შავი ზღვის წყლის ტემპერატურა.⁰C
(Сухишвили Э.В., 1977)

თვე											
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
სოხუმი											
10.2	8.8	9.0	11.2	16.0	20.3	24.1	25.9	23.7	19.8	16.1	12.4
გაგრა											
10.1	8.9	9.2	10.9	14.6	19.4	23.8	25.0	23.2	19.4	15.9	12.5
ბათუმი											
10.9	9.6	9.4	11.7	16.5	21.5	24.3	25.4	23.6	20.4	16.8	13.4
ფოთი											
9.8	8.9	9.2	11.4	16.1	21.5	24.7	25.6	23.2	19.4	15.6	11.

ცხრილი 7.1.2. ზღვის წყლის ტემპერატურის დღიური სვლა
გაგრაში. ⁰C.(Кавкасидзе Р.П., Гонгладзе Н.И., 1963)

საათი	თვე					
	V	VI	VII	VIII	IX	X
7	14.8	19.0	22.2	24.4	23.1	19.5
13	15.3	19.8	22.8	24.8	23.8	23.5
19	15.1	19.4	22.6	24.6	23.4	19.6

ზღვის მიმდებარე პლაჟის სიგანე სოხუმში შეადგენს 25-30მ-ს, გაგრაში, ბიჭვინთაში, ფოთსა და ურეკში-35-40მ-ს, ქობულეთში-40-50მ-ს. მდინარეების სუფსასა და ნატანებს შორის 11კმ-ის სიგრძის და 30-50მ სიგანის ზოლი წარმოდგენილია მაგნეტიტის სხვადასხვა ხარისხით გამდიდრებული ქვიშებით. შავი ზღვისპირა მაგნიტური ქვიშები ცნობილია XIX საუკუნიდან (გაბიხი, ს.სიმონოვიჩი, ა.სოროკინი და

სხვ.). ურეკის საბადოს მაგნიტური ქვიშების მეტალურგიული თვისებების ლაბორატორიული გამოკვლევა ჩაატარეს საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის მეტალურგიულ ინსტიტუტში(იხ. ცხრილი 7.1.3).

ცხრილი 7.1.3. მაგნიტური ქვიშის ქიმიური ანალიზის შედეგები

სინჯის №	შემადგენლობა, %						
	Fe	FeO	SiO ₂	CaO	AlO ₃	MgO	TiO ₂
1	47,6	16,6	13,4	4,4	4,6	2,8	5,2
2	38,6	15,6	12,7	3,8	6,7	3,6	4,8
3	48,1	16,2	12,9	4,1	5,2	3,1	5,1

ქვიშის მინერალური ანალიზის შედეგებმა აჩვენა, რომ მის ძირითად მინერალებს წარმოადგენს მაგნეტიტი და ტიტანომაგნეტიტი. მათი შემადგენლობა ქვიშებში დაახლოებით 4%-ის ტოლია. მაგნეტიტის მარცვლების ზომები 0,05-0,4მმ-ის ფარგლებში მერყეობს. განსაკუთრებით ალბათურია ზომა 0,16-0,07მმ, აქ თავმოყრილია მაგნეტიტის და ტიტანომაგნეტიტის ძირითადი მასა. ხშირად გვხვდება აგრეთვე ილმენიტი, რომლის ზომებიც 0,005-0,015მმ-ს შეადგენს.

1978 წელს საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოფიზიკისა და კურორტოლოგიის და ფიზიოთერაპიის სამეცნიერო-კვლევითი ინსტიტუტების თანამშრომლებმა (ე.ელ-იზბარაშვილი, რ.გაგუა, ვ.ჩიხლაძე) ჩაატარეს დეტალური მაგნიტური აგეგმვა მთელ სანაპიროზე მაგნეტიტიდან მდინარე სუფსას შესართავამდე. დადგინდა, რომ ქვიშის მაგნიტური შემთვისებლობა იცვლება 1000X10 დან 6000X10 CGSE ერთეულის ფარგლებში. ამასთან დაკავშირებულია რაიონში მაგნიტური ველის ცვლილება. ველის ანომალიის სიდიდე საშუალოდ შეადგენს 100-200 გაუსს, მაგრამ ცალკეულ უბნებში აღემატება 250-300 გაუსს (ე.ელ-იზბარაშვილი, ნ.გონ-გლაძე, 1980; ს.ბლანუცა, ე.ელ-იზბარაშვილი, ნ.ქარცივაძე, 1982).

ე.სუხიშვილის(1977) მონაცემებით დღის განმავლობაში ქვიშა პლიაუზე ძლიერ თბება და მზეზე 60-70⁰-ს აღწევს, ამ დროს ჰაერის ტემპერატურა 20-30⁰-ით ნაკლებია. სიმაღლის ზრდით ჰაერის ტემპერატურის ცვლილებას რთული ხასია-

თი აქვს, რაც კარგად ჩანს ცხრილში 7.14. წარმოდგენილი მონაცემებიდან.

ტემპერატურის ანალოგიური გრადიენტული გაზომვები 1,5მ სიმაღლემდე წლის თბილი პერიოდისათვის გაგრავსა და სოხუმში ჩაატარეს საქართველოს კურორტოლოგიის და ფიზიოთერაპიის სამეცნიერო-კვლევითი ინსტიტუტის და მისი აფხაზეთის ფილიალის თანამშრომლებმა (ცხრილი.7.1.5).

ცხრილი 7.14. ჰაერის ტემპერატურის დღე-ღამური სვლა სიმაღლის მიხედვით ზღვის სანაპიროზე.⁰C. ურეკი, პანსიონატი „მეგობრობა“. აგვისტო. (Элизбарашвили Э.Ш., Гонгладзе Н.Ш., 1980; ს.ბლანუცა, ე.ელიზბარაშვილი, ნ.ქარცივაძე, 1982)

სიმაღლე მ	დაკვირვების ვადა, სთ.							
	1	4	6	10	13	16	19	22
0,5	20,2	19,6	20,7	22,6	24,2	24,2	23,2	21,0
1	20,2	20,8	19,7	22,8	23,5	24,3	23,1	21,6
2	20,2	19,3	19,4	22,2	23,4	23,5	22,6	20,6
4	-	-	20,6	22,1	22,1	23,3	23,0	-
8	-	-	61,4	21,8	23,0	23,3	22,2	-

საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროს ზოლში ყველგან კარგად არის გამოხატული მუსონური ცირკულაცია: წლის თბილ პერიოდში გაბატონებულია დასავლეთის ქარები, ხოლო ცივ პერიოდში-აღმოსავლეთის ქარები. ქარის სიჩქარე სიმაღლის მიხედვით ყველგან იზრდება (ცხრილები 7.1.6; 7.1.7; და 7.1.8).

ცხრილების განხილვიდან გამომდინარეობს აგრეთვე, რომ დღე-ღამურ სვლაში ქარის სიჩქარე მაქსიმუმს შუადღის შემდეგ(16-18 საათზე) აღწევს, რაც უსათუოდ დაკავშირებულია კონვექციის განვითარებასთან. ამავდროულად მიზეზის გამო აღნიშნულ დროს ქარის სიჩქარის ვერტიკალური გრადიენტი მაქსიმუმს აღწევს.

ცხრილი 7.15. ჰაერის საშუალო ტემპერატურა პლაჟზე. ⁰ჩ.
 (Кавкасидзе Р.П., Гонгладзе Н.Ш., 1963; Грогoлия А.А.,
 Джанашия Б.П., 1967)

სიმაღლე მ	დაკვირვებათა ვადა სთ	თვე					
		V	VI	VII	VIII	IX	X
სოხუმი							
0.5	7	15.6	20.6	22.4	21.4	18.5	13.6
	13	19.0	22.3	26.6	26.6	24.7	20.3
	17	19.7	24.7	26.0	26.0	23.8	18.8
1.5	7	15.4	21.1	22.4	20.9	18.4	13.6
	13	18.8	21.9	25.8	25.8	23.8	19.4
	17	18.1	23.4	25.3	25.4	23.2	18.3
გაგრა							
0.2	8	19.0	18.7	22.3	20.5	19.3	14.1
	13	21.8	23.7	27.5	29.7	25.7	19.5
	19	16.2	22.8	25.8	23.1	22.1	15.3
0.5	7	15.1	19.9	22.7	20.7	19.5	14.4
	13	20.1	22.9	26.5	28.6	24.1	18.5
	17	17.0	21.8	25.2	22.2	21.5	15.0

ცხრილი 7.16. ქარის სიჩქარე სოხუმის სამედიცინო
 პლაჟზე.მ/წმ (Грогoлия А.А., Джанашия Б.П., 1967)

სიმაღლე მ	დაკვირვებათა ვადა სთ	თვე					
		V	VI	VII	VIII	IX	X
0.5	7	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.6
	13	1.0	1.0	1.4	1.5	1.2	1.6
	17	1.0	1.5	1.4	1.4	1.0	0.6
1.5	7	0.6	0.6	0.4	0.6	0.6	0.6
	13	1.3	1.4	1.8	1.9	1.7	1.4
	17	1.4	1.7	1.8	1.9	1.4	0.7

ცხრილი 7.1.7. ქარის სიჩქარის დღე-ღამური სვლა გავრაში.
ივლისი. მ/წმ (Кавკასიდзе Р.П., Гонгладзе Н.Ш., 1963)

სიმაღლე მ	დაკვირვების ვადა, სთ							
	8	9	10	11	12	13	17	19
0.2	0.28	0.55	0.76	0.87	1.0	1.1	1.21	1.15
0.5	0.32	0.64	0.69	0.92	1.0	1.25	1.37	1.19
1.0	0.33	0.66	0.92	1.12	1.5	1.6	1.65	1.37
1.5	0.35	0.66	0.96	1.20	1.5	1.7	1.80	1.5

ცხრილი 7.1.8. ქარის სიჩქარის დღე-ღამური სვლა ურეკში.
აგვისტო. მ/წმ (ს.ბლანუცა, ე.ელიზბარაშვილი, ნ.ქარცივაძე,
1982).

სიმაღლე, მ	დაკვირვების ვადა, სთ.							
	1	4	7	10	13	16	19	22
0,5	1,8	1,5	2,5	2,0	2,2	3,2	3,5	3,2
1	1,7	2,0	2,3	2,2	2,5	3,4	3,4	2,4
2	2,1	2,2	2,5	3,2	2,7	3,8	3,7	2,7
4	2,3	2,7	2,9	2,7	3,4	4,8	4,3	3,2
8	2,5	2,9	3,5	3,4	3,6	4,9	4,7	3,7
12	3,2	3,6	4,1	3,6	4,1	5,1	5,2	4,1

ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე პლაჟზე სიმაღლის მიხედვით უმნიშვნელოდ იზრდება, ამავე დროს ღრუბლიან დღეებში სინოტივე მეტია, ვიდრე უღრუბლო დღეებში და სხვაობა მაქსიმუმს აღწევს შუადღის საათებში. ნათქვამი დეტალურად ჩანს ცხრილებიდან 7.1.9. და 7.1.10.

ცხრილი 7.1.9. ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე სოსუმის სამედიცინო პლაჟზე.%(Кавკასიდзе Р.П., Гонгладзе Н.Ш., 1963)

სიმაღლე, მ	დაკვირვების ვადა, სთ.	თვეები					
		V	VI	VII	VIII	IX	X
0,5	7	80	71	76	70	74	62
	13	71	72	67	63	68	59
	17	65	69	69	64	70	70
1,5	7	80	66	75	70	74	62
	13	72	78	70	64	70	61
	17	67	76	70	66	70	71

ცხრილი 7.1.10. ჰაერის შეფარდებითი სინოტივის დღე-ღამური სვლა უღრუბლო (ა) და ღრუბლიან (ბ) დღეებში გაგრავი. %. (Гроголия А.А., Джанашия Б.П.,1967)

დაკვირვების ვადა, სთ.											
8		9		11		13		17		19	
ა	ბ	ა	ბ	ა	ბ	ა	ბ	ა	ბ	ა	ბ
0,2, მ											
83	79	78	73	67	81	65	80	59	75	67	76
0,5, მ											
81	79	77	77	74	88	73	82	62	76	66	76
1,0, მ											
81	81	77	79	76	87	73	82	62	79	67	80
1,5, მ											
81	81	79	79	76	87	74	82	63	79	67	80

7.2. ქალაქ თბილისის მიკროკლიმატი

დიდი ქალაქის მიკროკლიმატი მთელი რიგი ფაქტორებით განისაზღვრება:

1. გამონაბოლქვებისა და მტვრის არსებობით, რაც ცვლის რადიაციულ რეჟიმს და წყლის ორთქლის კონდენსაციის პირობებს;
2. ქვეფენილი ზედაპირის თავისებურებით, რომელიც ხასიათდება კარგი სითბოგამტარობით;
3. ქალაქის ძლიერ დანაწევრებული რელიეფით(ქუჩათა ქსელი, მოედნები, სკვერები, პარკები, ნაგებობები), რაც განაპირობებს ქარის სიჩქარის და მიმართულების, და ტურბულენტური ცვლის ინტენსივობის შეცვლას.

რადიაციული ბალანსის შეცვლა და სითბოს დამატებითი მოდენა ატმოსფეროში ქალაქის მაღალ ტემპერატურულ ფონს განაპირობებს. ო.დროზდოვის თანახმად საშუალო წლიური ტემპერატურები გარეუბანთან შედარებით მოსკოვსა და თბილისში მომატებულია 0,8⁰-ით, პარიზსა და სტოკჰოლმში-0,7⁰-ით, მილანში-1,3⁰-ით, ხოლო ნიუ-იორკში-1,8⁰-ით.

ცხრილში 7.2.1 წარმოდგენილია ჰაერის ტემპერატურის წლიური სვლა თბილისის ცენტრსა და აეროპორტში, და აგრეთვე ამ ტემპერატურათა სხვაობები.

ცხრილი 7.2.1. ჰაერის ტემპერატურის წლიური ხელახლოების ცენტრსა და აეროპორტში. °C

თვე												წელი
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
ცენტრი												
0,9	2,6	6,6	11,9	17,3	21,1	24,4	24,2	19,6	13,8	7,6	2,8	12,7
აეროპორტი												
0,4	1,9	5,7	11,2	16,6	20,5	24	24,1	19,4	13,7	7,3	2,5	12,3
სხვაობა												
0,5	0,7	0,9	0,7	0,7	0,6	0,4	0,1	0,2	0,1	0,3	0,3	0,3

როგორც ცხრილიდან ჩანს ქალაქის როლის გავლენა ჰაერის ტემპერატურაზე განსაკუთრებით დიდია გაზაფხულზე, რაც ამ დროს ტურბულენტური ცვლის გააქტიურების შედეგია.

ჰაერის აბსოლუტური სინოტივე თბილისის ცენტრსა და გარეუბანში მნიშვნელოვნად არ განსხვავდება ერთმანეთისაგან. შეფარდებითი სინოტივე კი ქალაქის ცენტრში ტემპერატურის მაღალი ფონის გამო რამდენადმე დაკლებულია. სხვაობა მაქსიმუმს გაზაფხულსა და ზაფხულში აღწევს.

ქარის სიჩქარის საშუალო თვიური მნიშვნელობები თბილისის ცენტრში 3-4მ/წმ-ით ნაკლებია გარეუბანთან შედარებით.

ქალაქის გავლენა შეინიშნება აგრეთვე ღრუბლიანობისა და ნალექების მნიშვნელობებშიც. ქალაქის თავზე ჰაერის სწრაფი გათბობის, ტურბულენტობის გაძლიერების და ანთროპოგენული წარმოშობის აეროზოლების კონცენტრაციის გაზრდის გამო წარმოიქმნება ღრუბლების განვითარების ხელსაყრელი პირობები. ამოცომ ღრუბლიანობა და ნალექები ქალაქის ცენტრში იზრდება. სხვაობა უდიდესია ზაფხულის თვეებში, რაც კონვექციური პროცესების გააქტიურებას და ტურბულენტური ცვლის გაძლიერებას უკავშირდება.

დღევანდელ პირობებში თბილისის მიკროკლიმატურ თავისებურებათა შესახებ შეიძლება ვიმსჯელოთ საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის თანამშრომელთა მიერ მომზადებული ორი მონოგრაფიის მიხედვით (Климат Тбилиси, 1992 და თბილისის

კლიმატის მრავალწლიური ცვლილება და ციკლური რყევა-ობა, 2001).

მიკროკლიმატური სხვაობების გამოსავლენად ტემპერატურისა და ნალექების მონაცემები დაყვანილი იყო თბილისის ცენტრალური ნაწილის საშუალო სიმაღლეზე ზღვის დონედან 400მ-ზე. ამან გამოორიცხა ადგილის სიმაღლის გავლენა და გამოაგლინა მიკროკლიმატური განსხვავებები (მ.ელიზბარაშვილი, თ.აღადაშვილი, ნ.ჯანგულაშვილი, 2001).

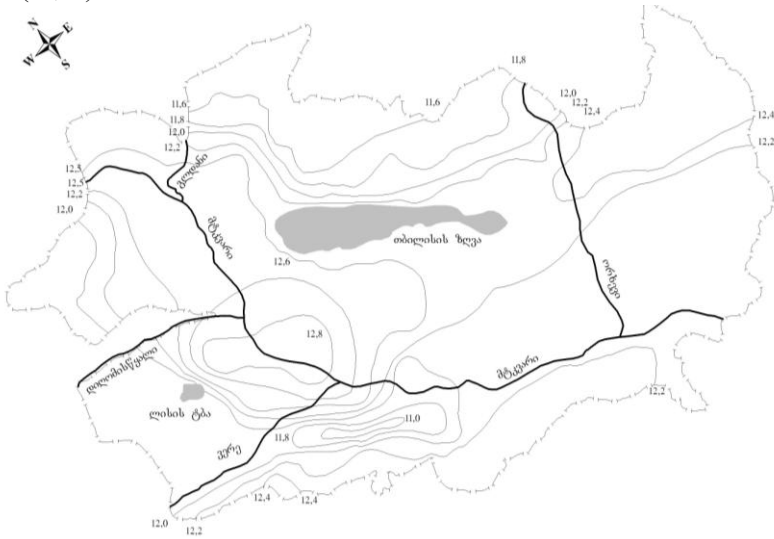
დადგინდა თბილისში „სითბოს კუნძულის“ არსებობა, რომელიც წლის განმავლობაში იცვლის მდებარეობას. ზამთარში „სითბოს კუნძული“ ძირითადად მთაწმინდის რაიონშია განლაგებული. რუსთაველის პროსპექტზე იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურა 2,8⁰-ს შეადგენს. 2,6⁰ ტემპერატურაა ვაკეში, ზემო ვერაზე და აღმაშენებლის პროსპექტზე. მტკვრის ხეობაში ტემპერატურა ეცემა 2,4⁰-მდე, ხოლო ყველაზე დაბალი ტემპერატურა(2,0⁰) ქალაქის ჩრდილოეთ-გლდანის რაიონშია.

გაზაფხულზე „სითბოს კუნძული“ გადაინაცვლებს დიდუბის და საბურთალოს რაიონებში, ეს აიხსნება მთაწმინდის რაიონში მწვანე ნარგავების სიუხვით, რაც გავლენას ახდენს მის მიკროკლიმატზე და ტემპერატურას დაბლა სცემს დაახლოვებით 0,5-0,9⁰-ით. „სითბოს კუნძულში“ ამ დროს 12,8⁰-ია, ხოლო ვაკის პარკში და მთაწმინდის ასახვლელთან-11,0-11,3⁰ (ნახ. 7.2.1).

ზაფხულის განმავლობაში ყველაზე ძლიერ თბება აღმაშენებლის პროსპექტი, სადაც საშუალო თვიური ტემპერატურა 23,6⁰-ს აღწევს. რამდენადმე ნაკლებია ტემპერატურა ჩუღურეთის რაიონის დანარჩენ ტერიტორიაზე, აგრეთვე ისნის, ნაძალადევის, დიდუბის და კრწანისის რაიონების დიდ ნაწილზე(23,4⁰). ყველაზე დაბალი ტემპერატურა გლდანის რაიონის ჩრდილოეთ ნაწილში აღინიშნება (22,6⁰).

შემოდგომით „სითბოს კუნძულს“ უკავია აღმაშენებლის და რუსთაველის პროსპექტები, დიდუბის, ისნის და კრწანისის რაიონები. აქ ჰაერის საშუალო ტემპერატურა შეადგენს 14,0⁰-ს, ყველაზე დაბალი ტემპერატურა კი სამგორის რაი-

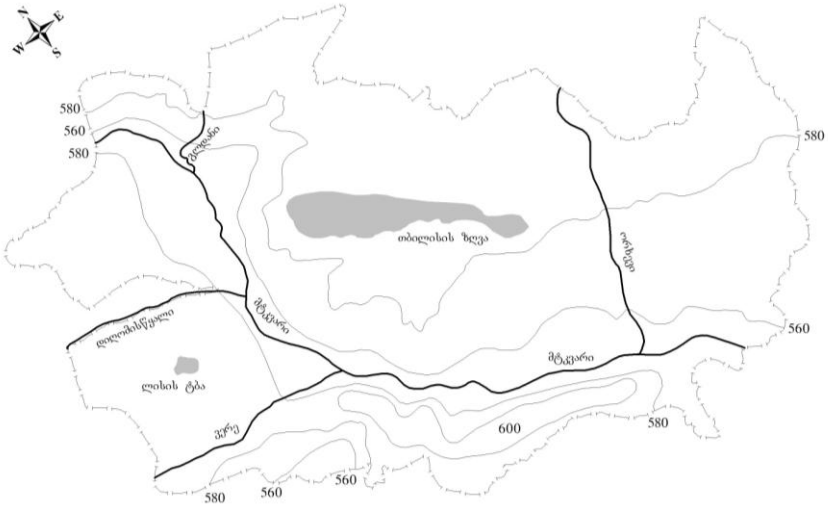
ონას ჩრდილოეთ ნაწილში და ზემო ვერაზე აღინიშნება(13,2⁰).



ნახ.7.2.1. ზღვის დონედან 400მ-ზე დაყვანილი იზოთერმების რუკა. გაზაფხული (მ.ელიზბარაშვილი, თ.ალადაშვილი, ნ.ჯანგულუშვილი, 2001)

წლიური ნალექების უდიდესი რაოდენობა (600მმ-ზე მეტი) ქალაქის ცენტრში-მთაწმინდისა და კრწანისის რაიონებში მოდის, იქ სადაც ძლიერ განვითარებულია „სითბოს კუნძული“. ნალექების გაზრდა ქალაქის ცენტრში განპირობებულია სითბოს კუნძულის არსებობით, ქალაქის ნაგებობათა შემაშვოთებელი გავლენით და ატმოსფეროს გაჭუჭყიანებით. მეორეს მხრივ, ნალექების მაქსიმუმი ქალაქის ცენტრში, ანუ მის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში, აიხსნება ქარის დაბალი სიჩქარეებით, რის გამოც აქ გადმონაწილდება კონდენსაციის პროდუქტების დიდი რაოდენობა (ნახ. 7.2.2).

მტკვრის მარცხენა სანაპიროზე ნალექები 500მმ-ზე ნაკლებია. გამონაკლისი თბილისის ზღვის მიდამოებია, სადაც ნალექების ჯამი 580მმ-მდე იზრდება. ამრიგად წლიური ნალექების ზრდა ქალაქის ცენტრში გარეუბანთან შედარებით დაახლოებით 5-7%-ს შეადგენს.



ნახ. 7.2.2. ზღვის დონედან 400მ-ზე დაყვანილი იზოჰიეტების რუკა. წელიწადი. (მელიხოვარაშვილი, თალადაშვილი, ნჯანგულუშვილი, 2001)

ნალექების მაქსიმუმი ქალაქის ცენტრში შენარჩუნებულია წელიწადის ცივი და თბილი პერიოდების განმავლობაშიც. ეს განსაკუთრებით კარგად ჩანს თბილი პერიოდის ნალექებისათვის, რადგანაც მათი რაოდენობა გაცილებით აღემატება ცივი პერიოდის ნალექებს. თბილი პერიოდის ნალექების უდიდესი რაოდენობა(440მმ) აგრეთვე მთაწმინდისა და კრწანისის რაიონებში მოდის. გაზრდილია ნალექები თბილისის ზღვის მიდამოებში(430მმ), ხოლო უმცირესი ნალექები სამგორის რაიონის აღმოსავლეთ ნაწილში მოდის, მდინარე ლოჭინის მახლობლად, სადაც მათი რაოდენობა არ აღემატება 370მმ-ს. ამდენად თბილი პერიოდის განმავლობაში ქალაქის ცენტრსა და გარეუბანში მოსულ ნალექებს შორის სხვაობა 16%-ს შეადგენს. ცივი პერიოდის ნალექებს შორის მნიშვნელოვანი სხვაობა არ აღინიშნება, თუმცა მტკვრის მარჯვენა სანაპიროზე, იგივე მთაწმინდისა და კრწანისის რაიონებში ნალექების რაოდენობა აღემატება 155მმ-ს, მაშინ როდესაც მარცხენა სანაპიროზე-ჩუღურეთის და ისნის რაიონებში, ნალექები ვერ აღწევს 150მმ-ს.

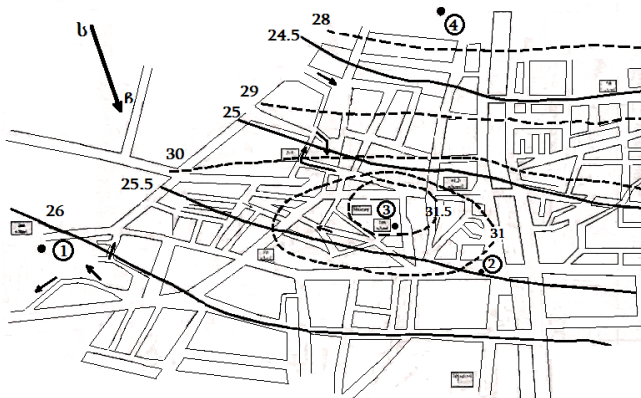
7.3. ქალაქ თელავის მიკროკლიმატი

ქალაქ თელავის მიკროკლიმატური თავისებურებების გამოსაკვლევად 2000 წლის ზაფხულის განმავლობაში მიკროკლიმატური გაზომვები ჩატარდა საგანგებოდ შერჩეულ 4 პუნქტში: მე-2 საშუალო სკოლის ეზო(ქალაქის ჩრდილო-აღმოსავლეთი ნაწილი, 680მ ზღვის დონედან); საკოლმეურნეო ბაზრის მიმდებარე ტერიტორია(ქალაქის ჩრდილოეთი ნაწილი, 715მ); ი.ჭავჭავაძის სახელობის მოედანი(ქალაქის ცენტრი, 740მ); ი.გოგებაშვილის სახელობის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მიმდებარე ტერიტორია((ქალაქის სამხრეთ-დასავლეთი ნაწილი, 880მ).

ჩატარებული გაზომვები საფუძვლად დაედო ქალაქ თელავის მიკროკლიმატური რუკების შედგენას (ნახ.7.3.1) ზაფხულის საშუალო პირობებისა და აგვისტოს თვის 17 საათისათვის (ე.ელიზბარაშვილი, ი.ჭინჭარაშვილი, 2001).

რუკების ანალიზმა გამოავლინა, რომ ჰაერის საშუალო ტემპერატურა ზაფხულში ქალაქის საზღვრებში შეადგენს 24-26⁰-ს. უდიდესი ტემპერატურა ქალაქის ჩრდილოეთ ნაწილში-ი.ჭავჭავაძის პროსპექტის ჩრდილოეთით აღინიშნება. ქალაქის ცენტრში-ერეკლე მე-2-ს მოედანზე, კოსტავას ქუჩაზე და მათ მიმდებარე ტერიტორიებზე ტემპერატურა 25-25,5⁰-ია. ქალაქის ცენტრიდან აღმართზე მიმავალ ქუჩებზე-გ.ჩოხელის, 26 მაისის, ე.ახვლედიანის, 9აპრილის, რ.ღალიძის და სხვ. ტემპერატურა 25⁰-ზე ნაკლებია, ხოლო სახელმწიფო უნივერსიტეტის მახლობლად 24⁰-მდე კლებულობს.

გვისტოს თვეში 17 საათიან დაკვირვებათა ვადაზე ქალაქის ცენტრში „სითბოს კუნძული“ ყალიბდება, რომელიც მოიცავს ერეკლე მე-2-ს და ი.ჭავჭავაძის მოედანებს, და კოსტავას ქუჩის მონაკვეთს. „სითბოს კუნძულში“ ტემპერატურა 31,5⁰-ს აღემატება. კოსტავას ქუჩის ჩრდილოეთით ქალაქის ტერიტორიის ვრცელ ნაწილზე ტემპერატურა 30-31⁰-ია, ხოლო მის სამხრეთით კლებულობს და მინიმუმს(28⁰) სახელმწიფო უნივერსიტეტის მიმდებარე ტერიტორიაზე აღწევს.



ნახ. 7.3.1. ჰაერის ტემპერატურა: უწყვეტი ხაზი-ზაფხულის საშუალო პირობები; წვეტილი- აგვისტოში, 17 სთ-ზე; 1.2.3 და 4- დაკვირვებათა პუნქტები ტექსტში მოცემული რიგითობის მიხედვით

ტემპერატურათა დიდი სხვაობის გამო, აქტიურდება ადგილობრივი ცირკულაცია და ქარის სიჩქარე მაქსიმუმს აღწევს (2-2,5მ/წმ). საშუალოდ კი ქარის სიჩქარე ქალაქის შერჩეულ პუნქტებში თითქმის თანაბარია და 1,6მ/წმ-ს შეადგენს.

ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე ქალაქის ტერიტორიაზე 47-51% ფარგლებში იცვლება და მაქსიმუმს სახელმწიფო უნივერსიტეტის მიმდებარე ტერიტორიაზე აღწევს, რაც ტყის საფარის სიახლოვით არის განპირობებული.

7.4. წყალსაცავების მიკროკლიმატი

გასული საუკუნის 50-იანი წლებიდან საქართველოში მდინარეთა ჩამონადენის რეგულირების მიზნით ფართოდ გაიშალა წყალსაცავების მშენებლობა და უკვე ხანგრძლივი დროის განმავლობაში ფუნქციონირებს შაორის, ტყიბულის, გალის, წაღვის, სიონის, თბილისის და იორის წყალსაცავები. ზოგი მათგანი გამოიყენება ენერგეტიკული მიზნებისათვის, ხოლო ზოგი ირიგაციის, ან ირიგაციის და ენერგეტიკისათვის.

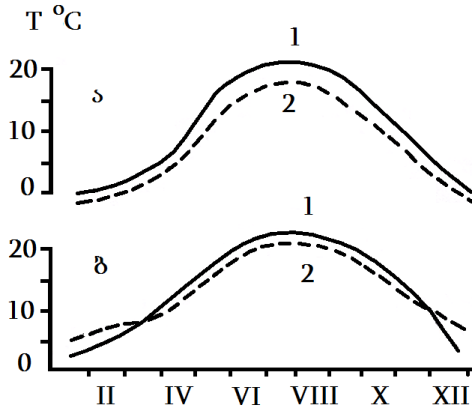
წყალსაცავი თავის საკუთარ კლიმატს ქმნის. მთელი რიგი თეორიული და ექსპერიმენტული ხასიათის გამოკვლევების თანახმად დადგენილია, რომ წყალსატევი ათბობს(ან აგრილებს) და ატენიანებს მიმდებარე ტერიტორიას. გამაგრებელი ეფექტი აღინიშნება დღისით, ხოლო გამათბობელი-ღამით. პირველი ჭარბობს მეორეს, ამიტომ შეიძლება ჩაითვალოს, რომ წყალსაცავი საშუალოდ ათბობს მიმდებარე ტერიტორიას. ამავე გამოკვლევების თანახმად წყალსატევის გავლენის უდიდესი ეფექტი აღინიშნება 5-7კმ მანძილამდე.

წყალსატევის გავლენის ზონაში ქარის სიჩქარე იზრდება. სიჩქარე მაქსიმუმს შემოდგომაზე აღწევს, როდესაც წყალი ჰაერზე თბილია და განვითარებულია ტურბულენტური ცვლა. წყალსატევის გავლენა ადგილობრივ კლიმატზე სხვადასხვა გეოგრაფიულ პირობებში განსხვავებულია, რაც კარგად ჩანს ცხრილიდან 7.4.1.

ცხრილი 7.4.1. წყალსატევის გავლენით მეტეოროლოგიური პირობების შესაძლო ცვლილება (Адаменко В.Н.,1979)

სეზონის დადგომის დაგვიანება დღე-ღამე		უყინვეო პერიოდის გაზრდა დღე	ტემპერატურის გაზრდა C	გამათბობელი ეფექტი, თვე	მდგრადი გავლენის ზონა, კმ
გაზაფხული	ზაფხული				
ტუნდრა					
10	4	7	0,5	VII-VIII	0,5-0,7
ტყეოტუნდრა					
12	6	10	0,7	VIII	1,0-1,5
ტაიგა					
13-16	8-10	10-15	1	IX	1,2-2,5
ტეესტეპი					
17-18	11-13	15-16	1,5	IX-X	3,2-5,0
სტეპი					
18-20	14-15	16-22	2,5	X	5,0-7,0

საქართველოს წყალსაცავები წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში არეგულირებენ მიმდებარე ტერიტორიის სითბურ რეჟიმს. სითბოს გადატანა წყლის ზედაპირიდან ატმოსფეროში ხორციელდება მოლეკულური სითბოგამტარობის, ტურბულენტური ცვლის სითბური კონვექციის, რადიაციული სითბოგამტარობის და აორთქლების გზით. ეს პროცესები ქმნიან წყლის და ჰაერის ტემპერატურის გარკვეულ თანაფარდობებს, რაც მჭიდრო კავშირშია კლიმატურ პირობებთან (ნახ. 7.4.1).



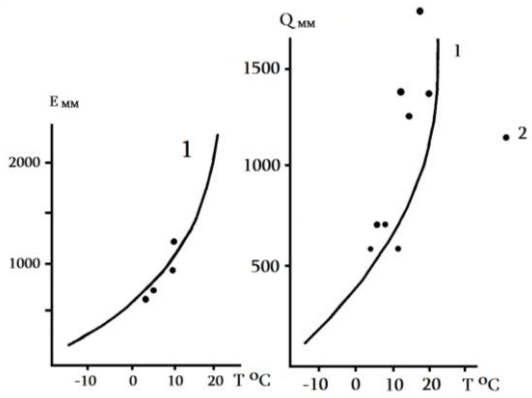
ნახ. 7.4.1. წყლის(1) და ჰაერის (2) ტემპერატურის წლიური სვლა: ა)-შაორის წყალსაცავზე; ბ)-ტყიბულის წყალსაცავზე

ნახ. 7.4.1-დან გამომდინარეობს, რომ ზამთარში გაუყინავ ტყიბულის წყალსაცავში წყალი, გამოსხივების გამო, სითბოს კარგავს და შედეგად ჰაერზე მეტად ცივდება. უარყოფითი სითბოცვლის პერიოდი დეკემბრიდან მარტის პირველ დეკადამდე გრძელდება. შაორის წყალსაცავში, რომელიც ზამთარში იყინება, წყალი მთელი წლის განმავლობაში ჰაერზე თბილია. ამრიგად, წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში წყლის ზედაპირის ტემპერატურა საქართველოს წყალსაცავებში ყოველთვის აღემატება ჰაერის ტემპერატურას წყალსაცავზე.

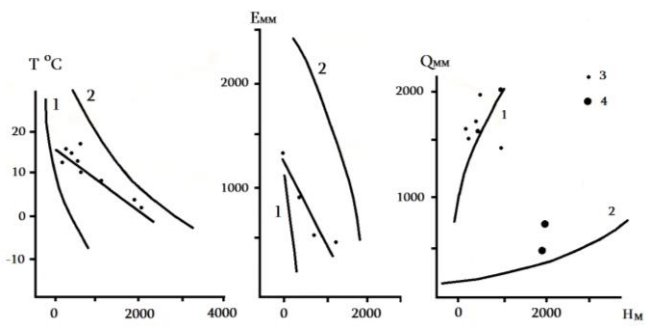
მთლიანად ამიერკავკასიის წყალსაცავებისთვის განხილული წყალსაცავების მასის და ენერგოცვლის თანაფარდობები კარგად შეესაბამება ვადამენკოს (Адаменко, 1985)

მიერ გამოვლენილ საერთოდ ტბებისათვის დამახასიათებელ შესაბამის თანაფარდობებს (ნახ. 7.4.2).

ამ მახასიათებლების ცვლილებას სიმაღლის მიხედვით გარკვეული კანონზომიერება გააჩნია(ნახ. 7.4.3).



ნახ. 7.4.2. თანაფარდობები ჰაერის ტემპერატურის (T), აორთქლების (E) და ატმოსფერული ნალექების () საშუალო წლიურ მნიშვნელობებს შორის: 1)-ტბები (Адаменко В.Н.,1979); 2)-ამიერკავკასიის წყალსაცავები



ნახ. 7.4.3. ჰაერის ტემპერატურის(T), აორთქლების (E) და ატმოსფერული ნალექების (Q) საშუალო წლიურ მნიშვნელობების ცვლილება სიმაღლის მიხედვით: 1)-ზომიერი და მაღალი განედების ტბები; 2)-ეკვატორული და ტროპიკული განედების ტბები; 3)-ამიერკავკასიის წყალსაცავები; 4)-სომხეთის წყალსაცავები

როგორც ნახ. 7.4.3-დან ვხედავთ, ამიერკავკასიის წყალსაცავებს საშუალოდ პოზიცია უკავია ზომიერი და მაღალი, და ეკვატორული და ტროპიკული განედების ტბებს შორის.

ჯვრის წყალსაცავის ეფექტის შეფასების თანახმად (Элизбарашвили Э.Ш., Хеладзе Т.В.. 1989) წყალსაცავის გამათბობელი ეფექტი ჯვარში შეადგენს 0,4-0,5⁰-ს, მესტიაში-0,3-0,4⁰-ს. გამაგრილებელი ეფექტი ტოლია 0,5-0,7⁰-სა. სიონის წყალსაცავის გამათბობელი ეფექტი თიანეთში შეფასებულია 0,1-0,3⁰-ით, ხოლო გამაგრილებელი ეფექტი-0,1-0,2⁰-ით.

რ.სამუკაშვილის (2016) თანახმად წყალსაცავების აშენების შედეგად სადგურ ჯვარში უკანასკნელ პერიოდში (1979-90წწ) ჰაერის ტემპერატურის საშუალოთვიური მნიშვნელობები 10 თვის (VII-IV) განმავლობაში აღმოჩნდა ნაკლები, ხოლო მაისში და ივნისში მეტი წინა პერიოდის (1959-79) შესაბამის მნიშვნელობებზე. ტემპერატურის მნიშვნელობებს შორის განსხვავების სიდიდე მაქსიმალურია მარტში და აპრილში (-0,6⁰). საშუალოწლიური ტემპერატურა უკანასკნელ პერიოდში წინა პერიოდთან შედარებით ჯვარში და ხაიშში დაეცა 0,2⁰-ით, მესტიაში 0,1⁰-ით ხოლო გალში მოიმატა 0,4⁰-ით. აღსანიშნავია, რომ ოქტომბერ-აპრილში ჯვარში წყალსაცავის აშენების შემდეგ პერიოდში აღინიშნა ტემპერატურის დაბალი მნიშვნელობები წინა პერიოდთან შედარებით, რაც არ შეესაბამება წყალსაცავში მიმდინარე სითბური პროცესების (თერმული რეჟიმის) ფიზიკურ არსს, რასაც რ.სამუკაშვილი ადგილობრივ ქარებს (განსაკუთრებით ფიონების) უკავშირებს. მისივე მონაცემებით სადგურ ხაიშში წყალსაცავის გამაგრილებელ ეფექტს ადგილი აქვს ნოემბერ-თებერვლის, მესტიაში ოქტომბერ-აპრილის, გალში კი-იანვრის განმავლობაში. რ.სამუკაშვილი ასკვნის, რომ ხულონის წყალსაცავის აშენების შემთხვევაში ჰაერის ტემპერატურის ცვლილება სადგურ ხაიშში გახდება უფრო ინტენსიური, ვინაიდან იგი პრაქტიკულად განლაგებულია ხულონის მშენებარე წყალსაცავის სანაპირო ზოლში.

საქართველოს ოთხი წყალსაცავის- ჯვრის, სიონის, ტყიბულის და შაორის, მიმდებარე ტერიტორიის კლიმატზე გავლენის დასაზუსტებლად საქართველოს მეცნიერებათა

აკადემიის ჰიდრომეტეოროლოგიური ინსტიტუტის კლიმატის მოდელირების ლაბორატორიაში შემუშავებული სტატისტიკური მეთოდის (2001) გამოყენებით გამორიცხულ იქნა რეგიონზე კლიმატის თანამედროვე ცვლილების გავლენა და შეფასდა უშუალოდ წყალსაცავის ეფექტი (ცხრილი 7.4.2). აღმოჩნდა, რომ ჰაერის ტემპერატურის საშუალო წლიურ მონაცემებში უდიდესი ეფექტი აღინიშნება გაყინვად შაორის წყალსაცავზე (0,9⁰), მისი გამათბობელი ეფექტი უდიდესია ზამთარსა და გვიან შემოდგომაზე (1,8-2,2⁰). სიონის წყალსაცავის გამათბობელი ეფექტი უდიდესი იანვარ-თებერვალშია და შეადგენს 0,2-0,9⁰-ს, ხოლო ჯვრის წყალსაცავისა-ოქტომბრიდან თებერვლამდე (1,0-1,1⁰). ჯვრის და სიონის წყალსაცავების გამაგრილებელი ეფექტი ყველაზე მეტად ვლინდება გაზაფხულსა და ზაფხულში, და შეადგენს 0,4⁰ და 0,6-0,7⁰-ს შესაბამისად.

ცხრილი 7.4.2. წყალსაცავების კლიმატზე გავლენის ანტროპოგენური ეფექტი (ЭлизбарашвилиЭ.Ш., КереселидзеД.Н., 2010)

წყალსაცავი, (შექმნისწელი),მოც ულობა(მლნ.კუბ.მ.),ს არქიფაგარობი კ.კ.მ. ხიდრმე, მ.	ელემენტი	თვეები												წელი
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
ჯვრის(1978წ) 1093 13,5 81,5	ტემპ. °C	1,0	0,2	0,4	0	-0,1	-0,3	-0,4	-0,1	0	-0,2	0	1,1	-0,1
	ნალექი მმ	-5	-6	18	17	-35	-55	53	0	-64	-33	-32	-40	-200
	პარც.წნ.პპა	0,6	0,5	0,3	0,1	0,2	0,2	0,2	1,2	1,3	0,9	0,4	0,5	0,5
	ქარი მ/წმ	0,8	0,2	0,2	0,1	1,0	1,0	0,9	1,4	1,5	1,0	0,5	1,0	0,7
შაორის (1954წ) 90,6 13,0 7,0	ტემპ. °C	2,0	1,5	0,7	0,6	0,7	0,7	-0,4	0,5	0,5	0,8	2,2	1,8	0,9
	ნალექი მმ	-4	0	-20	-21	-18	7	11	-2	-15	-13	-4	-5	-90
	პარც.წნ.პპა	0,2	0,2	0	-0,7	0	-0,2	-0,8	-0,4	0,1	0,5	0,5	0,4	0
	ქარი მ/წმ	0,6	-0,4	-0,7	1,1	0,1	0,6	0,5	0,5	-0,7	-0,4	0,3	-0,4	0,1
ტყიბულის(1955წ) 84,0 12,1 7,0	ტემპ. °C	0,6	-0,4	-0,7	1,1	0,1	0,6	0,5	0,5	-0,7	-0,4	0,3	-0,4	0,1
	ნალექი მმ	20	17	26	15	30	42	14	26	0	19	28	1	200
	პარც.წნ.პპა	0,2	0	-0,4	-0,3	-0,2	0,1	-0,6	-0,5	0	0,7	0,5	0	0
	ქარი მ/წმ	0,2	0,9	-0,4	-0,7	0	-0,1	-0,4	-0,6	-0,6	-0,4	-0,7	-0,2	0
სიონის(1963წ) 325 10,4 31,4	ტემპ. °C	14	-1	7	5	11	-7	16	-9	0	3	-2	-4	50
	ნალექი მმ	-0,1	0	-0,3	0,4	2,1	0,6	0,6	0,1	-0,2	-0,8	-0,3	0,6	0,2
	პარც.წნ.პპა	0,5	0,7	0,2	0,8	0,2	0,9	1,1	1,3	1,2	0,4	1,7	0,4	0,7
	ქარი მ/წმ	0,5	0,7	0,2	0,8	0,2	0,9	1,1	1,3	1,2	0,4	1,7	0,4	0,7

ტყიბულის და შაორის წყალსაცავების მიკროკლიმატი ზაფხულში უფრო თბილია, ვიდრე მიმდებარე ტერიტორიების მიკროკლიმატი, რაც განპირობებულია მათი შედარებით მცირე ზომებით. უმეტესობა წყალსაცავებზე გამაგრილებელი ეფექტი იწყება თებერვალი-მარტიდან, ხოლო ტყიბულის წყალსაცავზე გამათბობელი გავლენა აპრილიდან იწყება, რაც აგრეთვე მისი მცირე ზომების შედეგია(მოცულობა, სარკის ფართობი, სიღრმე).

ხმელეთისა და წყლის უთანაბრო გათბობისა და გაცივების გამო ვითარდება ადგილობრივი ბრიზული ცირკულაცია. რადგანაც საქართველოს წყალსაცავები ძირითადად მთის ხეობებშია განლაგებული, და ერთდროულად მთა-ხეობის ცირკულაციის პირობებში იმყოფება, ამ ქარების კომბინირებული მოქმედება აძლიერებს მათ სინქარეს. საშუალო წლიურ მონაცემებში ქარის სინქარის გაზრდა დაახლოებით 0,7მ/წმ-სიდიდით ფასდება.

ბრიზული ცირკულაცია განაპირობებს ინვერსიების წარმოქმნას, რაც აფერხებს ჰაერის აღმავალი დინებების განვითარებას და კონვექციური ღრუბლების წარმოქმნას. ამის გამო წყალსაცავების მახლობლად ღრუბლიანობა და ნალექები კლებულობს. შეფასებების თანახმად ჯვრის წყალსაცავის გავლენით ნალექების წლიური ჯამი შემცირებულია 200მმ-ით, შაორის წყალსაცავის გავლენით-90მმ-ით. გასული საუკუნის 80-90-იან წლებში თიანეთში ნალექების რამდენადმე ზრდა, განსაკუთრებით წლის თბილ პერიოდში, აიხსნება სიონის წყალსაცავის მიდამოებში საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის მიერ წარმოებული ექსპერიმენტებით ნალექების ხელოვნურად გამოწვევის დარგში.

ჯვრის წყალსაცავის ადგილობრივ კლიმატზე გავლენის მოდელირება ჩატარებული იყო ა.ვოეიკოვის სახელობის მთავარ გეოფიზიკურ ობსერვატორიაში დამუშავებული მეტეოლოგიური მიდგომის საფუძველზე, რომლის თანახმადაც ჰაერის ტემპერატურისა და პარციალური წნევის ცვლილება ჰაერის ნაკადის წყალსატვეიდან ხმელეთზე გადაადგილებისას განისაზღვრება ფორმულებით:

$$\begin{aligned} \Delta T &= T_1 - T' = (T_n - T')(1 - F_T) \varphi, \\ \Delta e &= e_1 - e' = (E_n - e')(1 - F_e) \varphi, \end{aligned} \quad 7.4.1.$$

სადაც T_1 და e_1 - ტემპერატურისა და პარციალური წნევის საძიებო მნიშვნელობებია ხმელეთზე წყლის კიდედან მოცემულ მანძილზე, T' და e' - ტემპერატურა და პარციალური წნევაა ხმელეთზე წყალსაცავის შექმნამდე, T_n და E_n - წყალსაცავის ზედაპირის ტემპერატურა და ამ ტემპერატურაზე წყლის ორთქლის გაჯერებული პარციალური წნევაა,

F_T და **Fe** –უგანზომილებო ფუნქციებია, რომლებიც ითვალისწინებენ წყალსაცავის ატმოსფეროსთან სითბო და ტენციის მახასიათებლებს, **Φ** - უგანზომილებო ფუნქციაა, რომელიც ითვალისწინებს ხმელეთის ატმოსფეროსთან სითბო და ტენციის მახასიათებლებს. მოდელირების შედეგები წარმოდგენილია ცხრილში 7.4.3.

ცხრილიდან ჩანს, რომ ჯვრის წყალსაცავის გამაგრებელი ეფექტი აღინიშნება აპრილის მეორე ნახევრიდან ოქტომბრის ბოლომდე, ხოლო გამათბობელი ეფექტი-ნოემბრიდან აპრილის დასაწყისამდე, რაც კარგად შეესაბამება ფაქტიურ მონაცემებს.

წყალსაცავის გავლენა ტემპერატურასა და სინოტივეზე განსაკუთრებით არსებითია წყლის კიდედან 500მ მანძილამდე, მდგრადი გავლენა ვრცელდება 5კმ-მდე, ხოლო 15-20კმ-ზე გავლენა პრაქტიკულად არ შეიმჩნევა.

ცხრილი 7.4.3. ჰაერის ტემპერატურისა და წყლის ორთქლის პარციალური წნევის ცვლილება წყლის კიდედან მანძილზე დამოკიდებულებით ჯვრის წყალსაცავზე (Э.Ш.Элизбарашვილი, М.Э. Элизбарашვილი, 2006)

თვეები	ტემპერატურა. °C.						წყლის ორთქლის პარციალური წნევა. კპა.				
	მანძილი კმ						მანძილი კმ				
	0,1	0,5	1,0	5	10	20	0,1	0,5	1,0	5,0	10
III	0,6	0,3	0,2	0,1	0	0	0,8	0,2	0,1	0	0
IV	-0,1	-0,1	0	0	0	0	1	0,2	0,1	0	0
V	-0,8	-0,4	-0,2	-0,1	-0,1	0	1,1	0,3	0,1	0	0
VI	-1,3	-0,6	-0,4	-0,2	-0,1	-0,1	1	0,3	0,1	0,1	0
VII	-1,7	-0,7	-0,5	-0,2	-0,2	-0,1	0,9	0,2	0,1	0,1	0
VIII	-2	-0,9	-0,7	-0,3	-0,2	-0,1	1,1	0,2	0,1	0,1	0
IX	-1,3	-0,7	-0,5	-0,3	-0,2	-0,1	1	0,3	0,1	0,1	0,1
X	-0,5	-0,3	-0,2	-0,1	-0,1	-0,1	1,2	0,3	0,2	0,1	0
XI	0,3	0,1	0,1	0,1	0	0	0,9	0,2	0,1	0,1	0

თავი 8. კლიმატური რაიონები

8.1. საქართველოს კლიმატური დარაიონება მ.კორძახიას მიხედვით

საქართველოს პირველი კლიმატური დარაიონება მ.კორძახიამ 1946 წელს შეასრულა. დარაიონებას მან საფუძვლად კიოპენის ჰავათა კლასიფიკაცია დაუდო. მ.კორძახიამ საქართველოს ტერიტორიაზე ორი ცირკულაციურ-კლიმატური ოლქი - დასავლეთის, რომელიც ნოტიო სუბტროპიკული ჰავით ხასიათდება და აღმოსავლეთის-სუბტროპიკული კონტინენტური ჰავით, და ერთი სამხრეთ საქართველოს მთიანეთის ქვეოლქი, მშრალი სუბტროპიკებიდან ზომიერად ნოტიოში გარდამავალი ჰავით- გამოყო. დარაიონება მოიცავს ჰავის 22 ტიპს (ნახ.8.1.1).



ნახ. 8.1.1. საქართველოს კლიმატური დარაიონება მ.კორძახიას მიხედვით. აღნიშვნები იხ. ტექსტში
(მ.კორძახია, 1961)

დასავლეთ საქართველოში:

1. ზღვიური ნოტიო ჰავა რბილი, თბილი, უთოვლო ზამთრით და ცხელი ზაფხულით;
2. საკმარისად ნოტიო ჰავა ზომიერად ცივი ზამთრით და შედარებით მშრალი ცხელი ზაფხულით;
3. ნოტიო ჰავა ზომიერად ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი თბილი ზაფხულით;

4. ნოტიო ჰავა ზომიერად ცივი ზამთრით და ხანმოკლე თბილი ზაფხულით;
5. ნოტიო ჰავა ცივი, თოვლიანი ზამთრით და ხანმოკლე თბილი ზაფხულით;
6. მაღალმთიანი ნოტიო ჰავა ნამდვილი ზამთრის პერიოდის გარეშე;
7. უხვი მუდმივი თოვლის და მყინვარების მაღალმთიანი ნოტიო ჰავა;

აღმოსავლეთ საქართველოში:

8. ზომიერად თბილი სტეპების ჰავა ცხელი ზაფხულით;
9. ზომიერად თბილი სტეპების ჰავიდან ზომიერად ნოტიოში გარდამავალი ჰავა;
10. ზომიერად ნოტიო ჰავა ზომიერად ცივი ზამთრით და ცხელი ზაფხულით;
11. ზომიერად ნოტიო ჰავა ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი თბილი ზაფხულით;
12. ზომიერად ნოტიო ჰავა ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი გრილი ზაფხულით;
13. ნოტიო ზღვიურიდან ზომიერად ნოტიო კონტინენტურში გარდამავალი ჰავა ცივი თოვლიანი ზამთრით და ხანგრძლივი ზაფხულით;
14. ნოტიო ზღვიურიდან ზომიერად ნოტიო კონტინენტურში გარდამავალი ჰავა(ცივი თოვლიანი ზამთრით და ხანმოკლე ზაფხულით);
15. ზომიერად ნოტიო ჰავა ცივი ზამთრით და ხანმოკლე ზაფხულით;
16. მაღალმთიანი ზომიერად ნოტიო ჰავა ნამდვილი ზაფხულის პერიოდის გარეშე;
17. მუდმივი თოვლისა და მყინვარების მაღალმთიანი ჰავა;

სამხრეთ საქართველოში:

18. ზომიერად ნოტიო მთიანეთის სტეპებზე გარდამავალი ჰავა;
19. მთიანეთის სტეპების ჰავა ცივი მცირეთოვლიანი ზამთრით და ხანგრძლივი თბილი ზაფხულით;
20. მთიანეთის სტეპების ჰავა ცივი მცირეთოვლიანი ზამთრით და ხანგრძლივი გრილი ზაფხულით;

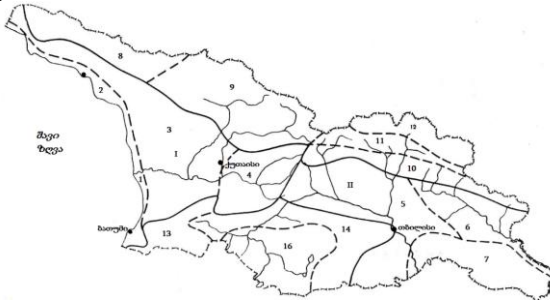
21. მთიანეთის სტეპების ჰავა ცივი ზამთრით და ხანმოკლე ზაფხულით;
22. მაღალი მთიანეთის ზომიერად მშრალი ჰავა ზაფხულის ნამდვილი პერიოდის გარეშე.

8.2. საქართველოს კლიმატური დარაიონება გ.ჭირაქაძის მიხედვით

გ.ჭირაქაძემ სპეციალურად გამოყენებითი მიზნებისათვის ჩაატარა საქართველოს ახალი კლიმატური დარაიონება. დარაიონებას საფუძვლად დაედო შემდეგი კრიტერიუმები:

1. საქართველოსათვის დამახასიათებელი ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესები;
2. ცალკეული რაიონების ფიზიკურ-გეოგრაფიული თავისებურებები;
3. საქართველოს გეოგრაფიული მდებარეობა;
4. საქართველოს რადიაციული რეჟიმი;
5. ძირითადი კლიმატური ელემენტების რეჟიმული მახასიათებლები.

ჩატარებული დარაიონების სქემა წარმოდგენილია ნახ.8.2.1-ზე.



ნახ. 8.2.1. საქართველოს კლიმატური დარაიონება გ.ჭირაქაძის (Климат и климатические ресурсы Грузии, 1971) მიხედვით.
აღნიშვნები იხ. ტექსტში

რაიონი 1. შავი ზღვის სანაპიროს სამხრეთი ნაწილი. ხასიათდება ნოტიო სუბტროპიკული ჰავით, ჭარბი დატენიანებით და მაღალი ტემპერატურული ფონით. ზამთარი თბილია, ზაფხული ზომიერად ნოტიო. რაიონის აერაციაში

დიდ როლს ასრულებს ბრიზული ცირკულაცია. ნალექების წლიური ჯამი 1700-2700მმ-ია, მაქსიმუმი შემოდგომა-ზამთარზე მოდის. იანვრის საშუალო ტემპერატურა 5-7⁰-ია, ივლისის-22-24⁰, საშუალო წლიური ტემპერატურაა-15⁰.

რაიონი 2. შავი ზღვის სანაპიროს ჩრდილოეთი ნაწილი. ჰავა აგრეთვე ნოტიო სუბტროპიკულია. განვითარებულია ბრიზული ცირკულაცია და ფიონური ეფექტი. ნალექების წლიური ჯამი 1400-1500მმ-ს შეადგენს. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა 4-6⁰, ივლისის-22-24⁰, ხოლო საშუალო წლიური-14-15⁰

რაიონი 3. დასავლეთ საქართველოს შიდა ვაკე ნაწილი. რაიონი ინარჩუნებს სუბტროპიკული ჰავის ნიშნებს, ტენის მცირე დეფიციტით. ბრიზები ხმელეთში ღრმად აღწევენ,

შეიმჩნევა ფიონების მოქმედება. ნალექების წლიური ჯამი-2200მმ-ია, მაქსიმუმით შემოდგომასა და ზამთარში. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა 4-6⁰, ივლისის-21-23⁰, ხოლო საშუალო წლიური-12-14⁰.

რაიონი 4. იმერეთის მასივი. ზღვის გავლენა ჰავაზე კლებულობს, კლებულობს აგრეთვე ნალექების რაოდენობა (800-1300მმ). რაიონში მოქმედებს ფიონური და ძლიერი აღმოსავლეთის ქარები. იქმნება მდგრადი თოვლის საფარი. იანვრის საშუალო ტემპერატურა ბარში შეადგენს 3-4⁰-ს, მთაში-0 მინუს 2⁰, ივლისის ტემპერატურა შესაბამისად 22-23⁰ და 15-16⁰-ია, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურა-7-14⁰-ია.

რაიონი 5. ხემო და ქვემო ქართლის ვაკე მთისწინეთით. დატენიანება აღმოსავლეთით თანდათან კლებულობს. ყველაზე მშრალი სეზონი ზამთარია, ნალექიანი-გაზაფხული. თოვლის საფარი არამდგრადია. ნალექების წლიური ჯამი დასავლეთში 600-800მმ-ია, აღმოსავლეთში-400-500მმ. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა 0 მინუს 2⁰, ივლისის-20-24⁰, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურა 10-13⁰ ია.

რაიონი 6. ალაზნის ველი მთისწინეთით. რაიონი ხასიათდება ზომიერი დატენიანებით. ტენის დეფიციტი აღინიშნება ზამთარსა და შემოდგომაზე. ნალექების წლიური ჯამი დაბლობში შეადგენს 400მმ-ს, ხოლო კახეთის კავკასიონზე იზრდება 1000-1100მმ-მდე. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერ-

რატურაა 0 მინუს 2⁰, ივლისის-23-24⁰, ხოლო საშუალო წლიური-11-13⁰. მდგრადი თოვლის საფარი არ წარმოიქმნება.

რაიონი 7. იორის ზეგანი მიმდებარე ველებით. რაიონს ახასიათებს მნიშვნელოვანი სიმშრალე და სითბოს სიუხვე. ნალექების უდიდესი რაოდენობა მოდის გაზაფხულზე, უმცირესი-ზამთარში. ნალექების წლიური ჯამი შეადგენს 400-600მმ-ს. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა 0 მინუს 2⁰, ივლისის-22-24⁰, ხოლო საშუალო წლიური-10-12⁰.

რაიონი 8. დასავლეთ კავკასიონის პერიფერიული ნაწილი. რაიონი იმყოფება ზღვის გავლენის ქვეშ, მკვეთრად არის გამოხატული ჰავის ვერტიკალური ზონალობა. თოვლის საფარი მდგრადია 90-250 დღის განმავლობაში. ნალექების წლიური ჯამი 1100-2200მმ-ია. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა მინუს 2-7⁰, ივლისის-14-19⁰, მაღალმთიან ზონაში ივლისის ტემპერატურა კლებულობს 6-8⁰-მდე. საშუალო წლიური ტემპერატურა-10-დან მინუს 4⁰-მდე იცვლება.

რაიონი 9. დასავლეთ კავკასიონის შიდა ნაწილი. რაიონისათვის დამახასიათებელია ზომიერი დატენიანება. მკვეთრად გამოხატულია ფიონური ეფექტი. ნალექების წლიური ჯამი 900-1200მმ-ია, მაქსიმუმში დამახასიათებელია შემოდგომისა და ზამთრისათვის. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურა მთისწინეთში მინუს 2-6⁰-ია, ხოლო მაღალმთიან რაიონში-მინუს 12⁰-ია. ივლისში ტემპერატურა 7-20⁰, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურა მინუს 2-პლიუს 6⁰-ია.

რაიონი 10. აღმოსავლეთ კავკასიონის მთისწინეთი და საშუალო მთიანეთი. რაიონის ტერიტორია იფარება მდგრადი თოვლის საფარით. მყარი ნალექების ხვედრითი წილი 30-40%-ს შეადგენს. ნალექების წლიური ჯამი 900-1100მმ-ია. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა მინუს 3-6⁰, ივლისის-17-18⁰, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურაა-7-8⁰.

რაიონი 11. აღმოსავლეთ კავკასიონის მაღალმთიანეთი. დატენიანება რამდენამდე იზრდება, ხანგრძლივია თოვლის საფარის არსებობა(100-200 დღე). მყარი ნალექების ხვედრითი წილი 70-80%-ია. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა მინუს 5-11⁰, ივლისის-10-16⁰, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურაა 0 მინუს 6⁰.

რაიონი 12. კავკასიონის ჩრდილოეთ ფერდობები. რაიონი გამოირჩევა განსაკუთრებული კონტინენტურობით და ზომიერი დატენიანებით. ნალექების მინიმუმი მოდის ზამთარში, მაქსიმუმი-გაზაფხულსა და ზაფხულში. მნიშვნელოვანია მყარი ნალექების ხვედრითი წილი. მდგრადი თოვლის საფარი გრძელდება 120-160 დღის განმავლობაში. ნალექების წლიური ჯამი 700-1000მმ-ია. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა მინუს 6-10⁰, ივლისის-12-14⁰, საშუალო წლიური ტემპერატურა-4-დან მინუს 5⁰-მდე იცვლება.

რაიონი 13. სამხრეთ საქართველოს მთიანეთის დასავლეთი ნაწილი. რაიონი განიცდის შავი ზღვის და დასავლეთის ნაკადების გავლენას. ხასიათდება თოვლის მდგრადი საფარით, მაღალმთიან ზონაში მისი ხანგრძლივობა 180-200, ხოლო საშუალო მთის ზონაში-60-70 დღეა. გააქტიურებულია ბრიზული და მთა-ბარის ცირკულაცია, განვითარებულია ფიონური ეფექტი. ნალექების წლიური ჯამი 1200-1600მმ-ია. იანვრის თვის საშუალო ტემპერატურა დაახლოვებით მინუს 5-ია, ივლისის-13-19⁰, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურა 4-10⁰.

რაიონი 14. მესხეთის და თრიალეთის ქედების სამხრეთი ფერდობები. რაიონი ხასიათდება ზომიერი დატენიანებით. ყველაზე მშრალი პერიოდებია შემოდგომა და ზამთარი. მაღალმთიან ზონაში მდგრადი თოვლის საფარის ხანგრძლივობა 150-170 დღეა. წლის განმავლობაში მოდის 600-800 მმ ნალექი. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა მინუს 2-7⁰, ივლისის-14-20⁰, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურაა-4-9⁰.

რაიონი 15. სამხრეთ საქართველოს მთიანეთის სამხრეთი ნაწილი. რაიონი განიცდის ნალექების დეფიციტს. მკვეთრად გამოხატულია ჰავის კონტინენტურობა. თოვლის საფარი ხანგრძლივია, მაგრამ მცირე სიმძლავრისაა. ნალექების წლიური ჯამი 500-700მმ-ია. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა მინუს 2-7⁰, ივლისის-13-20⁰, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურაა-3-9⁰.

8.3. საქართველოს საკურორტო კლიმატური დარაიონება

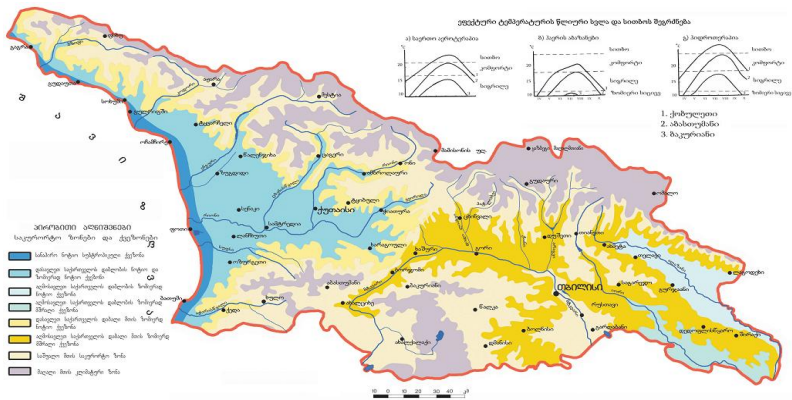
საქართველოს პირველი კლიმატური დარაიონება საკურორტო ფაქტორების გათვალისწინებით გ.უშვერიძემ და რ.კავ-

კასიქემ ჩაატარეს(1967). მათ აღნიშნულ დარაიონებას ატმოსფეროს წნევა და მასთან დაკავშირებული ჟანგბადის პარციალური წნევა დაუდეს საფუძველად, რაც მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს ადამიანის ორგანიზმის მთავარ ფუნქციაზე-სუნთქვაზე. ამიტომაც შესაბამის დარაიონებას მედიკო-კლიმატური დარაიონება უწოდეს. ამ პრინციპის საფუძველზე მათ შემდეგი საკურორტო ზონები და ქვეზონები გამოყვეს:

1. **დაბლობის საკურორტო ზონა.** გავრცელებულია ზღვის დონედან 500მ სიმაღლემდე. ატმოსფეროს წნევა 760-720მმ-ს, ხოლო ჟანგბადის პარციალური წნევა 159-149მმ-ს შეადგენს. ზონა შეიცავს სამ ქვეზონას:
 - ა). ზღვისპირა ნოტიო სუბტროპიკულ ქვეზონას;
 - ბ). დასავლეთ საქართველოს დაბლობის ნოტიო და ზომიერად ნოტიო ქვეზონას;
 - გ). აღმოსავლეთ საქართველოს დაბლობის ზომიერად ნოტიო ქვეზონას (აღაზნის ველი);
 - დ). აღმოსავლეთ საქართველოს აღმოსავლეთ ნაწილის დაბლობის ზომიერად მშრალ ქვეზონას.
2. **დაბალი მთის საკურორტო ზონა.** ვრცელდება 500მ-დან 1000მ სიმაღლეთა ინტერვალში. ატმოსფეროს წნევა 720-680მმ-ს, ხოლო ჟანგბადის პარციალური წნევა 149-140მმ-ს შეადგენს. ზონა შეიცავს ორ ქვეზონას:
 - ა). დასავლეთ საქართველოს დაბალი მთის ზომიერად ნოტიო ქვეზონას;
 - ბ). აღმოსავლეთ საქართველოს დაბალი მთის ზომიერად მშრალ ქვეზონას.
3. **საშუალო მთის საკურორტო ზონა.** ვრცელდება 1000მ-დან 1500მ სიმაღლეთა ინტერვალში. ატმოსფეროს წნევა 680-640მმ-ს, ხოლო ჟანგბადის პარციალური წნევა 140-132მმ-ს შეადგენს.
4. **მაღალი მთის საკურორტო ზონა.** ვრცელდება 1500მ-დან 2200მ სიმაღლეთა ინტერვალში. ატმოსფეროს წნევა 640-590მმ-ს, ხოლო ჟანგბადის პარციალური წნევა 132-122მმ-ს შეადგენს.
5. **მაღალი მთის არასაკურორტო ზონა.** ვრცელდება 2200მ-ზე მაღლა. ატმოსფეროს წნევა 590მმ-ზე დაბალია, ხოლო ჟანგბადის პარციალური წნევა 122მმ-ზე დაბალი.

1979 წელს საქართველოს ჯანმრთელობის დაცვის სამინისტროს ი.კონიაშვილის სახელობის კურორტოლოგიის და ფიზიოთერაპიის სამეცნიერო-კვლევით ინსტიტუტში საქართველოს კურორტების და საკურორტო რესურსების ატლასზე მუშაობის დროს ვ.ჯაღლიაშვილმა, ე.კობახიძემ და ე.ელიზბარაშვილმა დააზუსტეს საკურორტო ზონების საზღვრები. მათ ამ პროცესს გეოგრაფიული ზონაღურობა და საქართველოს კურორტების სამკურნალო ფაქტორები დაუდეს საფუძვლად, დაზუსტება ძირითადად საშუალო მთის საკურორტო ზონის საზღვრებს შეეხება. საშუალო მთის საკურორტო ზონის საზღვრებად მიჩნეული იყო 1000-2000მ. ეს ზონა წარმოდგენილი იყო ორ იარუსად, ქვედა, 1500მ სიმაღლემდე და ზედა, 1500მ-ზე მაღლა. 2000მ-ზე მაღლა ზონა მიჩნეული იყო არასაკურორტოდ, რადგანაც იქ პრაქტიკულად არ არის კურორტები და ზონას სამკურნალო ფაქტორები არ გააჩნია. ამიტომ ამ ზონას ტურიზმის და ალპინიზმის ზონა ეწოდა.

საბოლოოდ საქართველოს საკურორტო დარაიონების რუკა წარმოდგენილია ნახ. 8.3.1-ზე.



ნა

ნ. 8.3.1. საქართველოს საკურორტო კლიმატური ზონები (ე.ელიზბარაშვილი, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)

თაზი 9. კლიმატური რისკის რეგულაცია

9.1. კლიმატური რისკის რეგულაციის ძირითადი სახეობები

საქართველოს ჰავა ხასიათდება მდიდარი რესურსებით. ზოგიერთი კლიმატის ტიპს გააჩნია სამკურნალო თვისებები, ზოგიერთი წარმოადგენს ენერჯის წყაროს, ხოლო ზოგი სასურველია სოფლის მეურნეობის წარმოებისათვის და ა.შ.

კლიმატური რესურსების შეფასების ორიგინალური მეთოდი დამუშავდა ა.ვოეიკოვის სახელობის მთავარ გეოფიზიკურ ობსერვატორიაში პროფესორ ნ.კობიშევას ხელმძღვანელობით (Кобышева Н.В., Ильина О.Б., 2001). მეთოდის საშუალებით შეიძლება პირობით ერთეულებში რაოდენობრივად შეფასდეს კლიმატური რესურსების ინტეგრალური მაჩვენებელი (**P**) და მისი ცალკეული მდგენელები. ამ მეთოდის შესაბამისად ყველა კლიმატური მაჩვენებელი წინასწარ ნორმირდება და წონითი კოეფიციენტების გათვალისწინებით პირობით ერთეულებში გადაიყვანება, ხოლო შემდეგ ჯამდება.

თითოეული სახის რესურსის კლიმატური მაჩვენებელი წინასწარ ნორმირების გზით განუზომელ ერთეულებში გადაიყვანება და ბალებში გამოისახება. მაჩვენებლის უდიდესი მნიშვნელობა 10 ბალად, ხოლო უმცირესი მნიშვნელობა 0 ბალად მიიღება.

კლიმატური მაჩვენებლის ნორმირებული მნიშვნელობა გამოითვლება ფორმულით:

$$X_n = 10 \cdot (X - X_{\min}) / (X_{\max} - X_{\min}) \quad (9.1.1),$$

სადაც X - რესურსის მნიშვნელობაა მიღებულ ერთეულებში, X_{\max} და X_{\min} - შესაბამისად მისი მაქსიმალური და მინიმალური მნიშვნელობაა.

თითოეული მაჩვენებლის მნიშვნელობები ჯამდება, ხოლო ჯამი პირობით ერთეულებში გადაიყვანება.

საქართველოს ძირითადი კლიმატური რესურსებია- აგროკლიმატური, ენერჯეტიკული და საკურორტო რესურსები. აგროკლიმატური რესურსები განისაზღვრება სითბოსა და ტე-

ნის რაოდენობით სავეგეტაციო პერიოდის განმავლობაში, ამიტომ ის შეიძლება გამოისახოს ამავე პერიოდში აქტიურ ტემპერატურათა ჯამით (T^0) და ნალექების რაოდენობით (R მმ). ენერგეტიკული კლიმატური რესურსები შედგება ჰელიო-ენერგეტიკული, ქარის და ჰიდროენერგეტიკული რესურსებისგან, შესაბამისად ისინი გამოისახებიან მზის ჯამური რაოდენობით (Q მჯ/კვ.მ), ქარის მუშა სიჩქარეების ხანგრძლივობით (V სთ) და მდინარეთა წლიური ჩამონადენით (H მმ). საკურორტო რესურსები გამოისახება კურორტებისა და პერსპექტიული საკურორტო ადგილების რაოდენობით მათი პროფილის გათვალისწინებით- კლიმატური და კლიმატო-ბალნეოლოგიური (Nk), ბალნეოლოგიური და ბალნეოკლიმატური (Nb).

ცხრილში 9.1.1 წარმოდგენილია საქართველოს ადმინისტრაციული რაიონებისთვის გასაშუალოებული ცალკეული კლიმატური კომპონენტების მნიშვნელობები.

ცხრილში 9.1.1 წარმოდგენილი მონაცემები რომ გამოვსახოთ რესურსების ერთეულებში საჭიროა მათი საერთო მნიშვნელის ქვეშ მიყვანა და შესაბამისი მდგენელების წონითი კოეფიციენტების განსაზღვრა, რაც ზემოდ დასახელებული მეთოდური მიდგომის გამოყენებით მოხერხდა. გამოთვლის შედეგები წარმოდგენილია ცხრილში 9.1.2.

ცხრილი 9.1.2-დან გამომდინარეობს, რომ საქართველოს ადმინისტრაციული ერთეულებიდან კლიმატური რესურსებით განსაკუთრებით მდიდარი სამეგრელო-ზემო სვანეთი და კახეთია, სადაც კლიმატური რესურსების ინტეგრალური მაჩვენებელი შესაბამისად 84 და 80 პირობითი ერთეულია.

პირველ მათგანში რესურსები თითქმის თანაბრად ნაწილდება აგროკლიმატურ, ენერგეტიკულ და კლიმატურ სექტორებში. განსაკუთრებით მდიდარია მხარე სითბური და ბალნეოლოგიური რესურსებით. კახეთი განსაკუთრებით მდიდარია ბალნეოლოგიური და ბალნეოკლიმატური რესურსებით, მაგრამ პრაქტიკულად უმნიშვნელოა ქარის ენერგეტიკული რესურსები. სითბოსა და ტენის რესურსები საშუალებას იძლევა ინტენსიურად განვითარდეს მიწათმოქმედება.

რაჭა-ლეჩხულის და ქვემო სვანეთის პოტენციური კლიმატური რესურსები 75 პირობით ერთეულს შეადგენს. მხარე

განსაკუთრებით მდიდარია ენერგეტიკული და საკურორტო რესურსებით, არასაკმარისია სითბური რესურსები.

ცხრილი 9.1.1. საქართველოს ადმინისტრაციული რაიონების-თვის გასაშუალოებული ცაღკეული კლიმატური კომპონენტების მაჩვენებლები

რესურსები						
აგროკლიმატური		ენერგეტიკული			საკურორტო	
T	R	Q	V	H	Nk	Nb
აფხაზეთი						
2200	1000	4900	1000	2000	22	0
სამეგრელო-ზემო სვანეთი						
3500	750	4900	2500	2500	11	2
გურია						
2500	1000	4600	1500	2000	1	0
აჭარა						
2500	800	4650	3000	900	12	0
რაჭა-ლეჩხუმი ქვემო სვანეთი						
2000	1000	4950	4000	3000	10	1
იმერეთი						
2500	800	4800	3500	1500	1	1
სამცხე-ჯავახეთი						
2500	800	4800	3500	1500	1	1
შიდა ქართლი						
3000	500	4900	3000	200	18	1
მცხეთა-მთიანეთი						
2500	800	4750	2500	600	13	2
ქვემო ქართლი						
3000	500	5050	3000	200	14	0
კახეთი						
3000	900	5200	1000	500	4	4
თბილისი						
3500	600	5100	3500	600	3	1
Xmax						
3500	1000	5200	4000	3000	22	4
Xmin						
2000	500	4600	1000	200	1	0
Xmax-Xmin						
1500	500	600	3000	2800	21	4

ცხრილი 9.1.2. პოტენციური კლიმატური რესურსები და ინტეგრალური მაჩვენებელი (Elizbarashvili E., Elizbarashvili M., Khutsishvili E., Kamadadze C., Chelidze N., 2015)

რესურსები %							ინტეგრალური მაჩვენებელი, პირობითი ერთეული P
T	R	Q	V	H	Nk	Nb	
აფხაზეთი							
4	28	17	0	20	31	0	58
სამეგრელო-ზემო სვანეთი							
24	9	12	7	17	11	20	84
გურია							
18	44	0	6	31	1	0	36
აჭარა							
16	18	12	21	11	22	0	41
რაჭა-ლეჩხუმი ქვემო სვანეთი							
0	21	16	16	24	12	11	75
იმერეთი							
13	15	13	20	22	0	17	50
სამცხე-ჯავახეთი							
0	0	27	23	2	48	0	37
შიდა ქართლი							
23	0	19	16	0	27	15	53
მცხეთა-მთიანეთი							
12	14	9	11	5	19	30	55
ქვემო ქართლი							
25	1	30	20	0	24	0	47
კახეთი							
15	16	24	0	2	3	40	80
თბილისი							
41	7	4	21	6	4	17	48

იმერეთის, ქვემო და შიდა ქართლის, მცხეთა-მთიანეთის და აფხაზეთის კლიმატური რესურსები 47-58 პირობითი ერთეულის ფარგლებში მერყეობს. მცხეთა-მთიანეთში შესაძლებელია ყველა სახის რესურსის გამოყენება, იმერეთი დარბია საკურორტო კლიმატური რესურსებით. ქვემო და შიდა ქართლში უმნიშვნელოა პიდროენერგეტიკული რესურსები, ხოლო მიწათმოქმედების განვითარებას ესაჭიროება ხე-

ლოენური მორწყვა, ამავე დროს პერსპექტიულია ჰელიო-და ქარის ენერგეტიკული რესურსების და აგრეთვე საკურორტო კლიმატური რესურსების გამოყენება. აფხაზეთი მდიდარია საკურორტო კლიმატური, აგრეთვე აგროკლიმატური, ჰელიოენერგეტიკული და ჰიდროენერგეტიკული რესურსებით.

გურიაში, აჭარაში და სამცხე-ჯავახეთში პოტენციური კლიმატური რესურსები შეადგენს მხოლოდ 36-41 პირობით ერთეულს. გურიაში განსაკუთრებით პერსპექტიულია აგროკლიმატური და ჰიდროენერგეტიკული რესურსების გამოყენება, ხოლო აჭარასა და სამცხე-ჯავახეთში- საკურორტო კლიმატური რესურსების და ყველა სახის ენერგეტიკული ენერგეტიკული რესურსების გამოყენება.

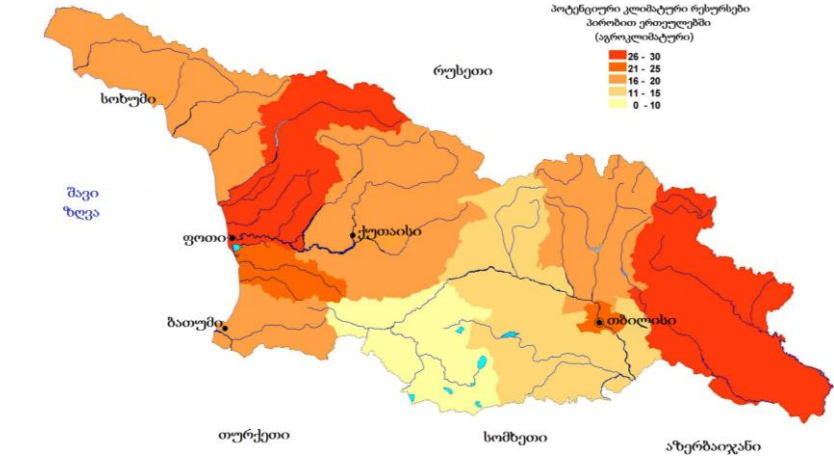
ამავე დროს აჭარაში შესაძლებელია აგროკლიმატური რესურსების გამოყენება, რაც, სითბოსა და ტენის უკმარისობის გამო, პრაქტიკულად გართულებული სამცხე-ჯავახეთში

ქალაქ თბილისის ზონაში კლიმატური რესურსების პოტენციული 48 პირობით ერთეულს შეასდგენს. აქ ყველა სახის რესურსია, მაგრამ განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია სითბური, ქარის ენერგეტიკული და ბალნეოლოგიური რესურსები.

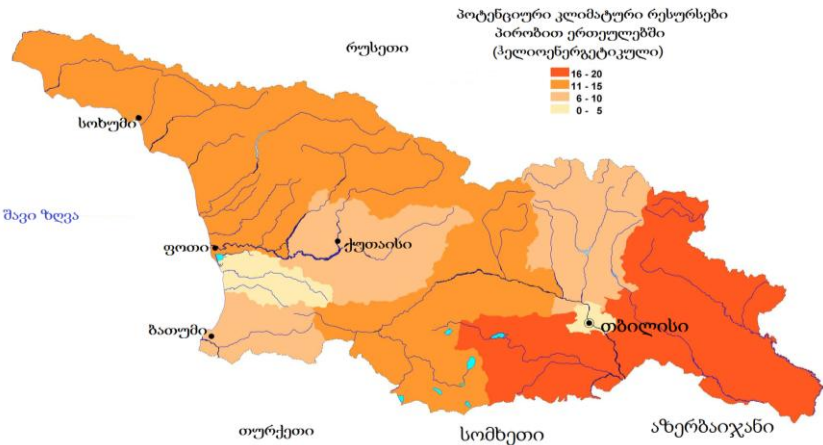
ნახ. 9.1.1-ზე წარმოდგენილია პირობით ერთეულებში გამოხატული ცალკეული სახეობის რესურსების რუკები.

ნახ. 9.1.1.ა –დან გამომდინარეობს, რომ ყველაზე მდიდარი აგროკლიმატური რესურსები სამეგრელო-ზემო სვანეთში და კახეთშია, სადაც მათი რესურსული პოტენციული 25 პირობით ერთეულს აღემატება. აგროკლიმატური რესურსებით ყველაზე ღარიბი სამცხე-ჯავახეთია, სადაც პოტენციული 10 პირობით ერთეულს არ აღემატება. ნახ. 9.1.1.ბ –ის თანახმად ჰელიოენერგეტიკული რესურსებით აგრეთვე მდიდარია კახეთი, და ქვემო ქართლი (16 პირ.ერთ. მეტი), ხოლო შედარებით ღარიბი-გურია (5 პირ.ერთ. ნაკლები). უდიდესი ქარის ენერგეტიკული რესურსები რაჭა-ლეჩხუმში, ქვემო სვანეთში, იმერეთში და თბილისის ზონაში აღინიშნება (16 პირ.ერთ.მეტი), ხოლო უმცირესი აფხაზეთში და კახეთში (2 პირ.ერთ. ნაკლები) (ნახ.9.1.1.გ). ჰიდროენერგეტიკუ-

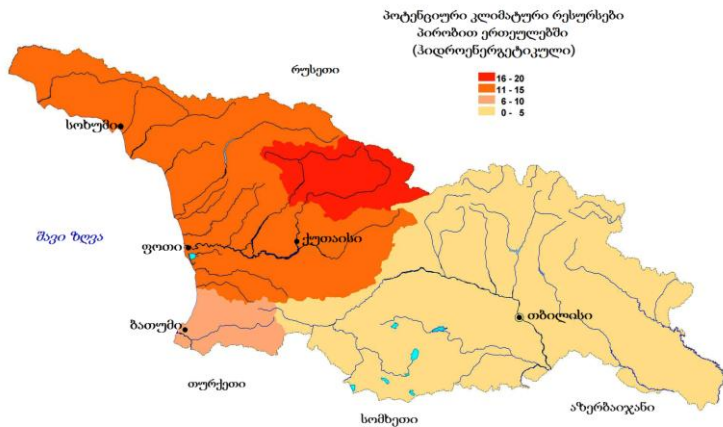
ლი რესურსებით მდიდარია დასავლეთ საქართველოს რეგიონები (ნახ. 9.1.1.დ), განსაკუთრებით რაჭა-ლეჩხუმი და ქვემო სვანეთი, სადაც ჰიდროენერგეტიკული რესურსების პოტენციალი 16 პირობით ერთეულს აღემატება.



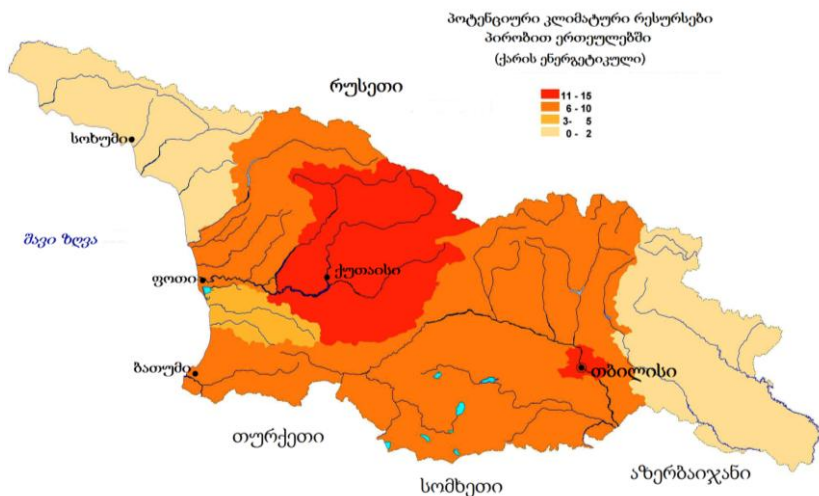
ა)



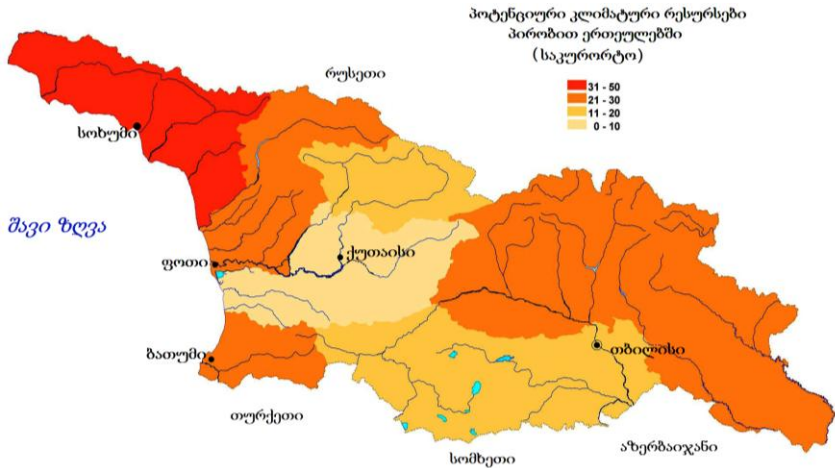
ბ)



ბ)



დ)



ე)

ნახ. 9.1.1. პოტენციური კლიმატური რესურსები პირობით ერთეულებში: ა) -აგროკლიმატური; ბ)-ჰელიოენერგეტიკული; გ) -ქარის ენერგეტიკული; დ) -ჰიდროენერგეტიკული; ე) -საკურორტო (Elizbarashvili E., Elizbarashvili M., Khutsishvili E., Kamadadze C., Chelidze N., 2015)

აღმოსავლეთ საქართველოს რეგიონებში ჰიდროენერგეტიკული რესურსების პოტენციალი არ აღემატება 5 პირობით ერთეულს. ნახ. 9.1.1.-ის თანახმად საკურორტო რესურსებით განსაკუთრებით მდიდარი აფხაზეთია (31 პირ. ერთ.მეტი), თუმცა საკურორტო რესურსები ქვეყნის სხვა რეგიონებშიც საკმარისია- აჭარა, სამეგრელო, ზემო-სვანეთი, კახეთი, მცხეთა-მთიანეთი, შიდა ქართლი (21-30 პირ.ერთ).

9.2. საკურორტო კლიმატური რესურსები

საქართველოს კლიმატური რესურსების მნიშვნელოვანი წილი საკურორტო კლიმატური რესურსებზე მოდის. აქ აღრიცხულ 400-მდე კურორტს და საკურორტო ადგილს შორის დაახლოვებით ნახევარი კლიმატური პროფილისაა, ანუ ხასიათდება სამკურნალო თვისებების ჰავით (Элизбарашвили Э.Ш., Гонгладзе Н.Ш., 1980).

საქართველოს კურორტოლოგიის და ფიზიოთერაპიის სამეცნიერო-კვლევით ინსტიტუტში ჩატარებული დარაიონების

თანახმად საქართველოს ტერიტორიაზე გამოყოფილია დაბლობის, დაბალი მთის და საშუალო მთის საკურორტო ზონები, რომლებიც დაყოფილია ქვეზონებად და რაიონებად.

დაბლობის საკურორტო ზონა.

1.ზღვისპირა ნოტიო სუბტროპიკული ქვეზონა (ცხრილი 9.2.1). ქვეზონის ძირითადი სამკურნალო ფაქტორებია ზღვა, ჰაერში არსებული ზღვიური წარმოშობის ქიმიური მიკროელემენტები და მზის სხივების სიუხვე. ასეთი ჰავა წარმატებით გამოიყენება სასუნთქი ორგანოებით, გულსისხლძარღვთა და ნერვული სისტემით დაავადებულთა სამკურნალოდ.

ცხრილი 9.2.1 ზღვისპირა ნოტიო სუბტროპიკული ქვეზონის საკურორტო რესურსები

სახელწოდება	ადგილის სიმაღლე, მ	პროფილი	მნიშვნელობა
აჭარის სანაპირო			
ბათუმი	3	კლიმატური	კურორტი
მწვანე კონცხი	90	კლიმატური	კურორტი
ქობულეთი	3	კლიმატური	კურორტი
მახინჯაური	5	კლიმატური	კურორტი
ციხისძირი	50	კლიმატური	კურორტი
ბათუმის მთა	150	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ბობოყვათი	70	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ჩაქვი-ბუკნარი	50	კლიმატური	საკურ.ადგილი
შეკვეთილი	6	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ანარია	350	კლიმატური	საკურ.ადგილი
კოლხეთის სანაპირო			
ანაკლია	3	კლიმატური	კურორტი
მალთაყვა	5	კლიმატური	კურორტი
გრიგოლეთი	4	კლიმატური	კურორტი
ურეკი	10	კლიმატური	კურორტი
ყულევი	3	კლიმატური	კურორტი
აფხაზეთის სანაპირო			
ბესლეთი	120	კლიმატური	კურორტი
აგუძერა	10	კლიმატური	კურორტი
განთიადი	40	კლიმატური	კურორტი
გაგრა	10	კლიმატური	კურორტი
გუმისტა	70	კლიმატური	კურორტი

ცხრილი 9.2.1-ის გაგრძელება			
ღესევიძე	5	კლიმატური	კურორტი
გულაუთა	25	კლიმატური	კურორტი
გულრიფში	120	კლიმატური	კურორტი
სოსხუმი	3	კლიმატური	კურორტი
ეშერა	10	კლიმატური	კურორტი
ბიჭვინთა	7	კლიმატური	კურორტი
ახალი ათონი	8	კლიმატური	კურორტი
ოქროს სანაპირო	10	კლიმატური	კურორტი
მიუსერა	12	კლიმატური	კურორტი
კოდორი	15	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მაჭარა	10	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მოკვი	5	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ნაგოვალთუ	8	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ონაშირე	5	კლიმატური	საკურ.ადგილი
სანაპირო	10	კლიმატური	საკურ.ადგილი
სკურჩა	2	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ტამიში	8	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ალახაძე	7	კლიმატური	საკურ.ადგილი
შაპი	10	კლიმატური	საკურ.ადგილი
წითელი ხიდი	10	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ახალი სოფელი	10	კლიმატური	საკურ.ადგილი
განახლება	40	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ზვანდრიპში	120	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ცივი მდინარე	20	კლიმატური	საკურ.ადგილი
საბუ შურა	8	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ბომბორა	15	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ფარჩა	7	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მაგიდა	5	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მულავა	10	კლიმატური	საკურ.ადგილი
დრანდა	15	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ღიხაგუძუბა	5	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მეგობრობა	6	კლიმატური	საკურ.ადგილი
კაღდახვარა	6	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ღიხნი	100	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მერხევი	70	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მიხელრიფში	120	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ოქუმი	150	კლიმატური	საკურ.ადგილი

ცხრილი 9.2.1-ის გაგრძელება			
ხურეი	40	ბალნეოლოგიური	საკურადგილი
საღხინო	10	კლიმატური	საკურადგილი

აჭარის საკურორტო რაიონი ხასიათდება ძალიან რბილი ზამთრით და ძალიან თბილი ზაფხულით. იანვრის საშუალო ტემპერატურა მერყეობს 4-10⁰C-ის ფარგლებში, ხოლო ივლისის საშუალო ტემპერატურა – 22-25⁰C-ის ფარგლებში. მზის ნათების წლიური ხანგრძლივობა ბათუმიდან ჩრდილოეთით 1900 სთ-ზე ნაკლებია, მზიან დღეთა რიცხვი კი 295 დღეზე ნაკლებია, ხოლო სამხრეთით შესაბამისად შეადგენს 1900-2000 საათს და 300 დღეს. რაიონი იმყოფება ბრიზების ძლიერი მოქმედების ზონაში. ჟანგბადის წონითი შემცველობა ჰაერში აღემატება 280 გ/მ-ს. ჰაერის მაგნე მიწარეგებისაგან თვითგასუფთავების მეტეოროლოგიური პირობები ზამთარში დამაკმაყოფილებელია, ხოლო ზაფხულში – რამდენადმე შეზღუდული. რაიონში განლაგებულია სახელგანთქმული კურორტები: ქობულეთი, ციხისძირი, მწვანე კონცხი, მახინჯაური, ბათუმი, და პერსპექტიული საკურორტო ადგილები – ფიჭვნარი, ხუცუბანი, ბობოყვათი, ჩაქვა-ბუკნარი, ბათუმის მთა და სამება. საკურორტო რაიონის ძირითადი სამკურნალო ფაქტორებია: ზღვა, ჰაერში არსებული ზღვიური წარმოშობის ქიმიური მიკროელემენტები, რადიაციული ბალანსის მაღალი მნიშვნელობა, ჰაერში ჟანგბადის მნიშვნელოვანი შემცველობა და შედარებით სუფთა ჰაერი. ასეთი ჰავა სასარგებლოა კარდიოლოგიური, ნევროლოგიური, პულმონოლოგიური და ართროლოგიური ავადმყოფების სამკურნალოდ და პროფილაქტიკური მიზნებისათვის.

აფხაზეთის სანაპირო საკურორტო რაიონში 14 კლიმატური პროფილის კურორტი (ბესლეთი, აგუშერა, განთიადი, გაგრა, გუმიტა, ლესელიძე, გუდაუთა, გულრიფში, სოხუმი, ეშერა, ბიჭვინთა, ახალი ათონი, ოქროს სანაპირო, მიუსერა) და რამოდენიმე ათეული საკურორტო ადგილია.

ქვეზონაში განსაკუთრებით საყურადღებოა ურეკი-ანაკლიას სანაპირო ზოლი, სადაც მდინარეების სუფსასა და

ნატანებს შორის 30-50მ სიგანის ზღვისპირა ზოლი წარმოდგენილია სხვადასხვა ხარისხით გამდიდრებული მაგნიტური თვისების ქვიშებით, რისი აბაზანებიც დადებით გავლენას ახდენენ, როგორც ჯანმრთელ, ისე ზოგიერთ დაავადებულ ორგანიზმზე.

2.დასავლეთ საქართველოს ნოტიო და ზომიერად ნოტიო დაბლობის საკურორტო ქვეზონა (ცხრილი 9.2.2.) მოიცავს კოლხეთის ბარის შიდა რაიონებს და მთისწინეთს. აქ უმთავრესად ბალნეოლოგიური კურორტებია, თუმცა ქვეზონას საკმაოდ მდიდარი კლიმატური რესურსებიც გააჩნია. პერსპექტიულ საკურორტო ადგილებად შეიძლება ჩაითვალოს მუხური, სათაფლია, სამება და სხვ.

ცხრილი 9.2.2. დასავლეთ საქართველოს ნოტიო და ზომიერად ნოტიო დაბლობის ქვეზონის საკურორტო რესურსები

სახელწოდება	ადგილის სიმაღლე, მ	პროფილი	მნიშვნელობა
კოლხეთი			
გორმოგილი	200	კლიმატური	კურორტი
კურსები	350	ბალნეო-კლიმ.	კურორტი
მენჯი	150	ბალნეოლოგიური	კურორტი
ნოქალაქევი	150	ბალნეოლოგიური	კურორტი
სამტრედია	25	ბალნეოლოგიური	კურორტი
სკური	480	ბალნეოლოგიური	კურორტი
სულორი	200	ბალნეოლოგიური	კურორტი
სიმონეთი	300	ბალნეოლოგიური	კურორტი
ცაიში	150	ბალნეოლოგიური	კურორტი
წყალტუბო	120	ბალნეოლოგიური	კურორტი
ვაკიჯვარი	450	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ძველი აბაშა	40	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მარანი	40	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მუხური	270	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ონტოფო	40	კლიმატური	საკურ.ადგილი
სათაფლია	450	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ურტა	130	კლიმატური	საკურ.ადგილი
წალენჯიხა	300	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ჭკადუაში	300	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ჩოკიანი	80	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი

ცხრილი 9.2.2-ის გაგრძელება			
სეაშირე	420	კლიმატური	საკურ.ადგილი
აგვი	470	კლიმატო-ბალნ.	საკურ.ადგილი
ბია	50	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
ზუბი	420	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
ლაძგვერია	420	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
ლუგელა	290	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
ქვალონი	20	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
ხორგა	15	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
კვალითი	320	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
ხრესილი	480	კლიმატო-ბალნ.	საკურ.ადგილი
აჭარის მიმდებარე			
ნაბედლავი	450	ბალნეოლოგიური	კურორტი
ნასაკირალი	150	ბალნეოლოგიური	კურორტი
კაპრეშუმი	310	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მახვილაური	250	კლიმატური	საკურ.ადგილი
სამება	150	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ხენოკეთი	370	კლიმატური	საკურ.ადგილი
აფხაზეთი			
ტყვარჩელი	350	ბალნეოლოგიური	კურორტი
ანარანდა	250	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ბაგეული	350	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ჯიხასკურა	250	კლიმატური	საკურ.ადგილი
დურიპში	250	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მეხადირი	280	კლიმატური	საკურ.ადგილი
შრომა	190	კლიმატური	საკურ.ადგილი

აჭარის საკურორტო რაიონი ხასიათდება ძალიან რბილი ზამთრით და თბილი ზაფხულით. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურა 4-10⁰C-ის ფარგლებში, ხოლო ივლისის – 18-22⁰C-ის ფარგლებში მერყეობს. მზის ნათების ხანგრძლივობა საშუალოდ შეადგენს 1900 საათს, ხოლო მზიან დღეთა რიცხვი წელიწადში 290-300-ია. ჟანგბადის წონითი შემცველობა ჰაერში მაღალია და საშუალოდ შეადგენს 270-180 გ/მ-ს. ჰაერის აერაციის მეტეოროლოგიური პირობები ანალოგიურია, რაც სანაპირო რაიონში – ზამთარში დამაკმაყოფილებელი, ხოლო ზაფხულში რამდენადმე შეზღუდულია. რაიონში განლაგებულია პერსპექტიული საკურორტო ადგილები – მახვილაური, ხენოკეთი, სამება, კაპრეშუ-

მი. ბრიზული ცირკულაციის ძლიერი მოქმედების გამო, ზღვიური წარმოშობის ქიმიური მიკროელემენტები მრავლად არის გაბნეული ჰაერში, ამიტომაც რაიონის გამოყენება პერსპექტიულია კარდიოლოგიური, ნევროლოგიური და პულმონოლოგიური ავადმყოფების სამკურნალოდ.

3.ადმოსავლეთ საქართველოს ზომიერად ნოტიო და ზომიერად მშრალი საკურორტო ქვეზონები (ცხრილები 9.2.3-4) ხასიათდება რბილი უთოვლო ზამთრით და ძალიან თბილი ზაფხულით. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურა მინუს 1-პლიუს 2⁰C-ის ფარგლებში, ხოლო ივლისის – 23-25⁰C-ის ფარგლებში მერყეობს. შედარებით დარბია საკურორტო რესურსებით და მას კლიმატოთერაპიული მნიშვნელობა ნაკლებად აქვს, თუმცა ზოგიერთ კურორტს და საკურორტო ადგილს განსაკუთრებული სამკურნალო თვისებები გააჩნია, და ნაჩვენებია თირკმელების სამკურნალოდ . ცხრილი 9.2.3. ადმოსავლეთ საქართველოს ზომიერად ნოტიო დაბლობის ქვეზონის (აღაზნის ველი) საკურორტო რესურსები

სახელწოდება	სიმაღლე, მ	პროფილი	მნიშვნელობა
ადმოსავლეთ საქართველოს			
ახტალა	400	ბალნეოლოგიური	კურორტი
ოქტომბერი	380	ბალნეოლოგიური	კურორტი
შაქრიანი	350	ბალნეოლოგიური	კურორტი
თათრების ახტალა	500	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
ლაგოდეხი	460	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
კობალგესი	330	კლიმატური	საკურ.ადგილი

ცხრილი 9.2.4. ადმოსავლეთ საქართველოს ზომიერად მშრალი დაბლობის ქვეზონის საკურორტო რესურსები

სახელწოდება	სიმაღლე, მ	პროფილი	მნიშვნელობა
ადმოსავლეთ საქართველოს			
თბილისი	450	ბალნეოლოგიური	კურორტი
კუმისი	492	ბალნეოლოგიური	კურორტი
კავთისხევი	480	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მცხეთა	463	კლიმატური	საკურ.ადგილი

დაბალი მთის საკურორტო ზონა:

1.დასავლეთ საქართველოს დაბალი მთის ზომიერად ნოტიო ქვეზონა(ცხრილი 9.2.5);

ცხრილი 9.2.5. დასავლეთ საქართველოს დაბალი მთის ზომიერად ნოტიო ქვეზონის საკურორტო რესურსები

სახელწოდება	აღვილის სიმაღლე, მ	პროფილი	მნიშვნელობა
აჭარის			
კოკტაური	680	ბალნეოლოგიური	კურორტი
ჯვარის მთა	650	კლიმატური	საკურ.ადგილი
კინტრიში	700	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ნამონასტრელი	850	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ნამაინები	900	კლიმატური	საკურ.ადგილი
სადორია	800	კლიმატური	საკურ.ადგილი
სამთაროვკა	800	კლიმატური	საკურ.ადგილი
კავკასიონის მთისწინა			
ლაშიჭალა	850	ბალნეოლოგიური	კურორტი
რიწა	950	კლიმატური	კურორტი
ღენცვიში	870	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ბუბეულა	560	კლიმატური	საკურ.ადგილი
გორდი	600	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ბოგაურა	970	კლიმატური	საკურ.ადგილი
გურკელი	970	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
ღენტეხი	940	კლიმატო-ბალნ.	საკურ.ადგილი
ხიდიკარი	690	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ონი	800	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ხოპური	740	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ანგარა	950	კლიმატური	საკურ.ადგილი
კოლხეთის დაბლობის მიმდებარე			
ზვარე	700	ბალნეოლოგიური	კურორტი
ზეკარი	650	ბალნეოლოგიური	კურორტი
კვერეთი	750	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
ნუნისი	920	ბალნეოლოგიური	კურორტი
საირმე	950	კლიმატო-ბალნ.	კურორტი
ზოდის აბანო	650	კლიმატო-ბალნ.	საკურ.ადგილი
ცასიგორა	550	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ცირზვალდი	650	კლიმატური	საკურ.ადგილი
სხეპური	980	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი

2. აღმოსავლეთ საქართველოს დაბალი მთის ზომიერად მშრალი ქვეზონა (ცხრილი 9.2.6.).

**ცხრილი 9.2.6. აღმოსავლეთ საქართველოს დაბალი მთის
ზომიერად მშრალი ქვეზონა**

სახელწოდება	ადგილის სიმაღლე, მ	პროფილი	მნიშვნელობა
თრიალეთის ქედის დასავლეთ ნაწილის მთისწინა			
ახალდაბა	790	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
ბორჯომი	800	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
დაბა	806	კლიმატური	კურორტი
ქვიშხეთი	750	კლიმატური	კურორტი
სურამი	760	კლიმატო-ბალნ.	კურორტი
ჩითახევი	800	ბალნეოლოგიური	კურორტი
ჩობისხევი	980	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ბახალეთის ტბა	900	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ბოდბე	860	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ბუღბუღისციხე	750	კლიმატური	საკურ.ადგილი
დვინი	960	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
ქაშვეთი	850	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ტაშისკარი	740	კლიმატო-ბალნ.	საკურ.ადგილი
მოცკევი	900	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ტაგვეთი	780	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ხცისი	730	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
ჩანარაკი	760	კლიმატური	საკურ.ადგილი
დედოფლ.წყარო	780	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ქართლის და კახეთის			
არხილოს კალო	670	კლიმატური	კურორტი
ახალციხე	985	ბალნეოლოგიური	კურორტი
გორის-ჯვარი	590	ბალნეოლოგიური	კურორტი
უჯარმა	800	ბალნეოლოგიური	კურორტი
ხოვლე	600	ბალნეოლოგიური	კურორტი
აბანო	650	კლიმატური	საკურ.ადგილი
გუდალეითი	930	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ჯვარი	760	კლიმატური	საკურ.ადგილი
დიდმის მთა	570	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მუხნარი	950	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ნადარბაზვეი	720	კლიმატური	საკურ.ადგილი
შინდარა	850	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ფიქალეუბი	950	ბალნ-კლიმ.	საკურ.ადგილი
თვალიუბი	820	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ფხოველი	750	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ასურეთი	680	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ჩუბინანთ კარი	900	კლიმატური	საკურ.ადგილი
უდაბნო	720	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ახკერპი	900	ბალნეოკლიმატ.	საკურ.ადგილი
ყანჩავეითი	960	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
ჟინგალი	920	კლიმატო-ბალნ.	საკურ.ადგილი
სვიანა	950	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ხადორი	850	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ზიარი	850	კლიმატური	საკურ.ადგილი

ცხრილი 9.2.6. (გაგრძელება)

თბილისის საგარეუბნო დაბალმთიანი კურორტები			
წოდებით	880	კლიმატური	კურორტი
კარსანი	710	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მსხადიდა	1000	კლიმატური	საკურ.ადგილი
საგურამო	600	კლიმატური	საკურ.ადგილი
თბილისის ზღვა	560	კლიმატური	საკურ.ადგილი
წიწკაძე	520	კლიმატური	საკურ.ადგილი
კოკიანი	750	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მარტყოფი	560	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მლაშე ტბა	800	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ხეივანაძე	800	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ნოტორი	960	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ბოლნისი	540	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
ფოლადაური	730	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ტაბახმელა	950	კლიმატური	საკურ.ადგილი
გლდანი	620	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ზედაზენი	640	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ატენი	720	კლიმატური	საკურ.ადგილი
წავისი	940	კლიმატური	საკურ.ადგილი

აქ აგრეთვე ბალნეოლოგიური პროფილის კურორტები ჭარბობს, თუმცა ისეთი სახელგანთქმული კურორტებიცაა როგორცაა დასავლეთ საქართველოში რიწა, ხოლო აღმოსავლეთში-ქვიშხეთი, არხილოს-კალო და თბილისის საგარეუბნო კურორტები (წყნეთი, წოდორეთი და სხვ.).

დასავლეთ საქართველოში თითქმის უთოვლო ზამთარი იცის, ზაფხული თბილია. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურა მერყეობს მინუს 2-პლიუს 3⁰C-ის, ხოლო ივლისის ტემპერატურა 18-22⁰C-ის ფარგლებში. კლიმატური რესურსები ხელს უწყობს რაიონი წარმატებით იქნას გამოყენებული კარდიოლოგიური, ნევროლოგიური და პულმონოლოგიური ავადმყოფების სამკურნალოდ, ხოლო არსებული ბალნეოლოგიური რესურსები საშუალებას იძლევა განვითარდეს გასტროენტეროლოგიური და ართროლოგიური პროფილის სამედიცინო დაწესებულებები.

აღმოსავლეთ საქართველოს ქვეზონაში რბილი და მცირე თოვლიანი ზამთარი და თბილი ზომიერად მშრალი ზაფხული იცის. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურა მინუს 3.5-პლიუს 0.5⁰C-ის ფარგლებში, ხოლო ივლისის – 18-23⁰C-ის ფარგლებში მერყეობს. კლიმატოთერაპიული მნიშვნელობა იმ კურორტებს და საკურორტო ადგილებს აქვს სადაც მდიდარი ფოთლოვანი და წიწვოვანი ტყეებია (ბორჯომი, ქვიშხეთი, სურამი, წყნეთი). განსაკუთრებით

პერსპექტიულია არხილოს-კალო. ის ხასიათდება მზის სხივების სიუხვით და სიმშრალით, და ერთად-ერთი ნეფროლოგიური პროფილის კურორტია საქართველოში.

საშუალი მთის საკურორტო ზონა:

1.საშუალი მთის საკურორტო ზონის ქვედა სარტყელი (ცხრილი.9.2.7);

ცხრილი 9.2.7.საშუალი მთის საკურორტო ზონის ქვედა სარტყელის საკურორტო რესურსები

სახელწოდება	ადგილის სიმაღლე, მ	პროფილი	მნიშვნელობა
კავკასიონის რაიონი დასავლეთ საქართველოში			
შუაში	1250	ბალნეოლოგიური	კურორტი
ურავი	1150	ბალნეოლოგიური	კურორტი
უწერა	1070	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
აჟარა	1100	კლიმატური	საკურ.ადგილი
გუანდრა	1200	კლიმატო-ბაღან.	საკურ.ადგილი
კლინი	1100	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ოხინკუე	1350	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ფტიში	1050	კლიმატური	საკურ.ადგილი
საკენი	1480	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ხეცკვარა	1100	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ტეკეაში	1150	კლიმატური	საკურ.ადგილი
კუდილაში	1470	კლიმატ.ადან.	საკურ.ადგილი
ხოწარა	1170	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მესტია	1450	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
ნაკი	1270	კლიმატო-ბაღან.	საკურ.ადგილი
ნენკეაში	1170	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ხრეთი	1150	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ცხრაჯვარი	1350	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ძულერი	1440	ბალნეო-კლიმატ.	საკურ.ადგილი
კავკასიონის რაიონი აღმოსავლეთ საქართველოში			
ბაგიათი	1200	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
ვაკას წყარო	1100	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
ვეზური	1450	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
ჯაფა	1040	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
ნაგუთინი	1040	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
ფახანაური	960	კლიმატო-ბაღან.	კურორტი
თეთრწყლები	1170	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
ურაველი	1020	ბალნეოლოგიური	კურორტი
გორგოწმინდა	1030	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ნურსევი	1240	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ერდვი	1400	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ზინკარი	1250	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ლორწომანა	1400	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ნაგომევი	1200	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ართანა	1180	კლიმატური	საკურ.ადგილი
დუღაყლები	1040	კლიმატური	საკურ.ადგილი
საყარაულთ	1120	კლიმატური	საკურ.ადგილი
სონი	1050	კლიმატური	საკურ.ადგილი
საბადური	1400	კლიმატური	საკურ.ადგილი
თიანეთი	1110	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ქორშეგარდენი	1250	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ღარმების ხევი	1100	კლიმატური	საკურ.ადგილი
კორმა	1300	კლიმატური	საკურ.ადგილი
შუამთა	1050	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ანანური	1020	კლიმატო-ბაღან.	საკურ.ადგილი
გომორი	1070	კლიმატური	საკურ.ადგილი
კოდიბინი	1120	ბალნეო-კლიმატ.	საკურ.ადგილი
ცხვარბეჭშია	1180	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ღეგე	1090	კლიმატო-ბაღან.	საკურ.ადგილი
ნადიბანი	1120	კლიმატური	საკურ.ადგილი

ცხრილი 9.2.7. (გაგრძელება)

სამხრეთ-საქართველოს			
გარტა	1400	კლიმატური	საკურ.ადგილი
საბადური	1300	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ვისკარი	1200	კლიმატური	საკურ.ადგილი
თრიალეთის, მესხეთის და ლიხის ქედის ჩრდილო-დასავლეთი ფერდობები			
აბასთუმანი	1250	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
ზეთამზე	1200	კლიმატური	კურორტი
ლიბანი	1360	კლიმატური	კურორტი
პატარა ცემი	1375	კლიმატური	კურორტი
ტბა	1250	კლიმატური	კურორტი
ცემი	1130	კლიმატური	კურორტი
წაღვერი	1030	კლიმატური	კურორტი
ტიმოთეს უბანი	1120	ბალნეო-კლიმატ.	საკურ.ადგილი
დაბაძველი	1460	ბალნეო-კლიმატ.	საკურ.ადგილი
ზარზმა	1340	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მაჭარწყალი	1220	ბალნეო-კლიმატ.	საკურ.ადგილი
საკირე	1100	კლიმატური	საკურ.ადგილი
წითელისოფელი	1490	კლიმატური	საკურ.ადგილი
წინუბანი	1480	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ნეძვი	1020	კლიმატური	საკურ.ადგილი
თრიალეთის ქედის ცენტრალური და აღმოსავლეთი ნაწილი			
კეკეთი	1110	კლიმატური	კურორტი
კოჯორი	1340	კლიმატური	კურორტი
მანგლისი	1200	კლიმატური	კურორტი
აღუქსუყუკა	1200	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ამამლო	1400	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ბატეტი	1250	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ბევერეთი	1100	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ბედიანი	1200	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ბერტაშენი	1460	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ბოშური	1200	კლიმატური	საკურ.ადგილი
გოსტიბე	1400	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ბეთანია	1120	კლიმატური	საკურ.ადგილი
გუნიო-კალო	1460	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ახალქალაქი	1040	კლიმატური	საკურ.ადგილი
დარბაზი	1050	კლიმატური	საკურ.ადგილი
კოდიანის ტბა	1450	კლიმატური	საკურ.ადგილი
შენგალისი	1350	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ორმაშენი	1250	კლიმატური	საკურ.ადგილი
პანტიანი	1260	კლიმატური	საკურ.ადგილი
პელი	1250	კლიმატური	საკურ.ადგილი
საკაერე	1250	კლიმატური	საკურ.ადგილი
საბარდო	1180	კლიმატური	საკურ.ადგილი
თეთრი წყარო	1140	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ტყემლოვანი	1200	კლიმატური	საკურ.ადგილი
უძი	1350	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ხადიკი	1460	კლიმატური	საკურ.ადგილი
წალკა	1455	კლიმატური	საკურ.ადგილი
შარდის წყარო	1320	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთის პლატო			
ასპინძა	1050	ბალნეოლოგიური	კურორტი
ვარძია	1100	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
ტისყელი	1320	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ნოქალაქევი	1220	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
ოტა	1460	კლიმატური	საკურ.ადგილი
წყალთბილა	1120	ბალნეო-კლიმატ.	საკურ.ადგილი

2.საშუალო მთის საკურორტო ზონის ზედა სარტყელი (ცხრილი 9.2.8).

ცხრილი 9.2.8. საშუალო მთის საკურორტო ზონის ზედა სარტყელის საკურორტო რესურსები

სახელწოდება	ადგილის სიმაღლე მ	პროფილი	მნიშვნელობა
დასავლეთ საქართველოს			
ავდხარა	1670	კლიმატო-ბაღნ.	კურორტი
ბახმარო	1850	კლიმატური	კურორტი
ბეშუმბი	1750	კლიმატური	კურორტი
გომის მთა	1670	კლიმატური	კურორტი
ღებარდე	1800	კლიმატო-ბაღნ.	კურორტი
შოვი	1550	კლიმატო-ბაღნ.	კურორტი
აერო	1850	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მზიური	1700	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ბენო-ხაიში	1750	ბაღნეო-კლიმატ.	საკურ.ადგილი
იფარი	1740	ბაღნეო-კლიმატ.	საკურ.ადგილი
კვედის ტბა	1670	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ჯინვალი	1850	კლიმატური	საკურ.ადგილი
დიდი აჭარისმთა	1750	კლიმატური	საკურ.ადგილი
სასადილოს მთა	1670	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ტყემრგვალო	1800	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ტომაშეთი	1550	კლიმატო-ბაღნ.	საკურ.ადგილი
ხინოს მთა	1850	კლიმატური	საკურ.ადგილი
შუაგორა	1700	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ახალჭაღა	1750	ბაღნეო-კლიმატ.	საკურ.ადგილი
ღანისპარაული	1740	კლიმატო-ბაღნ.	საკურ.ადგილი
აღმოსავლეთ საქართველოს			
ყაზბეგი	1718	კლიმატო-ბაღნ.	კურორტი
სიონი	1750	კლიმატო-ბაღნ.	კურორტი
თორღვას აბანო	1650	ბაღნეო-კლიმატ.	კურორტი
ცივი-კოდა	1550	კლიმატო-ბაღნ.	კურორტი
კობი	1880	ბაღნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
პანშეთი	1700	კლიმატო-ბაღნ.	საკურ.ადგილი
ფხელშე	1850	ბაღნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
ჩობარეთი	1950	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მანაუის ცივი	1640	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ომალო	1300	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ედისი	200	კლიმატო-ბაღნ.	საკურ.ადგილი
სამხრეთ საქართველოს მთიანეთი			
ბაკურიანი	1650	კლიმატური	კურორტი
ციხის-ჯვარი	1780	კლიმატური	კურორტი
გარტა	1800	კლიმატური	კურორტი
ტაბაწყური	1900	კლიმატური	კურორტი
ივანოვკა	1550	კლიმატური	კურორტი
სონტა	1580	კლიმატური	კურორტი
წინუბანი	1640	კლიმატო-ბაღნ.	კურორტი

ქვედა სარტყელი მოიცავს 1000-1500მ, ხოლო ზედა სარტყელი- 1500-2000მ სიმაღლეთა დიაპაზონს. ამ კრიტიკული სიმაღლის მაღლა საკურორტო რესურსები არ არის აღრიცხული. ქვედა სარტყელში ჰავა ხასიათდება მაღალი თერაპიული თვისებებით და შეიძლება გამოყენებულ იქნას ძირითადად სასუნთქი ორგანოების დაავადებათა სამკურნალოდ. ასეთივე სამკურნალო თვისებები გააჩნია ზედა სარტყლის კურორტებს.

დასავლეთ საქართველოს პირობებში საკურორტო ზონის ქვედა სარტყელი ხასიათდება რბილი ზამთრით და ზომიერად თბილი ზაფხულით. იანვრის საშუალო ტემპერატურა მინუს 3 პლუს 4⁰ჩ-ია, ხოლო ივლისის საშუალო ტემპერატურა მერყეობს 14-დან 18⁰ჩ-მდე ფარგლებში. მზის ნათების ხანგრძლივობა წლის განმავლობაში საშუალოდ 2100 საათია, ხოლო მზიან დღეთა რიცხვი აღემატება 305 დღეს. ჟანგბადის წონითი შემცველობა ჰაერში 230-250 გ/მ-ია. ჰაერის გატუტყყიანებისაგან თვითგასუფთავების პირობები ზამთარში რამდენადმე შეზღუდულია, ხოლო ზაფხულში ძლიერ შეზღუდულია, მაგრამ ჰაერის გატუტყყიანების წყაროებიც შეზღუდულია, ამიტომ ჰაერი მაინც სუფთაა. აღმოსავლეთში ჰავას კონტინენტალობის თვისებები ენიჭება.

საკურორტო ზონის ზედა სარტყელი ზომიერად რბილი ზამთრით და თოვლის საფარით, აგრეთვე ზომიერად ცივი ზაფხულით ხასიათდება. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურა მინუს 10-3⁰ჩ-ის ფარგლებში, ხოლო ივლისის – 10-15⁰ჩ-ის ფარგლებში მერყეობს. შარტყელის სამკურნალო ფაქტორები ხელსაყრელია სასუნთქი ორგანოების სამკურნალოდ.

კლიმატური პროფილის კურორტებს გარდა საქართველოში მრავალი კომპლექსური პროფილის კურორტია-ბორჯომი,საირმე, სურამი, უწერა, ფასანაური, აბასთუმანი,ღებარდე, ავადხარა, ყაზბეგი, თორღვას აბანო და სხვ. ცალკე განხილვის საკითხია კარსტული მღვიმეების გამოყენება სამკურნალოდ, რისი გარკვეული გამოცდილებაც საქართველოში დიდი ხანია არსებობს.

ალპინიზმისა და ტურიზმის მაღალმთიანი არასაკურორტო ზონა ზღვის დონედან 2000მ-ზე მაღლა მდებარეობს. იქ

იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურა მინუს 10⁰-ზე დაბალია, ხოლო ივლისის ტემპერატურა 10-12⁰-ზე დაბალია.

9.3. აგროკლიმატური რესურსები

საქართველოს კლიმატური რესურსები ხელს უწყობს სოფლის მეურნეობის განვითარებას. სოფლის მეურნეობისათვის კლიმატური ფაქტორებიდან განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია სინათლე, სითბო და ტენი. სწორედ ისინი ქმნიან საქართველოს ტერიტორიაზე აგროკლიმატურ რესურსებს, რომელიც უზრუნველყოფს სასოფლო-სამეურნეო კულტურების ზრდა-განვითარებას.

აგროკლიმატური რესურსების რაციონალური გამოყენების მიზნით საქართველოს ერთ-ერთი პირველი აგროკლიმატური დარაიონება შეასრულა ა.თევზაძემ. მან გამოყო 8 აგროკლიმატური რაიონი: შავი ზღვის სანაპიროს სამხრეთ-დასავლეთი ნაწილი; შავი ზღვის სანაპიროს ჩრდილო-აღმოსავლეთი ნაწილი; კოლხეთის დაბლობი; დასავლეთ საქართველოს მთისწინა რაიონი; აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკეები; აღმოსავლეთ საქართველოს მთისწინა რაიონი; კავკასიონის მთიანი რაიონი; სამხრეთ-საქართველოს მთიანი რაიონი.

შავი ზღვის სანაპიროს სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში აქტიურ(10⁰-ზე მეტი) ტემპერატურათა ჯამები 4000-4400⁰-ს, ნალექების რაოდენობა სავეგეტაციო პერიოდის განმავლობაში-1100-1700მმ-ს, ხოლო ჰიგროთერმული კოეფიციენტი 3,0-4,2-ს შეადგენს. რაიონის სპეციალიზაციის დარგია მეციტრუსეობა, მოჰყავთ მანდარინი, ლიმონი, ფორთოხალი, ჩაი, აგრეთვე ხურმა, ბამბუკი. ხელსაყრელი აგროკლიმატური პირობებია ბრინჯის და სიმინდის მოსაყვანად.

შავი ზღვის სანაპიროს ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში აქტიურ ტემპერატურათა ჯამები რამდენადმე იზრდება(4200-4700⁰), ხოლო ნალექები კლებულობს(900-1100მმ). ჰიგროთერმული კოეფიციენტი შეადგენს 1,9-3,9-ს. სპეციალიზაციის დარგი აგრეთვე მეციტრუსეობაა. მოჰყავთ ჩაი, ხურმა, ფეიხოა, მუშმალა, პერსპექტიულია მევენახეობა.

კოლხეთის დაბლობზე აქტიურ ტემპერატურათა ჯამი და ნალექები იმდენივეა, რამდენიც ზემოდ განხილულ რაი-

ონში, ხოლო ჰიგროთერმული კოეფიციენტი ნაკლებია(1,3-2,7). სოფლის მეურნეობის სპეციალიზაციას განსაზღვრავს აგრეთვე მეციტრუსეობა, პერსპექტიულია მევენახეობა.

დასავლეთ საქართველოს მთისწინა რაიონში აქტიურ ტემპერატურათა ჯამი კლებულობს (2500-3800⁰), ნალექები შეადგენს 400-1000მმ-ს, ხოლო ჰიგროთერმული კოეფიციენტი უდრის 1,3-3,5-ს. სპეციალიზაციის დარგი მევენახეობაა, კარგად მოჰყავთ აგრეთვე სიმინდი, კარტოფილი, ხორბალი. აგროკლიმატური რესურსები ხელს უწყობს მესაქონლეობის განვითარებას.

აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკე რაიონებში აქტიურ ტემპერატურათა ჯამები იცვლება 3000-4200⁰ ფარგლებში, ნალექები შეადგენს 300-600მმ-ს, ხოლო ჰიგროთერმული კოეფიციენტი არ აღემატება 1-ს. სოფლის მეურნეობის სპეციალიზაციის დარგებია მევენახეობა, მებაღეობა, მემინდვრეობა. მეცხოველეობიდან პერსპექტიულია მელორეობა.

აღმოსავლეთ საქართველოს მთისწინა რაიონში აქტიურ ტემპერატურათა ჯამი 2500-3500⁰-ია, ნალექების ჯამი-250-550მმ-ია, ხოლო ჰიგროთერმული კოეფიციენტი 1-1,5-ია. სპეციალიზაციის დარგებია მებაღეობა-მევენახეობა და მემინდვრეობა. კარგი პირობებია ხორბლის, სიმინდის და კარტოფილის მოსაყვანად.

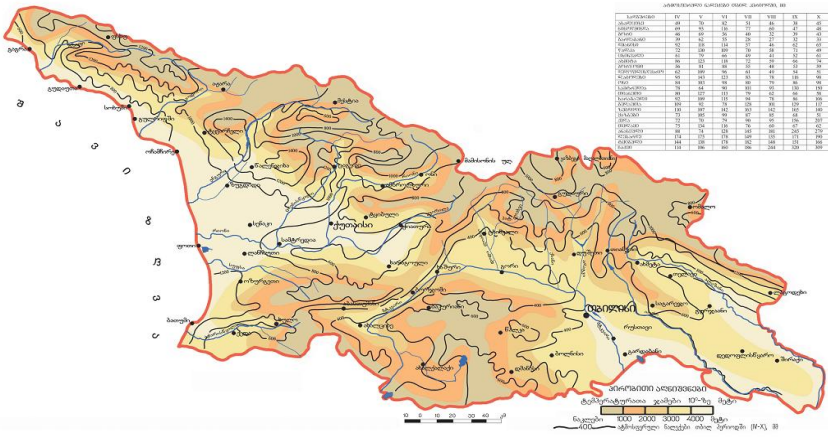
კავკასიონის მთიან რაიონში აქტიურ ტემპერატურათა ჯამები იცვლება 500-2500⁰ ფარგლებში, ნალექები შეადგენს 200-400მმ-ს, ხოლო ჰიგროთერმული კოეფიციენტი 2-3-ს ტოლია. სპეციალიზაციის დარგია მეცხოველეობა. აგროკლიმატური პირობები ხელსაყრელია კარტოფილის მოსაყვანად.

სამხრეთ-საქართველოს მთიან რაიონში აქტიურ ტემპერატურათა ჯამი 1200-2000⁰-ია, ნალექების ჯამი-200-370მმ-ია, ხოლო ჰიგროთერმული კოეფიციენტი 1,5-2,0-ია. სოფლის მეურნეობის სპეციალიზაციის დარგია მეცხოველეობა, განსაკუთრებით პერსპექტიულია მეცხვარეობა და მესაქონლეობა.

საქართველოს აგროკლიმატურ რესურსებს სრულფასოვნად ასახავს გ.მელაძის მიერ შექმნილი საქართველოს აგროკლიმატური რესურსების რუკა (ნახ. 9.3.1).

ნახ.9.3.1 გვიჩვენებს საქართველოს ტერიტორიაზე 10⁰-ზე მეტი აქტიური ტემპერატურების ჯამების და თბილი პერი-

ოდის ატმოსფერული ნალექების კომპლექსურ განაწილებას, რაც ძალიან მნიშვნელოვანია სოფლის მეურნეობისათვის. ცხადია, რომ რაც მეტია ტემპერატურათა ჯვამი და ნალექები, მით უფრო მდიდარია ესა თუ ის რაიონი აგროკლიმატური რესურსებით. ამ თვალსაზრისით მდიდარი აგროკლიმატური პირობებია კოლხეთის დაბლობზე და აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში, თუმცა სხვადასხვა მცენარეს სითბოსა და ტენის განსხვავებული რაოდენობა ესაჭიროება, ამიტომ შესაძლებელი ხდება მთიანი რაიონების აგროკლიმატური რესურსების ოპტიმალური გამოყენება.



ნახ. 9.3.1. აგროკლიმატური რესურსები (გ.მელაძე, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)

სპეციალურად ვაზის კულტურის განლაგებისა და მეღვინეობის განვითარებისათვის საქართველოს ტერიტორიაზე გამოყოფილია 4 ზონა (Turmanidze T.I., 1981):

1. ცხელი ზონა, ხასიათდება ყურძნის მაღალი შაქრიანობით (21-23%). დაბალი მჟავიანობის (6-7გ/ლ) ქვეზონა-ა-გურჯაანის, სიდნაღის, გარდაბნის, მარნეულის და ბოლნისის რაიონები ზღვის დონედან 300-500მ სიმაღლის ფარგლებში. შედარებით მაღალი მჟავიანობის (7-9გ/ლ) ქვეზონა-მოიცავს დასავლეთ საქართველოს ყველაზე ცხელ რაიონებს და ალაზნის ველის მარცხენა სანაპიროს.

2. თბილი ზონა, ყურძნის მტევნის შაქრიანობა 19-21%-ია. შედარებით დაბალი მჟავიანობის ქვეზონაა-ალაზნის ველის მიმდებარე ტერიტორია და ქართლის ვაკე ზღვის დონედან 500-650მ სიმაღლეთა ინტერვალში. მაღალი მჟავიანობის (11გ/ლ-მდე) ქვეზონაა-კოლხეთის დაბლობის მიმდებარე ტერიტორია ზღვის დონედან 200-400მ სიმაღლეზე.

3. ზომიერად თბილი ზონა, ყურძნის მტევნის შაქრიანობა 17-19%-ია, ხოლო მჟავიანობა 9-12გ/ლ-ია. ზონას უკავია მთისწინა რაიონები დასავლეთ საქართველოში 500-700, ხოლო აღმოსავლეთში-700-1000მ. სიმაღლეთა ინტერვალში. ზონა შამპანური ღვინოების წარმოების ნედლეულის ძირითადი ბაზაა.

4. გრილი ზონა, ნაყოფის შაქრიანობა 16-17%-ია, მჟავიანობა 12გ/ლ-ს აღემატება. მოიცავს მთიან რაიონებს 1000-1200მ სიმაღლეთა ინტერვალში. ვაზის მოშენება ეკონომიურად გამართლებულია მხოლოდ საგანგებოდ შერჩეულ, ცივი ქარებისაგან დაცულ მონაკვეთებზე. დასაშვებია მხოლოდ ადრეული ჯიშები.

ციტრუსების, სუბტროპიკული ხურმის, საშემოდგომო ხორბლის და სიმინდის შესაძლო მოყვანის თვალსაზრისით პერსპექტიულია 4 აგროკლიმატური ზონა (Меладзе Г.Г., 1991):

1. სამხრეთ-დასავლეთ აჭარის შავი ზღვის სანაპირო, ჭარნალის, სარფის და გონიოს რაიონები. გამოზამთრების კეთილსასურველი პირობები ხელს უწყობს ყველა ციტრუსოვანი კულტურის მოყვანას, მხოლოდ ცალკეულ წლებში გაფრთხილება ესაჭიროება ლიმონს, შედარებით ნაკლებია ფორთოხლის და მანდარინის დაზიანების ალბათობა.

2. აჭარის ზღვისპირეთი 200მ სიმაღლემდე, და აფხაზეთისა და სამეგრელოს ტერიტორიები 30-100მ სიმაღლეებზე-გაგარის, ბიჭვინთის, გუდაუთის, ახალი ათონის, აზიუბუის და სოხუმის მიკრორაიონები. ზონა პერსპექტიულია ციტრუსების მოყვანის ფართობის გაზრდის თვალსაზრისით ფერდობების, ხეობების და პლატოების ხარჯზე.

3. ხელვაჩაურის, ქობულეთის, ოზურგეთის, ღანჩხუთის, ჩოხატაურის, ფოთის, ჩხოროწყუს და გაგრის მიკრორაიონები. ფორთოხალი და მანდარინი დაცვას არ საჭიროებს. შესაძ-

ლოა ლიმონის პლანტაციების გაფართოებაც მისი დაცვის გათვალისწინებით.

4. სუბტროპიკების მთისწინა რაიონები 200-400მ სიმაღლემდე-ხეღვაჩაურის, ქედას, ქობულეთის, ოზურგეთის, ჩოხატაურის და სხვ. რაიონები. მიზანშეწონილია მხოლოდ მანდარინის კულტურის განვითარება.

სუბტროპიკული ხურმის ზრდა-განვითარებისათვის საჭიროა აქტიურ ტემპერატურათა ჯამი 3800⁰ და ნალექები 400-500მმ. ასეთი პირობებია აღმოსავლეთ საქართველოში-ყვარლის, ლაგოდეხის, სიღნაღის, დედოფლის წყაროს, თელავის, გურჯაანის, ახმეტის, მცხეთის, ბოლნისის, გარდაბნის და მარნეულის რაიონებში. დასავლეთ საქართველოში სუბტროპიკული ხურმა ვრცელდება ზღვის დონედან 600-700მ სიმაღლემდე (Меладзе Г.Г., 1991).

პერსპექტიულია ეთერზეთოვანი ტექნიკური კულტურების წარმოება (გერანი, ევგენოლის რეჰანი, ეთერზეთოვანი ვარდი). ამ კულტურების აგროკლიმატურ მოთხოვნილებათა საფუძველზე (აქტიურ ტემპერატურათა ჯამი და ჰაერის აბსოლუტური მინიმალური ტემპერატურა) გამოყოფილია სამი ზონა (გ.მელაძე, 2003):

I – ზონაში ტემპერატურის ჯამები 4000⁰ და მეტია, აქ შესაძლებელია გერანის კულტურის ორი მოსავლის მიღება: პირველი ივლისის მესამე დეკადის ბოლოს, მეორე – ოქტომბრის ბოლოს წაყინვების დადგომამდე. ამ ზონაში შესაძლებელია აგრეთვე ევგენოლის რეჰანისა და ეთერზეთოვანი ვარდის წარმოება.

II – ზონაში ტემპერატურათა ჯამი 3000⁰ და მეტია. ეს ზონა ვრცელდება ზღვის დონიდან 700-800 მეტრამდე, სადაც შესაძლებელია გერანისა და ევგენოლის რეჰანის ერთი მოსავლის მიღება აგვისტოს მეორე დეკადის ბოლოს. აქ შეიძლება წარმატებით ვაწარმოოთ, აგრეთვე, ეთერზეთოვანი ვარდიც.

III – ზონაში ტემპერატურის ჯამი 2000⁰-ზე მეტია. ეს ზონა ვრცელდება 900-1200 მეტრამდე ზღვის დონიდან, სადაც შეიძლება ვაწარმოოთ მხოლოდ გერანის კულტურა.

მრავალწლიანი ექსპერიმენტალური მასალის სტატისტიკური ანალიზის შედეგად დადასტურდა (Арвелაძე Г.А.,

2006), რომ თხილის ნაყოფის დასამწიფებლად გაზაფხულზე ჰაერის ტემპერატურის 5°C -ზე გადასვლიდან დაახლოებით 2550° უნდა დაგროვდეს. ასეთი პირობები დასავლეთ საქართველოში ზღვის დონიდან მხოლოდ 1300მ სიმაღლემდეა, აღმოსავლეთ საქართველოში კი – 1350მ სიმაღლემდე. ამ პირობების და აგრეთვე ნალექების (სიმშრალის დეფიციტისა თუ სიჭარბის) გათვალისწინებით საქართველოს ტერიტორიაზე ღარველაძემ გამოყო 6 აგროკლიმატური ზონა: 1) ტენის ძლიერი სიჭარბით; 2) ტენის საშუალო სიჭარბით; 3) ზომიერად ტენიანი; 4) ტენის საშუალო დეფიციტით; 5) ტენის ძლიერი დეფიციტით; 6) ტენის ძალზე ძლიერი დეფიციტით.

ბოლოს ავღნიშნავთ, რომ საქართველოს აგროკლიმატური რესურსების შესახებ დეტალური ინფორმაციის მიღება შესაძლებელია გ.მელაძის და მ.მელაძის მონოგრაფიებიდან (2010, 2012) და საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასიდან (2011), სადაც წარმოდგენილი სპეციალური შინაარსის 32 აგროკლიმატური რუკა.

9.4. კლიმატური ენერგორესურსები

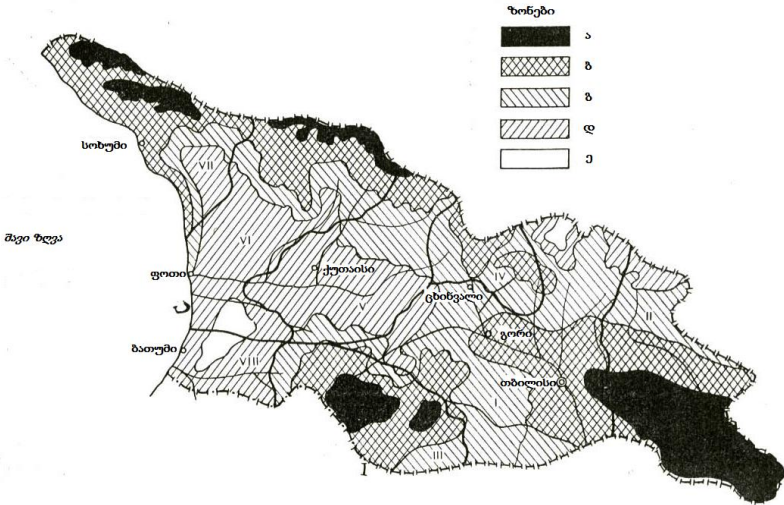
მზის და ქარის ენერჯიები შეიძლება წარმატებით იქნას გამოყენებული ენერჯეტიკაში. ჰელიოენერჯეტიკული რესურსების გამოყენების თვალსაზრისით საქართველოში 5 ზონაა გამოყოფილი (ნახ.9.4.1.)

ა. ნებისმიერი ტიპის ჰელიოსისტემების ეფექტური გამოყენების პირობები (ნინოწმინდა, შირაქი). ჰორიზონტალური ზედაპირის თითოეული კვადრატული მეტრი ყოველთვიურად (ივლისში) ღებულობს 450-500მჯ/კვ.მ პირდაპირ და 650-750 მჯ/კვ.მ ჯამურ რადიაციას.

ბ. ჰელიოსისტემების სტაბილური ექსპლუატაციის პირობები (თბილისი, თელავი, სამგორი, სოხუმი). ჰორიზონტალური ზედაპირის თითოეული კვადრატული მეტრი ყოველთვიურად (ივლისში) ღებულობს 400-450მჯ/კვ.მ პირდაპირ და 650-700 მჯ/კვ.მ ჯამურ რადიაციას.

გ. საშუალო და მცირე ზომის ჰელიოსისტემების გამოყენების პირობები (დუშეთი, ამბროლაური, თეთრი წყარო). ჰორიზონტალური ზედაპირის თითოეული კვადრატული მეტრი

ყოველთვიურად(ივლისში) დებულობს 350-400მჯ/კვ.მ პირდაპირ და 600-650 მჯ/კვ.მ ჯამურ რადიაციას.



ნახ.9.4.1. ჰელიოენერგეტიკული რესურსები (Сванидзе Г.Г., Гагуа В.П., Сухишвили Э.В. , 1987). აღნიშვნები იხ. ტექსტში

დ. ჰელიოსისტემების მხოლოდ ცალკეული ტიპების გამოყენების პირობები (ფოთი, სენაკი, ბორჯომი). ჰორიზონტალური ზედაპირის თითოეული კვადრატული მეტრი ყოველთვიურად(ივლისში) დებულობს 300-350მჯ/კვ.მ პირდაპირ და 550-600 მჯ/კვ.მ ჯამურ რადიაციას.

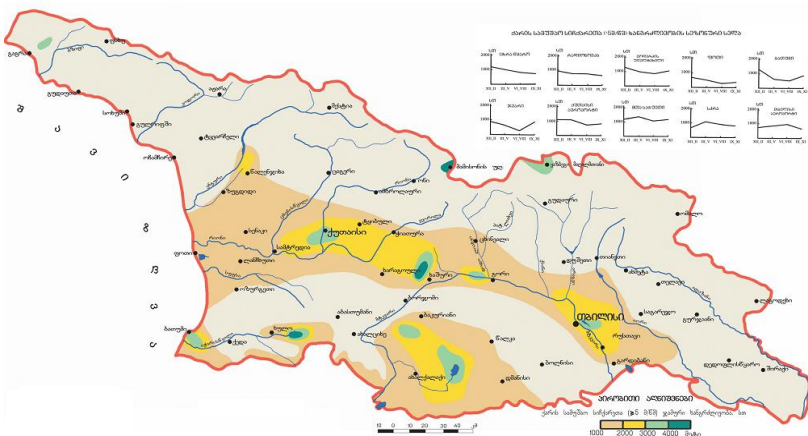
ე. მსხვილი და საშუალო ზომის ჰელიოსისტემების ექსპლუატაციის არაკეთილსასურველი პირობები (ანანუელი). ჰორიზონტალური ზედაპირის თითოეული კვადრატული მეტრი ყოველთვიურად(ივლისში) დებულობს 250 მჯ/კვ.მ პირდაპირ და 500-550 მჯ/კვ.მ ჯამურ რადიაციაზე ნაკლებს.

ამრიგად, მზის ენერჯის გამოყენების საუკეთესო პირობები იქმნება იორის ზეგანზე, გომბორის ქედზე, დასავლეთ კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში, სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთის ცალკეულ უბნებში, სადაც წარმატებით შეუძლია ფუნქციონირება ნებისმიერი ტიპის ჰელიოსისტემებს. ჰელიოსისტემების სტაბილური ექსპლუატაცია შესაძლებელია აგრეთვე აფხაზეთში, ალაზნის ველზე, ქვემო ქარ-

თლში და სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში. ჰელიოენერგეტიკული რესურსების გამოყენების შესაძლებლობა რამდენადმე შეზღუდულია კოლხეთის ბარის დიდ ნაწილზე.

ამოუწურავი და მძლავრია ქარის ენერგეტიკული რესურსები. ქარის სამუშაო სიჩქარეებიდან ენერგეტიკული თვალსაზრისით განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ისეთი სიჩქარეები, რომლებიც აღემატება 5მ/წმ-ს, სწორედ ასეთ სიჩქარეებზე მუშაობს ჩქარმავალი ძრავა(ნახ.9.4.2).

ნახ. 9.4.2-ს თანახმად ქარის სამუშაო სიჩქარეების მაქსიმალური წლიური ხანგრძლივობა დამახასიათებელია მაღალმთიანი რაიონებისათვის (ყაზბეგი მ/მთიანი, მამისონის უღელტეხილი, მთა-საბუეთი). აქ მათი ხანგრძლივობა 3400-4900 საათს აღწევს. ჯავახეთის ზეგანზე (2000მ-ზე მაღლა), კოლხეთის დაბლობის ცენტრალურ ნაწილში (ქუთაისი) და შავი ზღვის სანაპიროს სამხრეთ ნაწილში (ბათუმი) ქარის ასეთი სიჩქარეების ხანგრძლივობა 3400-3900სთ-ს უდრის. სამგორის ვაკეზე ქარის მუშა სიჩქარეების ხანგრძლივობა 2500-3400სთ-ს შეადგენს. იმ რაიონებში სადაც ქარის სამუშაო სიჩქარეები უმნიშვნელოა, იზრდება არააქტიური სიჩქარეების ხანგრძლივობა.



ნახ.9.4.2. ქარის სამუშაო სიჩქარეების (5მ/წმ და მეტი) წლიური ხანგრძლივობა.საათი (ე.სუხიშვილი, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)

ენერგეტიკული თვალსაზრისით მნიშვნელოვანია აგრეთვე ქარის სამუშაო სიჩქარეების უწყვეტი მოქმედების ხანგრძლივობა. ეს მაჩვენებელი, როგორც ქარის სხვა მახასიათებლები, იცვლება ფართო დიაპაზონში ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობებისა და წლის დროზე დამოკიდებულებით. ნათქვამს ნათლად ადასტურებს ცხრილი 9.4.1, სადაც წარმოდგენილია სხვადასხვა სიდიდის ქარის სამუშაო სიჩქარეების (3,5,10,15მ/წმ) უწყვეტი ხანგრძლივობა წლის სეზონების მიხედვით საქართველოს განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში.

ცხრილი 9.4.1. ქარის სამუშაო სიჩქარეების უწყვეტი ხანგრძლივობა (საათი)

სიჩქარე, არანაკლები მ/წმ	ზამთარი	გაზაფხული	ზაფხული	შემოდგომა
გაგრა				
3	24	18	12	17
5	18	12	9	12
10	14	10	8	12
15	12	6	6	10
ბაკურიანი				
3	14	17	16	10
5	12	16	13	8
10	9	10	10	6
15	4	5	7	3
თბილისი				
3	20	24	16	13
5	13	16	14	13
10	9	10	8	10
15	7	8	7	10
ყაზბეგი მ/მ				
3	34	28	30	27
5	30	27	25	26
10	18	20	15	21
15	17	19	14	21

ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ ყველაზე დიდი მდგრადობით სივრცეში ხასიათდება, ძლიერი ქარი, როდესაც მისი სიჩქარე 15მ/წმ.-ს აღემატება. ასეთი ქარის საშუალო უწყვეტი ხანგრძლიობა 3-21 სთ-ს შეადგენს, თუმცა ცალკეულ შემთხვევაში ის შეიძლება გაცილებით ხანგრძლივი აღმოჩნდეს. მაგალითად, ე.სუხიშვილის გამოკვლევების თანახმად 17მ/წმ-ზე მეტი სიჩქარის ქარის უწყვეტმა ხანგრძლივობამ ქუთაისში 318სთ, მთა-საბუეთში-204სთ, თბილისში(აეროპორტი) კი 130სთ შეადგინა.

ქარის ენერგეტიკული რესურსების გამოყენების თვალსაზრისით საქართველოს ტერიტორიაზე გამოიყოფა 5 ზონა (ცხრილი 9.4.2).

ცხრილი 9.4.2. ქარის კომპლექსური ენერგეტიკული დარაინების მახასიათებელი (Сванидзе Г.Г., Гагуа В.П., Сухишвили Э.В., 1987)

ზონა, პირობები, დამახასიათებელი სადგურები	ქარის საშუალო წლიური სიჩქარე/წმ	სიჩქარეების ხანგრძლივობა, სთ.			სიჩქარეების უწყვეტი ხანგრძლივობა, სთ.	
		სამუშაო სიჩქარე	არააქტიური სიჩქარე		სამუშაო სიჩქარე >3მ/წმ	არააქტიური 0-2მ/წმ
			>3მ/წმ	>5მ/წმ		
აკველა ტიპის დანადგარის ექვტურად გამოყენების პირობები 1.სადამიონათოს უღელტეხილები და თხემები (მაძისინის უღელტეხილი -საბურთაო, ცხრაწარო) 2.სამხრეთ საქართველოს შიდაეთი 2კმ-ზე მაღლა 3.კოლხეთის დაბლობის ცენტრალური ნაწილი	5,5-9,0 3,8 4,5-5,5	6700-7100 5800-6500 6000-6200	3900-4200 3400-3500 3600-3800	1600-2000 2200-3000 2500-2750	30-35 20-25 20-25	10-13 12-14 12-13
ბენგლა შიორავი დანადგარების ექვტურად გამოყენების და სწრაფად შიორავი დანადგარების შესვლად გამოყენების პირობები 1.სტეპების ხეობა მცხეთიდან რუსთავამდე (დიდოში, თბილისი, აეროპორტი, რუსთავი, სამგორი) 2.ჯავახეთის შიორავის სამხრეთი ნაწილი 3.შავი ზღვის სანაპირო ზოლის სამხრეთი ნაწილი ფოთიდან კახაბერის ვაკემდე 4.კახეთი, მაღალშიორავი ცენტრალური პირობები მხოლოდ ნელა შიორავი დანადგარებისათვის 1.კოლხეთის დაბლობის ნაწილი (ხაშურდის, დაბა ციხე ქობულეთი, ჯვარი, ქვედა დიმი) 2.აღმოსავლეთ საქართველოს შიორავი შორისი ბარის ნაწილი (ხაშური, გორი, ცხინვალი, მარტყოფი) 3.კახეთის ქვედა დანადგარებისათვის შესვლად გამოყენების პირობები 1.სორის ზეგანი (უდაბნო კორმუჯანლო, ელდარი) 2.სორის წყალსაცავის რაიონი (სორი) 3.სტეპების ექვტურად ტაივის არასასურველი პირობები	4,0-6,5 2,5-3,0 3,5 6,5 2,5-5,0 3,0-3,5 3,0 2,5-4,0 2,5 2,5-3,0	4000-5000 4000-4450 4500-4650 4280 4590 3000-4000 3000-3700 3200-3750 3400 2000-3000 2400-2950 2900 1400-1800	2000-4000 2600-3350 1850-1980 2000 3400 1450-2750 1450-2550 1600-2750 1920 800-1500 800-1500 1300 370-740	4100-5000 4300-5000 4100-4300 4480 4170 2800-5500 5100-5200 5200-5500 5360 5750-6350 5800-6350 5770 6900-7300	18-25 18-20 18 27 13-18 13-18 14-18 17 13-15 13 10-20	20-22 15 17 25 18-22 20-26 27 20-28 17 27-35

ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ ქარის ენერგორესურსების გამოყენება განსაკუთრებით პერსპექტიულია მაღალმთიან უღელტეხილებსა და თხემებზე, აგრეთვე კოლხეთის დაბლობის ცენტრალურ ნაწილში.

ქარის ენერგეტიკული რესურსების რაოდენობრივი მახასიათებლები საქართველოს ზოგიერთი პუნქტისათვის გათვლილი SW -56 – 100 ტიპის დანადგარისათვის წარმოდგენილია ცხრილში 9.4.3. ქარის ენერგოდანადგარის პარამეტრები: ნომინალური სიმძლავრე $N_H = 100$ კვტ, ბორბალას ბრუნვის საწყისი სიჩქარე $V=5მ/წმ$, მუშა სიჩქარე $V=13მ/წმ$, მაქსიმალური სიჩქარე $V=27მ/წმ$. ჰაერის სიმკვრივე მიღებული იყო 1,275-ის ტილად.

ცხრილი 9.4.3. ქარის ენერგეტიკული რესურსების მახასიათებლები

პუნქტი	ქარბორბალას უტილიზირებული ენერჯია კვტ.სთ./კვ.მ	დანადგარის წარმოებადობა კვტ.სთ
ქუთაისი	1480	105640
ფოთი, პორტი	880	63430
თბილისი, ავიაცენტრი	2190	156500
სენაკი	230	16430
სამგორი, თბილ.ზღვა	2860	204140
ბათუმი,ავიაცენტრი	1090	77860

როგორც ცხრილიდან ჩანს მოცემული ტიპის დანადგარს წლის განმავლობაში შეუძლია გამოიმუშაოს თბილისის ზღვის მიდამოებში 200-ზე მეტი, თბილისის აეროპორტში-დაახლოებით 150, ქუთაისში-100, ბათუმში-80, ფოთში-60, ხოლო სენაკში-16 ათასი კვტ.სთ. ენერჯია.

თავი 10. ამინდის საშიში და სტიქიური მოვლენები

10.1. მაღალი დისკომფორტული ტემპერატურები

ექსტრემალურად მაღალი ტემპერატურები უარყოფით გავლენას ახდენს ადამიანის ორგანიზმზე, ტექნიკის მრავალ სახეობაზე, სამშენებლო მასალებზე, რკინიგზის ტრანსპორტზე და სხვ., ხოლო თუ ტემპერატურა უახლოვდება ადამიანის სხეულის ტემპერატურას, ის მავნე გავლენას ახდენს მის ჯანმრთელობაზე. ასეთი ტემპერატურების უარყოფითი გავლენის ეფექტი მით მეტია, რაც მეტია მათი უწყვეტი ხანგრძლივობა.

მაღალი ტემპერატურების უწყვეტი ხანგრძლივობის განაწილება ტერიტორიაზე განპირობებულია რადიაციული რეჟიმით, ატმოსფეროს ცირკულაციის თავისებურებებით და ადგილობრივი ოროგრაფიული პირობებით. შავიზღვისპირეთში ასეთი ტემპერატურები არ არის ხანგრძლივი და საშუალოდ 4 საათს გრძელდება, ზღვიდან დაშორებისას ხანგრძლივობა მატულობს და მაქსიმუმს კოლხეთის ბარის შიდა რაიონებში აღწევს, სადაც 8 საათს აღემატება (ცხრილი 10.1.1, ნახ. 10.1.1).

აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში ასეთი ტემპერატურების უწყვეტი ხანგრძლივობა 4 საათზე მეტია, იმერეთის მაღლობზე და ლიხის ქედზე 2 საათს გრძელდება, ხოლო კავკასიონის და სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში არ აღინიშნება.

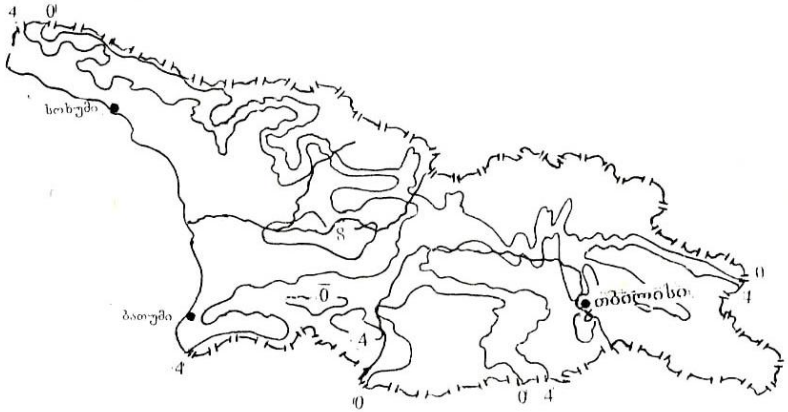
ცხრილში 10.1.1 ტირე აღნიშნავს, რომ მაღალი ტემპერატურები არ დაიკვირვება, ან მათი ხანგრძლივობა არ აღწევს 1 საათს. ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ იმ პერიოდების ჰორიზონტალური გრადიენტი, როდესაც ტემპერატურა აღემატება 30° -ს გაცილებით მეტია, ვიდრე იმ პერიოდებისა, როდესაც ტემპერატურა აღემატება 35 და 40° -ს. ეს იმით აიხსნება, რომ 30° -ზე მაღალი ტემპერატურების ხანგრძლივობა სანაპიროზე სწრაფად კლებულობს, ვიდრე ზღვიდან დაშორებულ ადგილებში. 40° -ზე მაღალი ტემპერატურები კი სანაპიროზე პრაქტიკულად არ აღინიშნება, ან წელიწადში მხოლოდ რამოდენიმე საათს გასტანს (ე.ელიზბარაშვილი, ზ.ჭავჭავანიძე, (1992).

ცხრილი 10.1.1. მაღალი ტემპერატურების საშუალო უწყვეტი ხანგრძლივობა.საათი (Элизбарашвили Э.Ш., Гонгладзе Н.Ш., 1980)

ოენისი		ივლისი			აგვისტო		
>30 ⁰	>35 ⁰	>30 ⁰	>35 ⁰	>40 ⁰	>30 ⁰	>35 ⁰	>40 ⁰
სოხუმი							
4	2	5	3	-	5	3	-
ბათუმი							
3	2	4	2	-	4	3	-
ქუთაისი							
8	6	11	6	4	13	7	4
წყალტუბო							
9	5	10	6	3	12	6	4
სენაკი							
7	3	8	4	-	8	4	-
ტყიბული							
4	2	5	2	-	6	3	-
მესტია							
1	-	3	-	-	3	-	-
ახალქალაქი							
1	-	2	-	-	3	-	-
თბილისი							
6	4	9	6	-	8	7	-
ღუშეთი							
4	-	5	-	-	5	-	-
თელავი							
5	2	7	2	-	7	3	-

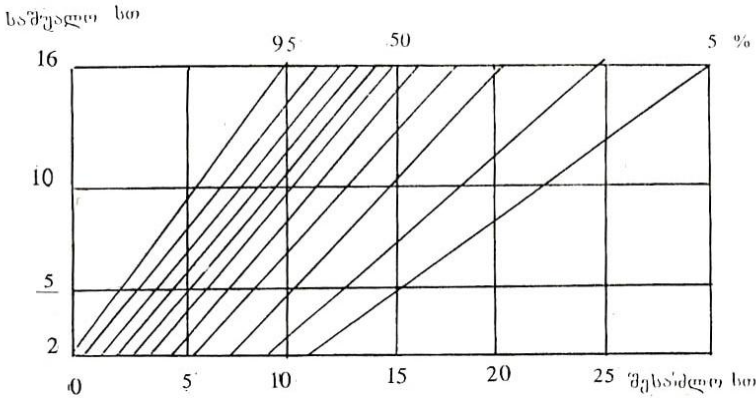
თუ რა ფარგლებში იცვლება 30⁰-ზე მაღალი ტემპერატურების ხანგრძლივობა მისი ფიქსირებული საშუალო მნიშვნელობის დროს შეიძლება ვიმსჯელოთ ნომოგრამიდან (ნახ.10.1.2). მაგალითად, თუ ფაქტობრივი მონაცემებით 30⁰-

ზე მაღალი ტემპერატურების ხანგრძლივობა იცვლება 2-დან 10 საათამდე, ნომოგრამიდან გამომდინარე ასეთი პერიოდების მოსალოდნელი ხანგრძლივობა შესაძლოა 22 საათამდე გაგრძელდეს. ნომოგრამიდან ჩანს აგრეთვე, რომ თუ 30⁰-ზე მაღალი ტემპერატურების უწყვეტი ხანგრძლივობა 10 სთ-ია, მაშინ 20 წელიწადში ერთხელ მაინც ხანგრძლივობა 22 საათს მიაღწევს (5%-იანი უზრუნველყოფა), ხოლო 100 წლიდან 95 შემთხვევაში ტემპერატურა 5 საათზე მეტს გასტანს (95%-იანი უზრუნველყოფა).



ნახ.10.1.1. მაღალი დისკომფორტული ტემპერატურების(30⁰ და მეტი) უწყვეტი ხანგრძლივობა. საათი

საქართველოს 40 მეტეოროლოგიური სადგურის 1901-2000 წლების მონაცემების საფუძველზე გამოკვლეული იყო ჰაერის ტემპერატურის ექსტრემალური გადახრები. თვითუფლი თვის ექსტრემალობის კრიტერიუმად მიღებული იყო ტემპერატურის 2⁰-ით გადახრა მისი საშუალო თვიური ნორმიდან. კვლევის შედეგად დადგინდა, რომ ექსტრემალურად თბილი თვეების განმეორადობამ დასავლეთ საქართველოში 13%, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში 14% შეადგინა. ექსტრემალურად ცივი თვეების განმეორადობა შესაბამისად 10% და 9%-ს შეადგენდა (Элизбарашвили Э.Ш., Месхия Р.Ш., Элизбарашвили М.Э., и др., 2009).



ნახ.10.1.2. სხვადასხვა უზრუნველყოფის მაღალი დისკომფორტული ტემპერატურების უწყვეტი ხანგრძლიობის გამოსაანგარიშებელი ნომოგრამა

10.2. გვაღვა

გვაღვა ხშირი მოვლენაა განსაკუთრებით აღმოსავლეთ საქართველოსთვის. ზოგიერთი ადრეული მონაცემებით გასული საუკუნის 80-იან წლებში მისი განმეორადობა ზოგიერთ რაიონში 40%-ს აღემატებოდა (ე.ელიზბარაშვილი, ზ.ჭავჭავანიძე, 1992). უკანასკნელ წლებში გააქტიურებული გვაღვების გამო უკვე სახეზეა ბუნებრივი ლანდშაფტების ბევრი სახეობის ტრანსფორმაციის პროცესი (ელიზბარაშვილი ე.შ., ელიზბარაშვილი მ.ე., 2002; 2005). აღმოსავლეთ საქართველოს სტეპური და ნახევრადუდაბნოების გაუდაბნოების აღბათობამ XX საუკუნის დასასრულს 25-30%-ს მიაღწია (ელიზბარაშვილი ე.შ., ელიზბარაშვილი მ.ე., 2002; 2006). ინტენსიური გვაღვების შედეგად ძლიერ არის დაზიანებული აღმოსავლეთ საქართველოში მნიშვნელოვანი ტერიტორიები. გვაღვებისაგან მიღებული მატერიალური ზარალი ძალზე მნიშვნელოვანია.

გვაღვა ყალიბდება პოლარული, აზორის და შერეული სინოპტიკური პროცესების პირობებში (ე.ელიზბარაშვილი, ზ.ჭავჭავანიძე, 1992). ის წარმოიქმნება ნალექების უკმარისობისა და გაზრდილი აორთქლების ისეთი თანაფარდობის დროს, რაც იწვევს მკვეთრ შეუსაბამობას მცენარის ტენის

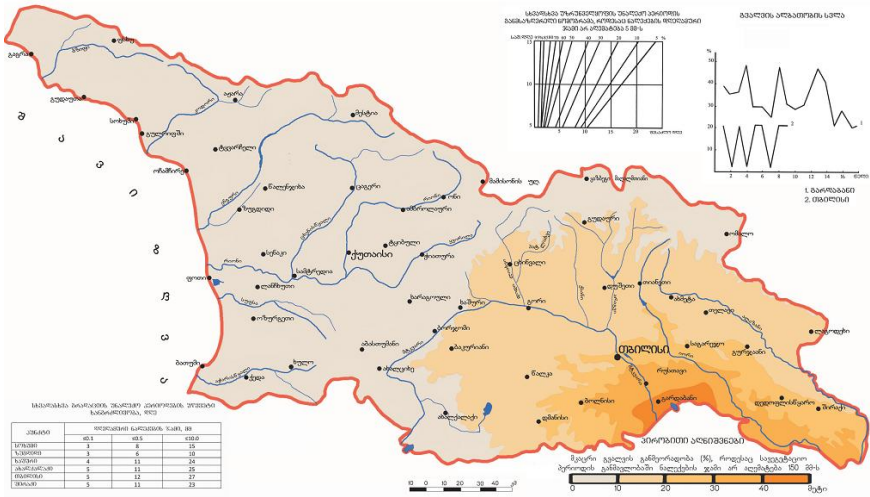
მოთხოვნილებასა და ნიადაგიდან მის მიწოდებას შორის. გვალვა განსაკუთრებით საშიშია ზაფხულში. მაღალი ტემპერატურა, დაბალი სინოტივე და ძლიერი აორთქლება აშრობს ნიადაგის ზედა ფენებს, აფერხებს ვეგეტატიური მასის დაგროვებას, ამცირებს მცენარის კვირტს და ზრდის ფესვებს, საერთო ჯამში კი ამცირებს ყველა სასოფლო-სამეურნეო კულტურის მოსავლიანობას.

ცნობილია გვალვის ინტენსივობის შეფასების სხვადასხვა აგრომეტეოროლოგიური მაჩვენებელი-გ.სელიანინოვის ჰიდროთერმული კოეფიციენტი, ვ.პოპოვის ჰავის სიმშრალის კოეფიციენტი, ტორნვეიტის ტენიანობის ინდექსი, ნალექების ჯამი სავეგეტაციო პერიოდში და სხვ. მიუხედავად ამისა გვალვის ერთერთი საიმედო მაჩვენებელია ტენის მარაგი ნიადაგის ფესვწარმოქმნელ შრეში.

ტერიტორიის ტენით უზრუნველყოფის კრიტიკულ ნორმად მიღებულია ნალექების ჯამი სავეგეტაციო პერიოდში 150-200მმ-ის ფარგლებში. აქედან გამომდინარე მკაცრ გვალვად მიღებულია პერიოდი, როდესაც ნალექების ჯამი სავეგეტაციო პერიოდის განმავლობაში არ აღემატება 150მმ-ს. ასეთი გვალვები საკმაოდ ხშირად აღინიშნება აღმოსავლეთ საქართველოში (ნახ.10.2.1). როგორც ვხედავთ მკაცრი გვალვის ალბათობა 40%-ს აღემატება, რაც იმას ნიშნავს, რომ ასეთი გვალვა მისალოდნელია ყოველ ორ-სამ წელიწადში ერთხელ. აღმოსავლეთ საქართველოს ტერიტორიის დიდ ნაწილზე ალბათობა 10-20%-ს შეადგენს, ხოლო დასავლეთ საქართველოში 10%-ზე ნაკლებია.

გვალვის ინტენსივობის შესაფასებლად ყველაზე ხელსაყრელი გ.სელიანინოვის ჰიდროთერმული კოეფიციენტი. ის წარმოადგენს ატმოსფერული ნალექების თვიური ჯამების შეფარდებას ამავე თვის ათჯერ შემცირებულ ტემპერატურათა ჯამთან. გვალვა ფიქსირდება თუ ჰიდროთერმული კოეფიციენტი 1-ზე ნაკლებია, ხოლო თუ ის 0.3-ზე ნაკლებია, მაშინ მას ზემოკაცრ გვალვას უწოდებენ. ისტორიული ინფორმაციის მოპოვების და დამუშავების საფუძველზე, რუსთაველის ეროვნული სამეცნიერო ფონდის გრანტის ფარგლებში მოხერხდა საქართველოში გვალვის ინტენსივო-

ბის მიხედვით შესაძლო დაზიანებებისა და მოსალოდნელი ზარალის ცხრილის შემუშავება (ცხრილი 10.2.1).



ნახ.10.2.1. მკაცრი გვაღების განმეორადობა, როდესაც ნაღებების წახში სავეგეტაციო პერიოდის განმავლობაში არ აღემატება 150მმ-ს. % (ე-ელიზბარაშვილი, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)

ცხრილი 10.2.1. გვაღის ინტენსივობა სავეგეტაციო პერიოდში და შესაბამისი მოსალოდნელი დაზიანებები

ინტენსივობა (ბალი)	ჰიდროტერმული კოეფიციენტი, K	ეფექტი	შესაძლო დაზიანებებისა და ზარალის აღწერა
1	1,00-0,70	სუსტი	ხანმოკლე გვაღება; მარცვლეული კულტურების და ბალახეულის ზრდის შეწყვეტება; ხანძარსაშიშროება – საშუალოზე მაღალი
2	0,69-0,50	ზომიერი	მარცვლეული კულტურების ნათესებისა და სათიბების გარკვეული დაზიანება; მაღალი ხანძარსაშიშროება; წყლის დონეები მდინარეებში, წყალსაცავებში და ჭებში დაბალია; წყლის ნაკლებობა იწვევს ნაწილობრივ შეზღუდვებს მის მოხმარებაზე
3	0,49-0,30	მკაცრი	მოსავლისა და სათიბების დაკარგვა; ძალიან მაღალი ხანძარსაშიშროება; წყლის უკმარისობა; შეზღუდვები წყლის მოხმარებაზე
4	< 0,30	ზემკაცრი	მოსავლის / სათიბების სრული განადგურება; განსაკუთრებული ხანძარსაშიშროება; მდინარეებში, წყალსაცავებში და ჭებში წყლის ნაკლებობა, რაც ქმნის კრიტიკულ მდგომარეობას წყლის მოხმარებაში

როგორც ცხრილიდან ჩანს, სუსტი გვალვა ხანმოკლეა და ის ძირითადად მარცვლეული კულტურების და ბალახეულის ზრდის შენელებას იწვევს. ზომიერი გვალვის დროს ხდება მარცვლეული კულტურების, ნათესებისა და სათიბების დაზიანება, მდინარეებში წყალსაცავებში და ტბებში წყლის დონის შემცირება. მკაცრი გვალვა იწვევს მოსავლისა და სათიბების დაკარგვას, ხოლო ზემოკაცი გვალვის დროს ხდება მოსავლისა და სათიბების სრული განადგურება და იქმნება კრიტიკული მდგომარეობა წყლით მომარაგების სფეროში.

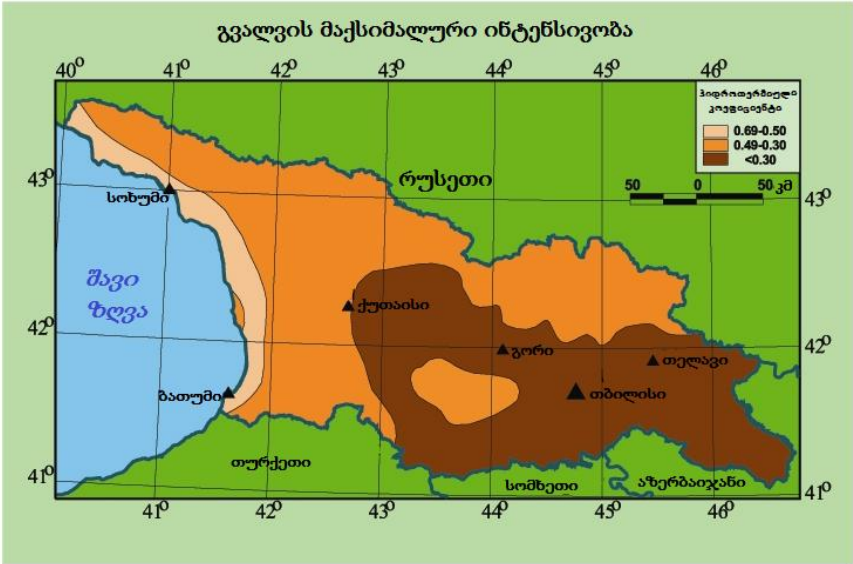
ნახ. 10.2.2-ზე წარმოდგენილია გვალვის მაქსიმალური ინტენსივობის რუკა. რუკიდან ჩანს, რომ საქართველოს ტერიტორიაზე ინტენსივობის მიხედვით 3 რაიონი გამოიყოფა: ზემოკაცი, მკაცრი და ზომიერი გვალვის რაიონები. ზემოკაცი გვალვის რაიონი აღმოსავლეთ საქართველოს უდიდეს ტერიტორიას და აგრეთვე დასავლეთ საქართველოს ნაწილს მოიცავს. აქ ჰიდროთერმული კოეფიციენტი 0.30-ზე ნაკლებია. აღნიშნულ რაიონში გვალვას შეუძლია კრიტიკული სიტუაციის შექმნა-მოსავლის და საძოვრების სრული განადგურება, განსაკუთრებული ხანძარსაშიშროება, კრიტიკული მდგომარეობა წყალმომარაგებაში.

მკაცრი გვალვის რაიონები მოიცავს დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიის დიდ ნაწილს, სადაც გვალვის დროს აღინიშნება მოსავლის და სათიბების განადგურება, ძალიან მაღალი ხანზარსაშიშროება და წყლის უკმარისობა. ზომიერი გვალვის რაიონში, რომელიც მხოლოდ შავი ზღვის სანაპირო ზოლს მოიცავს, შესაძლებელია მარცვლეული კულტურების განადგურება და აღინიშნება მაღალი ხანძარსაშიშროება.

გვალვების არეალი მოიცავს რამოდენიმე ასეულიდან რამოდენიმე ათეულ ათას კვადრატულ კილომეტრამდე ფართობის ტერიტორიას, ხოლო ზოგჯერ საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე და ნაწილობრივ მეზობელი ქვეყნების, ძირითადად ზერბაიჯანის ტერიტორიაზე, ვრცელდება (ნახ. 10.2.3).

გვალვის გავრცელება მნიშვნელოვან ტერიტორიებზე განპირობებულია იმ ატმოსფერული პროცესებით, რომლე-

ბიც ყალიბდება ამიერკავკასიაში და დამახასიათებელია მთლიანად საქართველოსთვის. ხოლო მისი არეალის შემცირება 1-5 ათას კვ. კილომეტრამდე ამ პროცესებზე ადგილობრივი ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების გავლენით აიხსნება. როგორც ნახ. 10.2.3-დან გამომდინარეობს ასეთი გვაღვების განმეორადობა 60%-მდე აღწევს.



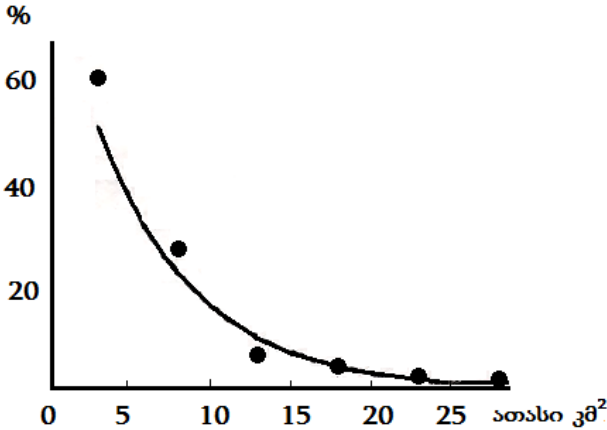
ნახ.10.2.2. გვალვის მაქსიმალური ინტენსივობა
(O. Varazanashvili, N.Tsereteli, A.Amiranashvili, E.Tsereteli, E.Elizbarashvili end all, 2012)

ნახ.10.2.3-ზე წარმოდგენილი გვალვის გავრცელების ფართობის განაწილება კარგად აღიწერება შემდეგი სახის ექსპონენსიალური ფუნქციით:

$$y=82,896 \exp(-0,1639x) , \quad (10.2.1)$$

სადაც x- გვალვის გავრცელების ფართობია ათას კვადრატულ კილომეტრებში. ამ ფორმულის საშუალებით შეიძლება გამოვიანგარიშოთ გვალვის ფართობზე გავრცელების თეორიული ალბათობა. ფორმულიდან გამომდინარეობს, რომ გვალვა შეიძლება გავრცელდეს ერთდროულად

ვცელ ტერიტორიაზე, რამოდენიმე ასეულ ათას კვადრატულ კმ ფართობზე და ჰქონდეს გლობალური ხასიათი. ამავ დროს უფრო ხშირია ლოკალური გვაღვები, რომელთა არეალიც შემოსაზღვრულია რამოდენიმე ათეული კვადრატული კილომეტრით.



ნახ.10.2.3. გვაღვის გავრცელების ფართობის განმეორადობა. %
 (Элизбарашвили Э.Ш., Месхия Р.Ш., Элизбарашвили М.Э.,
 Мегრелидзе Л.Г., Гორგიშელი В.Э. 2009)

ვგორგიშელმა გვაღვის ჩამოყალიბების და განვითარების თვალსაზრისით აღმოსავლეთ საქართველოში 4 რაიონი გამოყო:

1. **ძალიან მაღალი რისკის რაიონი.** მოიცავს ქვემო ქართლის მნიშვნელოვან ტერიტორიას. აქ დღეთა რიცხვი, როდესაც საშუალო დღელამური ტემპერატურა 25⁰-ს აღემატება 21-ს შეადგენს, ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა სავეგეტაციო პერიოდის განმავლობაში 21⁰-ია, ხოლო ამავ პერიოდის განმავლობაში მოსული ნალექების რაოდენობა 400მმ-ზე ნაკლებია.
2. **მაღალი რისკის რაიონი.** მოიცავს კახეთის მნიშვნელოვან ტერიტორიას. დღეთა რიცხვი, როდესაც საშუალო დღელამური ტემპერატურა 25⁰-ს აღემატება 11-20-ს შეადგენს, ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა სავეგეტაციო პერიოდის განმავლობაში 16-20⁰- ფარგლებში მერყეობს,

ხოლო ამავე პერიოდის განმავლობაში მოსული ნალექების რაოდენობა 400-600მმ-ს შეადგენს.

3. **საშუალო რისკის რაიონი.** მოიცავს ცივ-გომბორის ქედს და ივრის ზეგანის ნაწილს, აგრეთვე შიდა ქართლის დასავლეთ ნაწილს, მტკვრის ხეობას და ახალციხის ქვაბულს. დღეთა რიცხვი, როდესაც საშუალო დღელამური ტემპერატურა 25⁰-ს აღემატება 6-10-ს შეადგენს, ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა სავეგეტაციო პერიოდის განმავლობაში 16-20⁰- ფარგლებში მერყეობს, ხოლო ამავე პერიოდის განმავლობაში მოსული ნალექების რაოდენობა 300-600მმ-ს შეადგენს.

4. **ნაკლები რისკის რაიონი.** მოიცავს აღმოსავლეთ საქართველოს დანარჩენ ტერიტორიას, უმთავრესად მთისწინა და მთიან რაიონებს. დღეთა რიცხვი, როდესაც საშუალო დღელამური ტემპერატურა 25⁰-ს აღემატება 6-ზე ნაკლებია, ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა სავეგეტაციო პერიოდის განმავლობაში 16⁰-ზე ნაკლებია, ხოლო ამავე პერიოდის განმავლობაში მოსული ნალექების რაოდენობა 300მმ-ს აღემატება.

გვაღვა განსაკუთრებით აღბათურია სავეგეტაციო პერიოდის მეორე ნახევარში (ივლისი-სექტემბერი), როდესაც მისი აღბათობა ცალკეულ რაიონებში 80-90%-ს აღწევს (ცხრილი 10.2.2). აღნიშნულ თვეებში გვალვის უდიდესი აღბათობა ქვემო და შიდა ქართლში აღინიშნება, თუმცა სავეგეტაციო პერიოდის სხვა თვეებშიც საკმაოდ ხშირია გვაღვა. ივლისი და აგვისტო მაღალი ტემპერატურული ფონით და ასევე მაღალი აორთქლებადობით ხასიათდება. ამ დროისთვის ნიადაგის ფესვწარმოქმნელ ფენაში პროდუქტიული ტენის მარაგი 50-110მმ-მდე კლებულობს და მცენარეთა მოთხოვნებს ვერ აკმაყოფილებს. ეს იწვევს ნიადაგის ზედა ფენების გამოშრობას, რაც თავის მხრივ აჩერებს ვეგეტაციური მასის დაგროვებას, ამცირებს ფესვთა ზრდას და შედეგად ამცირებს სასოფლო სამეურნეო კულტურების მოსავალს.

განსაკუთრებით საშიშია ზემოკაცრი გვაღვები. მათი აღბათობა აგრეთვე მაღალია ქვემო ქართლში და შიდა კახეთში, სადაც 40-60%-ს აღემატება.

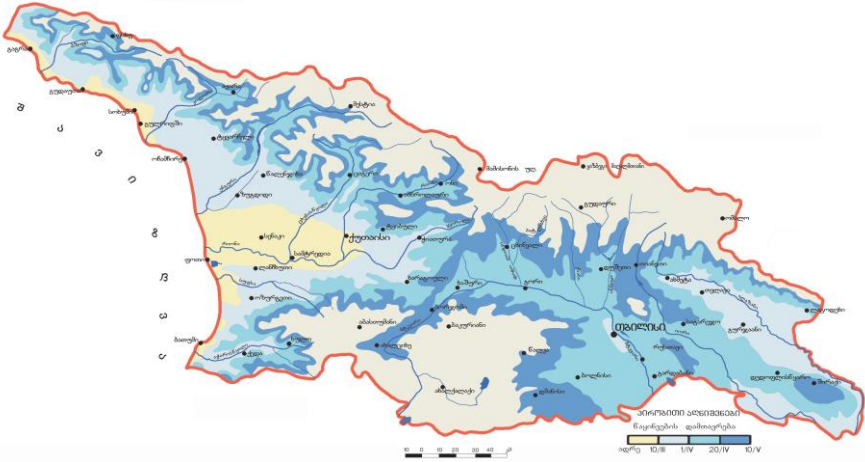
ცხრილი 10.2.2. მკაცრი და ზემოკაცი გვალვის ალბათობა. %

რაიონი	პუნქტი(სიმაღლე, მ)	გვალვა	თვეები					
			IY	Y	YI	YII	YIII	IX
შიდა ქართლი	ცხინვალი (862)	ა	17	20	23	80	80	57
		ბ	0	0	0	10	23	10
ქვემო ქართლი	ბოლნისი (534)	ა	25	27	61	89	84	75
		ბ	2	0	4	45	41	36
	გარდაბანი (300)	ა	57	67	67	80	90	90
		ბ	1	6	6	40	53	63
	თბილისი (403)	ა	43	33	50	83	89	87
		ბ	4	2	13	35	24	30
	წალკა (1457)	ა	2	0	4	31	40	46
		ბ	0	0	0	4	0	2
გარე კახეთი	საგარეჯო (802)	ა	17	13	17	63	60	50
		ბ	0	0	0	17	10	6
შიდა კახეთი	თელავი (542)	ა	16	7	18	57	57	57
		ბ	2	0	4	11	14	11
	ყვარელი (449)	ა	9	9	16	53	58	35
		ბ	0	2	0	5	19	2
	შირაქი (555)	ა	23	27	37	60	70	73
		ბ	3	0	3	30	47	27
სამცხე-ჯავახეთი	ხალციხე (982)	ა	14	20	23	68	68	80
		ბ	0	0	0	14	11	25

10.3. წაყინვა

წაყინვა ეწოდება საშუალო დღელამურ ტემპერატურათა დადებით ფონზე ჰაერის, ან ნიადაგის ზედაპირის მინიმალური ტემპერატურის 0⁰-ზე დაბლა დაცემას. წაყინვა ნიადაგში ჰაერზე ადრე მყარდება, ჯერ უკვე მაშინ, როდესაც ჰაერის ტემპერატურა დაახლოებით 1⁰-ია, ამიტომ ატმოსფერული წაყინვა თავისთავში ყოველთვის შეიცავს ნიადაგის წაყინვებს.

ნახ. 10.3.1-ზე წარმოდგენილია წაყინვების დასრულების საშუალო თარიღების რუკა. რუკიდან ჩანს, რომ ყველაზე ადრე წაყინვები წყდება შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის დაბლობის ცენტრალურ ნაწილში (10 თებერვალი). დაახლოებით 1 აპრილს წყდება წაყინვები კოლხეთის დაბლობის და-ნარჩენ ტერიტორიაზე და ალაზნის ველზე. 20 აპრილს წაყინვები წყდება აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში, ხოლო 10 მაისს კი კავკასიონის და სამხრეთ-საქართველოს მთისწინეთში.



ნახ. 10.3.1. წყინეები (გ.მელაძე, დ.არველაძე, მ.თუთარაშვილი, შ.ცერცვაძე, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი)

განსაკუთრებით საშიშია წყინვა უყინვო პერიოდის განმავლობაში, ანუ გაზაფხულის უკანასკნელი და შემოდგომის პირველი წყინვების საშუალო თარიღებს შორის. ამ პერიოდისათვის ძირითადად დამახასიათებელია ადვექციურ-რადიაციული წყინეები, რომლებიც წარმოიქმნება ცივი ჰაერის მასის შემოჭრის და ღამის გამოსხივების ხარჯზე მისი შემდგომი გაციებით. ასეთი წყინეები საშუალო დღელამური ტემპერატურების მაღალ ფონზე გაზაფხულის დასასრულს და ადრეულ შემოდგომაზე, ხოლო მთებში ზაფხულშიც კი მიმდინარეობს (Сухишвили Э.В., 1971; Цуцкиридзе Я.А., 1983).

ცხრილში 10.3.1 წარმოდგენილია შემოდგომის პირველი და გაზაფხულის უკანასკნელი წყინვების საშუალო თარიღები და უყინვო პერიოდის საშუალო ხანგრძლივობა საქართველოს ცალკეული რეგიონებისათვის.

ცხრილი 10.3.1-დან გამომდინარეობს, რომ ყველაზე ხანგრძლივი უყინვო პერიოდი შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის დაბლობზეა (300 დღეზე მეტი). შემოდგომის პირველი წყინეები აქ საშუალოდ 15 ნოემბრიდან 20 დეკემბრამდე პერიოდში, ხოლო გაზაფხულის უკანასკნელი წყინეები 10-30

მარტს მყარდება. შიდა და ქვემო ქართლში, აგრეთვე კახეთში უყინვო პერიოდის ხანგრძლივობა 170-200 დღეა. შემოდგომის პირველი წაყინვები ოქტომბრის მეორე ნახევარში და ნოემბერში, ხოლო გაზაფხულის უკანასკნელი წაყინვები მარტის დასასრულს და აპრილის დასაწყისში აღინიშნება. მთებში უყინვო პერიოდის ხანგრძლივობა კლებულობს (100-200 დღე). შემოდგომის პირველი წაყინვები სექტემბერ-ოქტომბერში, ხოლო გაზაფხულის უკანასკნელი წაყინვები სამცხე-ჯავახეთში აპრილის მეორე ნახევარში და მაისის პირველ ნახევარში, კავკასიონის მთიან და მაღალმთიან რაიონებში ივნისში აღინიშნება უყინვო პერიოდის განმავლობაში წაყინვის უდიდესი განმეორადობა (2 დღეზე მეტი) კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში აღინიშნება. კავკასიონის და სამხრეთ საქართველოს მთიან ზონაში და მთისწინეთში წელიწადში 1-2 დღეა წაყინვით. შავი ზღვის სანაპიროზე, კოლხეთის დაბლობის დიდ ნაწილზე და აჭარაში, აგრეთვე ალაზნის ველზე წაყინვების განმეორადობა 0.5-1, ხოლო წვემო ქართლში და კახეთის მნიშვნელოვან ტერიტორიაზე საშუალოდ არ აღემატება 0.5 შემთხვევას უყინვო პერიოდის განმავლობაში.

ცხრილი 10.3.1. შემოდგომის პირველი(თ1) და გაზაფხულის უკანასკნელი(თ2) წაყინვების საშუალო თარიღები და უყინვო პერიოდის საშუალო ხანგრძლივობა(თ2-თ1)

რაიონი	T1	T2	T2-T1 დღე
შავი ზღვის სანაპირო, კოლხეთის დაბლობი, აჭარა	30.11-20.12	10.03-30.03	250-310
შიდა ქართლი	25.10-10.11	10.04-25.04	170-220
ქვემო ქართლი	20.10-16.11	25.03-20.04	180-220
კახეთი(თელავის და ახმეტის რაიონების გარდა)	10.10-20.11	20.03-5.04	175-220
თელავის და ახმეტის რაიონები	15.10-25.11	25.03-5.04	180-220
სამცხე-ჯავახეთი	1.10-25.10	20.04-20.05	120-170
დასავლეთ საქართველოს მთიანი რაიონები	20.09-25.10	25.04-10.06	100-200
აღმოსავლეთ საქართველოს მთიანი რაიონები	15.09-20.10	25.04-10.25	125-170

უყინვო პერიოდის წაყინვების დროს მინიმალური ტემპერატურების სექტრი ფართოა. სწორედაც მინიმალური ტემპერატურა განსაზღვრავს წაყინვის ინტენსივობას. ეს კარგად ჩანს ცხრილ 10.3.2-დან.

როგორც ცხრილი 10.3.2-დან ჩანს, რაც უფრო დაბალია მინიმალური ტემპერატურა, მით უფრო ზიანდება მცენარე. მაგალითად ძალიან ძლიერი წაყინვის დროს, როდესაც მინიმალური ტემპერატურა მინუს 8⁰-ზე დაბლა ეცემა, ზიანდება წაყინვის მიმართ განსაკუთრებით მდგრადი მცენარეები: საად-

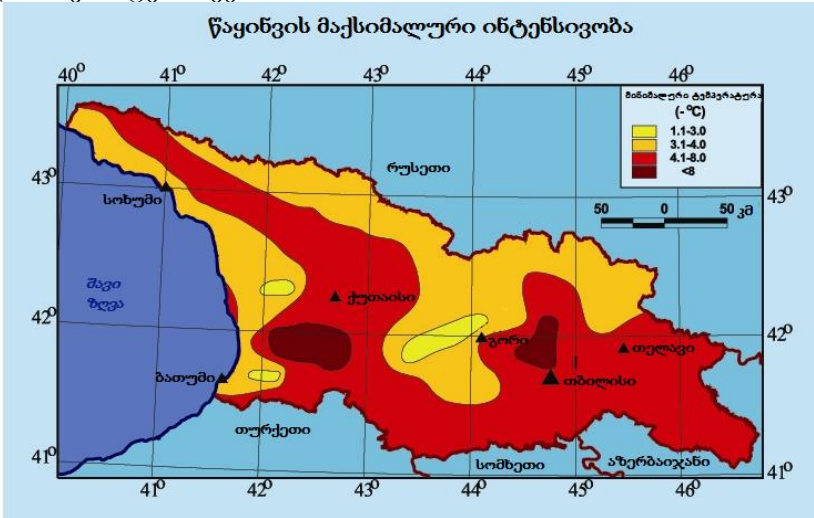
რეო საგაზაფხული ხორბალი, მარცვლოვან-პარკოსანნი, საადრეო ზეთოვანი კულტურები, ქერი და სხვ. ნახ. 10.3.2-ზე წარმოდგენილია წაყინვის მაქსიმალური ინტენსივობის სქემატური რუკა.

ცხრილი 10.3.2. წაყინვის ინტენსივობა და შესაბამისი მოსალოდნელი დაზიანებები

ინტენსივობა (ბალი)	მინიმალური ტემპერატურა უყინვო პერიოდის განმავლობაში (°F)	ეფექტი	შესაძლო დაზიანებებისა და ზარალის აღწერა
1	> -1.1	სუსტი	ზიანდება წაყინვის მიმართ არამდგრადი სითბოსმოყვარული მცენარეები: ლობიო, ბრინჯი, ბამბა, წიწიბურა, სატაცური და სხვ.
2	-1.1 - -3.0	ზომიერი	ზიანდება წაყინვის მიმართ ნაკლებად მდგრადი მცენარეები: მარცვლოვანი კულტურები, სიმინდი, კარტოფილი, სორგო და სხვ. ფერხდება ხორბლის აღმოცენების პროცესი.
3	-3.1 - -4.0	საშუალო	ზიანდება წაყინვის მიმართ საშუალოდ მდგრადი მცენარეები: სოიო და სხვ.
4	-4.1 - -8.0	ძლიერი	ზიანდება წაყინვის მიმართ მდგრადი მცენარეები: კულტურულ ხე-მცენარეთა დიდი ნაწილი, ზეთოვანი კულტურები, კანაფი და სხვ. ფერხდება ხორბლის ვეგეტატიური ზრდა
5	< -8.0	ძალიან ძლიერი	ზიანდება წაყინვის მიმართ განსაკუთრებით მდგრადი მცენარეები: საადრეო საგაზაფხულო ხორბალი, მარცვლოვან-პარკოსანნი, საადრეო ზეთოვანი კულტურები, ქერი და სხვ.

ნახ.10.3.2-ის თანახმად კოლხეთის დაბლობის მნიშვნელოვან ტერიტორიაზე, შიდა ქართლში და აგრეთვე კავკასიონის ცენტრალურ ნაწილში აღინიშნება საშუალო ინტენსივობის წაყინვები, როდესაც ჰაერის მინიმალური ტემპერატურა მინუს 4⁰C –მდე ეცემა. ასეთ პირობებში ზიანდება წაყინვის მიმართ საშუალოდ მდგრადი მცენარეები: სოიო და სხვ. აღმოსავლეთ საქართველოს მნიშვნელოვან ტერიტორიაზე, განსაკუთრებით შიდა ქართლში და აგრეთვე კოლხეთის დაბლობის სიღრმეში აღინიშნება ძლიერი ინტენსივობის წაყინვები, როდესაც მინიმალური ტემპერატურა იცვლება მინუს 4 მინუს 8⁰ ფარგლებში. ამ დროს ზიანდება წაყინვის მიმართ მდგრადი მცენარეები: კულტურულ მცენარეთა დიდი ნაწილი, ზეთოვანი კულტურები, კანაფი და სხვ. ფერხდება ხორბლის ვეგეტატიური ზრდა. გურიის, აჭარის და აღმოსავლეთ საქართველოს ცალკეულ მთიან რაიონებში აღინიშნება ძალიან ძლიერი ინტენსი-

ვობის წაყინვები, როდესაც ტემპერატურა მინუს 8⁰-ზე დაბლა ეცემა. ამ დროს ზიანდება წაყინვის მიმართ განსაკუთრებით მდგრადი მცენარეები: საადრეო საგაზაფხული ხორბალი, მარცვლოვან-პარკოსანნი, საადრეო ზეთოვანი კულტურები, ქერი და სხვა მცენარეები.



ნახ.10.3.2. წაყინვის მაქსიმალური ინტენსივობა (Элиზбарашვილი Э.Ш., Варазанашვილი О.Ш., Элиზбарашვილი М.Э., Церетели Н.С., 2011)

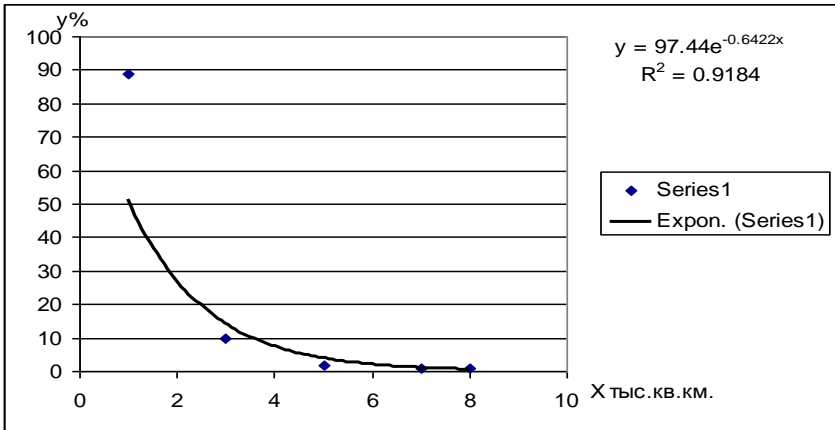
წაყინვის არეალი ვრცელდება რამოდენიმე ასეულიდან, რამოდენიმე ათასეულ კვადრატულ კილომეტრ ფართობზე (ნახ. 10.3.3).

ნახ. 10.3.3-ზე წარმოდგენილი დამოკიდებულება კარგად აღიწერება შემდეგი სახის ექსპონენციალური ფუნქციით:

$$y=97,44 \exp(-0,6422x) , \quad (10.3.1)$$

სადაც x- წაყინვის გავრცელების ფართობია ათას კვ.კილომეტრებში. ამ ფორმულის გამოყენებით შესაძლებელია წაყინვის გავრცელების მოსალოდნელი ფართობის თეორიული ალბათობის შეფასება. ფორმულიდან გამომდინარეობს, რომ წაყინვა შესაძლებელია გავრცელდეს ერთდროულად ვრცელ ტერიტორიაზე, რამოდენიმე ათას კვადრატულ კილომეტრ ფართობზე. ამავ დროს უფრო ხშირია ლოკალური წაყინვები, რომელთა არე-

აღივ რამოდენიმე ათეული კვადრატული კილომეტრით შემოის-
აზღვრება. ასეთი პროცესების განვითარებას ჩაკეტილი ქვაბუ-
ლები და მდინარეთა ფართო ველები ექვემდებარება.



ნახ. 10.3.3. წაყინვის გავრცელების ფართობის განმეორადობა.
%. (ელიზბარაშვილი ე.შ., ვაზანაშვილი ო.შ., ელიზბარაშვილი
მ.ე., ცერტელი ნ.ს., 2011)

10.4. ძლიერი და გრიგალური ქარები

ძლიერად იწოდება ქარი, როდესაც მისი სინქარე წამში 15 მეტრს აღემატება. ასეთი ქარი საშიშ მეტეოროლოგიურ მოვლენად ითვლება და მას დიდი მატერიალური ზარალი მოაქვს, მწყობრიდან გამოჰყავს პიდროტექნიკური ნაგებობები, კავშირგაბმულობისა და ელექტროგადამცემი ხაზები, აზიანებს შენობებს, აფერხებს ტრანსპორტის მოძრაობას, დიდი ზიანი მოაქვს სოფლის მეურნეობისათვის.

ცხრილში 10.4.1 წარმოდგენილია ძლიერი ქარიან დღეთა რიცხვის თვიური და წლიური მნიშვნელობები საქართველოს იმ პუნქტებისათვის, სადაც მათი წლიური რიცხვი 50-ს აღემატება.

ცხრილიდან 10.4.1 ჩანს, რომ ძლიერ ქარით უდიდეს დღეთა რიცხვი მთა-საბუეთში აღინიშნება და 162-ს შეადგენს, 127 ასეთი დღეა თბილისის აეროპორტში, ხოლო 106 დღეა ცხინვალში. წლიურ სვლაში ძლიერ ქარიან დღეთა რიცხვის მაქსიმუმი ძირითადად გაზაფხულზე აღინიშნება, თუმცა ზოგიერთ რაიონებში მაქსიმუმი ზამთარში დგება.

ცხრილი 10.4.1. საშუალო დღეთა რიცხვი ძლიერი ქარით

თვეები												წელი
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
ჯვარი												
8,5	8,4	5,2	5,3	4,8	1,6	1,4	2,3	3	7	7	11	66
ყაზბეგი მ/მ												
8,2	8,6	9,5	8,4	6,7	4,3	4,3	4	6,8	8,8	7,1	7,9	85
მთა-საბუეთი												
13	14	15	15	14	11	10	13	14	15	16	12	162
საშური												
3,7	3	6,3	7,9	5,5	6,1	6,2	7,2	7,2	4,8	5,8	3,2	67
სკრა												
7,8	8,4	12	12	8	5,6	7,2	7,3	6,9	7,7	7,9	6	96
თბილისი,ავია												
11	12	12	12	11	11	13	9,8	11	10	6,9	8,5	127
ცხინვალი												
6,2	8,1	13	14	12	10	9	9,6	8,9	6,6	5,1	4,3	106

უმცირეს დღეთა რიცხვი ძლიერი ქარით კავკასიონის და სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთის ღრმა ხეობებში აღინიშნება, სადაც 5 დღეს არ აღემატება. შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის დაბლობზე, აგრეთვე მის მიმდებარე მთისწინა და მთიან რაიონებში, სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში და კახეთის ბარში დღეთა რიცხვი ძლიერი ქარით 10-30-ს შეადგენს, თუმცა ცალკეულ ადგილებში(ფოთი, ჯვარი, წალენჯიხა, ქუთაისი) 40-80 დღემდე იზრდება. ქართლის ვაკეზე და მიმდებარე მთისწინა და მთიან რაიონებში წლიური დღეთა რიცხვი ძლიერი ქარით 20-40-ს შეადგენს, მტკვრის ხეობაში 50-100-მდე, ხოლო თბილისის აეროპორტში 127-მდე იზრდება.

როდესაც ქარის სინქარე აღემატება 30-32 მ/წმს ის გრიგალურ ხასიათს ატარებს და გრიგალურ ქარს უწოდებან. გრიგალური ქარების ზემოქმედების ეფექტი წარმოდგენილია ცხრილში 10.4.2.

ცხრილი 10.4.2. გრიგალური ქარის ინტენსივობა და შესაბამისი მოსალოდნელი დაზიანებები (პ. საფირი და ბ. სიმპსონი, 1969)

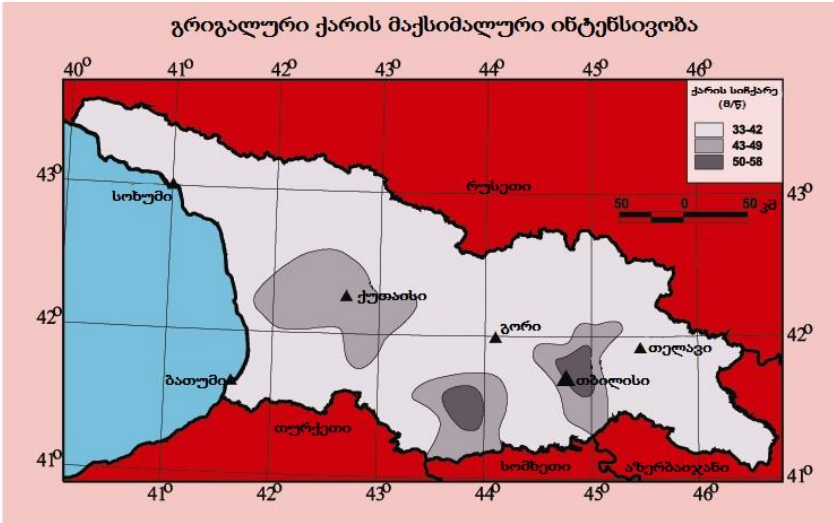
ინტენსივობა (ბალი)	გრიგალური ქარის სიჩქარე (მ/წმ)	ეფექტი	შესაძლო დაზიანებებისა და ზარალის აღწერა
1	33-42	მინიმალური	ხეები და ბუჩქნარი დაზიანებულია, პირსების მცირე დაზიანება. ზოგიერთი პატარა გემი სადგომზე მოწყვეტილია ლუზიდან
2	43-49	ზომიერი	ხეებისა და ბუჩქნარის მნიშვნელოვანი დაზიანება, ზოგიერთი ხე წაქცეულია, აწყობილი სახლები ძლიერ არის დაზიანებული. პირსებისა და იახტების ნავმისადგომების მნიშვნელოვანი დაზიანება, პატარა გემები სადგომზე მოწყვეტილია ლუზიდან
3	50-58	მნიშვნელოვანი	დიდი ხეები წაქცეულია, აწყობილი სახლები დანგრეულია, ცლკეულ პატარა სახლს დაზიანებული აქვს ფანჯრები, კარები და სახურავი. სანაპიროს გასწვრივ ძლიერი წყალდიდობა; სანაპიროზე მდგარი პატარა სახლები დანგრეულია
4	59-69	ძალიან დიდი	ხეები, ბუჩქნარი და სარეკლმო ფარები წაქცეულია, აწყობილი სახლები საფუძვლამდე არის დანგრეული, ძლიერაა დაზიანებული ფნჯრები, კარები და სახურავები. დატბორილია ზღვის დონიდან 3მ სიმაღლეზე მყოფი ნაკვეთები; წყალდიდობა ვრცელდება ხმელეთზე 30 კმ-ის სიღრმეში; აღინიშნება ზარალი გამოწვეული ტალღებით და მათ მიერ გადატანილი ნამტვრევებით
5	≥ 70	კატასტროფა	ყველა ხე, ბუჩქი და სარეკლმო ფარი წაქცეულია, ბევრი სახლი სერიოზულად არის დაზიანებული; ზოგიერთი შენობა სრულიად დანგრეულია; ასაწყობი სახლები დანგრეულია. ძლიერი ზარალია მიყენებული შენობების ქვედა სართულებისათვის 4.5 მ-მდე სიმაღლეზე 500 მ ხმელეთის სიღრმეში; აუცილებელია სანაპირო ზოლიდან მოსახლეობის მასიური ევაკუაცია

საფირ-სიმპსონის სკალის თანახმად, როდესაც ქარის სიჩქარე 33-42მ/წმ-ის ფარგლებშია აღინიშნება მინიმალური ეფექტი და ძირითადად ხეები და ბუჩქნარი ზიანდება. ხეების და ბუჩქნარის არსებითი დაზიანება, ხეების წაქცევა, აწყობილი სახლების და ნავმისადგომების დაზიანება აღინიშნება, როდესაც ქარის სიჩქარე 43-49მ/წმ-ს შეადგენს (ზომიერი ეფექტი). გრიგალური ქარის ზემოქმედების მნიშვნელოვანი ეფექტი აღინიშნება, როდესაც ქარის სიჩქარე 50-58მ/წმ ფარგლებშია. ამ დროს იქცევა დიდი ხეები, ზიანდება შენობები, სანაპიროს

გასწავრივ ვრცელდება ძლიერი წყალდიდობა. ზემოქმედების ეფექტი ძალიან დიდია, როდესაც ქარის სიჩქარე მერყეობს 59-69მ/წმ ფარგლებში. აღინიშნება დიდი ხეების და სარეკლამო ფარების წაქცევა, აწყობილი სახლების ნგრევა, წყალდიდობა ვრცელდება სანაპიროდან 30კმ სიღრმემდე. კატასტროფაა თუ კი გრიგალის სიჩქარე გადააჭარბებს 69მ/წმს. ამ დროს ყველა ხე, ბუჩქი, სარეკლამო ფარი წაქცეულია, ზოგიერთი შენობა სრულიად დანგრეულია, აუცილებელია სანაპირო ზოლიდან მოსახლეობის ევაკუაცია.

საქართველოს ტერიტორიაზე გრიგალური ქარი ძირითადად დასავლეთის, ან აღმოსავლეთის მიმართულებისაა. პირველი მათგანი წარმოიქმნება ამიერკავკასიაზე ხმელთაშუაზღვის წარმოშობის ციკლონის გავლისას. ამ დროს ბარიული გრადიენტი დასავლეთიდან აღმოსავლეთისკენაა მიმართული, რაც აძლიერებს დასავლეთის და ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულების ქარებს. აღმოსავლეთის ქარები აღინიშნება მაშინ, როდესაც ამიერკავკასიის ცენტრალურ და აღმოსავლეთ რაიონებზე მაღალი წნევის არე მყარდება, ხოლო შავ ზღვაზე დასავლეთიდან ციკლონი ვრცელდება. ამ დროს ბარიული გრადიენტი აღმოსავლეთიდან დასავლეთისკენაა მიმართული და ძლიერდება აღმოსავლეთის ქარები.

ნახ. 10.4.1-ზე წარმოდგენილია გრიგალური ქარის მაქსიმალური ინტენსივობები საქართველოს ტერიტორიაზე. როგორც რუკიდან ჩანს საქართველოს ტერიტორიაზე აღინიშნება გრიგალური ქარის ინტენსივობის სამი ზონა. პირველი ზონა, სადაც გრიგალის მაქსიმალური სიჩქარე 33-42მ/წმ-ს შეადგენს, ქვეყნის მნიშვნელოვან ტერიტორიაზე ვრცელდება. საფირ-სიმპსონის სკალის თანახმად(ცხრილი 10.4.1) ეს ზონა გრიგალური ქარების ზემოქმედების მინიმალურ ეფექტს განიცდის. ზომიერი ეფექტის გავლენას მეორე ზონა განიცდის, რომელსაც უკავია კოლხეთის დაბლობის ცენტრალური ნაწილი, მიმდებარე მთისწინა და მთიანი რაიონებით, აგრეთვე სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთი და ქვემო ქართლი.



ნახ. 10.4.1. გრიგალური ქარის მაქსიმალური ინტენსივობა (Э. Ш. Элизбарашвили, О.Ш.Варазанаშვილი, Н.С.Церетели, М. Э. Элизбарашвили., 2012)

აქ გრიგალის მაქსიმალური სიჩქარე 43-49მ/წმს შეადგენს. გრიგალური ქარის ზემოქმედების მესამე ზონას სამხრეთ-სა-ქართველოს მთიანეთის და ქვემო ქართლის ტერიტორიებზე მცირე მონაკვეთები უკავია. ამ ადგილებში გრიგალური ქარის სიჩქარემ შესაძლოა 50მ/წმ-ს გადააჭარბოს.

ცხრილში 10.4.3 წარმოდგენილია გრიგალური ქარების განმეორადობა(შემთხვევათა რიცხვი) და მაქსიმალური ინტენსივობა 1961-2008 წლების პერიოდისათვის.

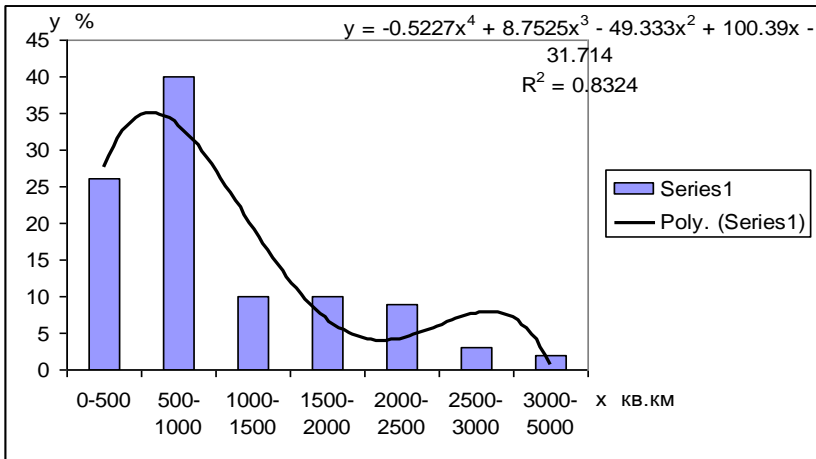
ცხრილიდან ჩანს, რომ გრიგალური ქარის უდიდესი ალბათობა აღინიშნება ქვემო ქართლში (უდაბნო, თბილისი), სადაც წელიწადში 4-7 შემთხვევას შეადგენს. კოლხეთის დაბლობზე (ქუთაისი, სენაკი) მათი განმეორადობა ნაკლებია (1.7-3.4). წელიწადში გრიგალის 2-3 შემთხვევა დამახასიათებელია უღელტეხილებისთვის (მამისონის, გოდერძის, ზეკარის).

ნახ. 10.4.2-დან ჩანს, რომ გრიგალური ქარის გავრცელების ყველაზე ალბათური არეალი 500-1000 კვ.კმ ფართობია, თუმცა გრიგალმა შეიძლება მოიცვას რამოდენიმე ათასი კვადრატული კილომეტრი ფართობი. ამავე ნახ.-ზე ნაჩვენებების მეოთხე რიგის პოლინომი, რომელიც კარგად აღწერს ემპირიულ განაწილებას.

ცხრილი 10.4.3. გრიგალური ქარების განმეორადობა(შემთხვევათა რიცხვი) და მაქსიმალური ინტენსივობა (1961-2008)

რაიონი	პუნქტი და სიმაღლე, მ	განმეორადობა, %	სიჩქარე მ/წმ
ქვემო ქართლი	უდაბნო, 750	6,2	40
	თბილისი, ავია, 470	4	55
კოლხეთის დაბლობი	ქუთაისი, 114	3,4	43
	სენაკი, 40	1,7	45
მთიანი რაიონები	ზეკარის უღ., 2180	2,2	47
	მამისონის უღ., 2854	3,3	45
	გოდერძის უღ., 2025	2,2	40
	ფარავანი, 2000	1,1	50
	დმანისი, 1256	1,2	42
	მთა-საბუეთი, 1242	1,8	42

ნახ. 10.4.2-ზე წარმოდგენილია გრიგალური ქარის გავრცელების ფართობის განმეორადობა.



ნახ. 10.4.2. გრიგალური ქარის გავრცელების ფართობის განმეორადობა .%. კვ.კმ

10.5. საშიში ნისლი

ნისლი ხშირი მოვლენაა საქართველოსთვის. საშუალო წლიური დღეთა რიცხვი ნისლით ცალკეულ რაიონებში 150-ს

ადემატება, ხოლო ღიხის ქედზე, 1243მ სიმაღლეზე, 260-ს შეადგენს. კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე, სამსარის, ჯავახეთის და გომბორის ქედებზე 50-100 ნისლიანი დღე აღინიშნება, ხოლო მესხეთის და თრიალეთის ქედებზე 20-50 დღემდე კლებულობს. ნისლი შედარებით იშვიათია ახალციხის ქვებულში, მტკვრის ხეობაში, შავი ზღვის სანაპიროზე, კოლხეთის დაბლობზე და ალაზნის ველზე.

ნისლი უარყოფითად მოქმედებს ადამიანის ორგანიზმზე, ართმევს რა მას სითბოს მნიშვნელოვან რაოდენობას, არღვევს ადამიანის სხეულის თერმორეგულაციას, რამაც შესაძლოა გამოიწვიოს ჰიპოთერმია. ნისლი აუარესებს მხედველობას, აფერხებს ტრანსპორტის მოძრაობას, სწორედ ამიტომ დადგენილი იყო ავტომაგისტრალების ყველაზე სახიფათო მონაკვეთები, სადაც გახშირებულია ნისლი. ასეთებია გულაური-ყაზბეგი, ნინოწმინდა-ბადიაური, თელავი-ახმეტა, კოჯორი-მანგლისი (Элизбарашვილი Э.Ш., Зубиташვილი Т.К., 2007).

განსაკუთრებით სახიფათოა ნისლი, როდესაც მხედველობის არე 50მ-ზე ნაკლებია, მას საშიშ მოვლენას მიაკუთვნებენ. საშიში ნისლის ხვედრითი წილი საქართველოში ნისლიან დღეთა საერთო რიცხვში საკმაოდ დიდია და 70%-ს შეადგენს. შედარებისათვის მოვიყვანთ, რომ ანალოგიური წილი უკრაინაში 8%-ს, ხოლო არქტიკაში 6-7%-ს შეადგენს.

წარმოშობის ფიზიკურ პროცესებზე დამოკიდებულებით საქართველოს ტერიტორიაზე გავრცელებულია რადიაციული, ადვექციური (მათ შორის აორთქლების), ადვექციურ-რადიაციული, ფრონტალური და ოროგრაფიული ნისლები. მათ განაწილებას საქართველოს ტერიტორიაზე რთული ხასიათი აქვს, რაც განსხვავებული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობებით და ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესების თავისებურებებით აიხსნება.

საშიში ნისლის ინტენსივობის მაჩვენებელი მისი ხანგრძლივობაა. რაც მეტია ასეთი ნისლის ხანგრძლივობა, მით მეტია მისი ზემოქმედების ეფექტი. ეს კარგად ჩანს ცხრილიდან 10.5.1.

ცხრილი 10.5.1. საშიში ნისლის ინტენსივობა და შესაბამისი მოსალოდნელი დაზიანებები

საშიში ნისლის ხანგრძლივობა	ეფექტი	შესაძლო დაზიანებებისა და
----------------------------	--------	--------------------------

ბა(სთ)		ზარალის აღწერა
1ბალი		თვითმფრინავების ჩამოვარდნა, საშიშროება გზებზე მოძრაობისას, ყველა სახის ტრანსპორტის მსხვერვა და მსხვერპლი
≤ 3	ხანმოკლე	
2 ბალი		
4-6	საშუალო ხანგრძლივობის	
3 ბალი		
7-9	ხანგრძლივი	
4 ბალი		
≥ 10	ძალიან ხანგრძლივი	

როგორც ცხრილი 10.5.1-დან ჩანს ნებისმიერი ხანგრძლივობის საშიში ნისლის შემთხვევაში მოსალოდნელია თვითმფრინავების ჩამოვარდნა, საშიშროება გზებზე მოზრაობისას, ყველა სახის ტრანსპორტის მსხვერვა და მსხვერპლი.

ცხრილში 10.5.2 წარმოდგენილია მონაცემები საშიში ნისლის დღეთა რიცხვის, აგრეთვე ნისლის საშუალო და უდიდესი ხანგრძლივობის შესახებ საქართველოს სხვადასხვა რეგიონებისთვის.

ცხრილი 10.5.2-დან ჩანს, რომ დღეთა რიცხვი საშიში ნისლით და მისი უწყვეტი ხანგრძლივობა მაქსიმალურია მთიან რაიონებში. დღეთა რიცხვი საშიში ნისლით უმეტეს მთიან რაიონებში 100-ს აღემატება, ხოლო ცალკეულ ადგილებში 200- მდე აღწევს (ცხრაწყარო, ზეკარის უდ.) და მთელი დღეღამის, ან რამოდენიმე დღეღამის განმავლობაში გრძელდება. ამავე დროს ზოგიერთ მთიან ადგილებში საშიში ნისლი არც თუ ისე ხშირია (ახალქალაქი, დუშეთი, სტეფანწმინდა). შავი ზღვის სანაპიროზე დღეთა რიცხვი საშიში ნისლით 6-23, ხოლო კოლხეთის დაბლობზე 4-20-ს შეადგენს. შესაბამისად მისი უდიდესი ხანგრძლივობა 15-24 სთ და 9-13 საათია. შიდა და ქვემო ქართლში დღეთა რიცხვი საშიში ნისლით 2-18, ხოლო კახეთში 18-66-ს შეადგენს. საშიში ნისლის უდიდესი ხანგრძლივობა შიდა ქართლში 7-24სთ, ხოლო ქვემო ქართლში და კახეთში 24საათია. კონკრეტულ პუნქტში დღეთა რიცხვი საშიში ნისლით დიდ ფარგლებში მერყეობს. მაგალითად, მამისონის უღელტეხილზე საშუალო დღეთა რიცხვი საშიში ნისლით 160-ს შეად-

გენს, ხოლო მისი ცვალებადობის დიაპაზონი 125-200 დღეღამის ფარგლებშია (Элизნარაშვილი Э.Ш., Элизნარაშვილი М.Э.,2012). დღეთა რიცხვის ანალოგიური ცვალებადობა დამახასიათებელია მთელი საქართველოსთვის.

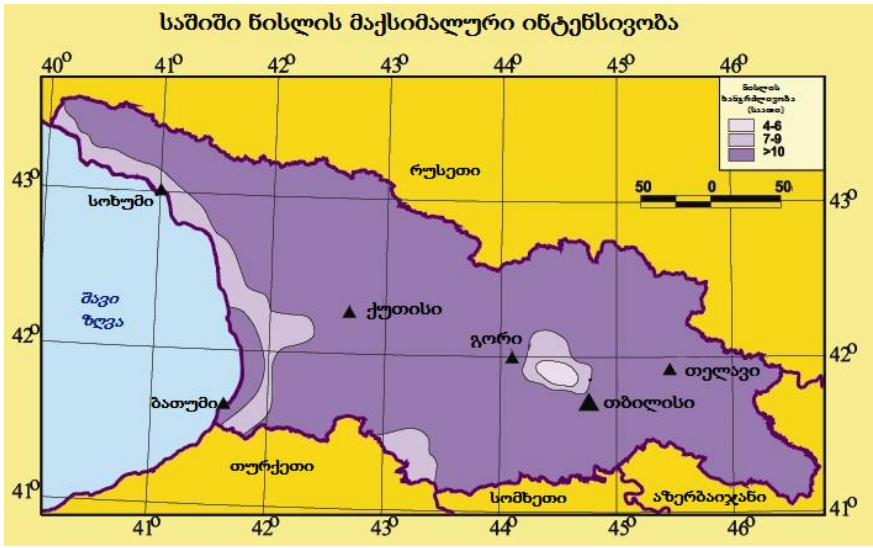
ნახ. 10.5.1-ზე წარმოდგენილია საშიში ნისლის მაქსიმალური ინტენსივობის სივრცითი განაწილება.

ცხრილში 10.5.2. საშიში ნისლის დღეთა რიცხვი, მისი საშუალო და უდიდესი ხანგრძლივობა

პუნქტი	სიმაღლე, მ	დღეთა რიცხვი	საშუალო ხანგრძლივობა, დღე	უდიდესი ხანგრძლივობა, სთ
შავი ზღვის სანაპირო				
ფოთი	3	23	3	15
ანასუელი	3	12	2	24
ბათუმი	5	6	2	16
კოლხეთის დაბლობი				
დანჩხუთი	20	20	2	9
სენაკი	40	4	2	12
ქუთაისი	114	6	2	13
შიდა ქართლი				
მუხრანი	550	13	2	7
გორი	588	9	3	24
ახალგორი	760	2	2	9
ქვემო ქართლი				
გარდაბანი	300	15	4	22
თბილისი	403	6	6	24
ბოლნისი	534	18	5	24
კახეთი				
გურჯაანი	415	18	3	24
დედოფლისწყარო	800	66	4	24
თელავი	568	23	6	24
საგარეჯო	802	51	7	24
ცხრილში 10.5.2-ის გაგრძელება				
სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთი				
ახალქალაქი	1717	7	2	10
გოდერძის უღ.	2025	195	6	24
ზეკარის უღ.	2182	220	7	24

ცხრაწყარო	2466	200	7	24
კავკასიონი				
დუშეთი	922	19	3	22
სტეფანწმინდა	1744	12	6	23
მამისონის უღ.	2859	160	10	24

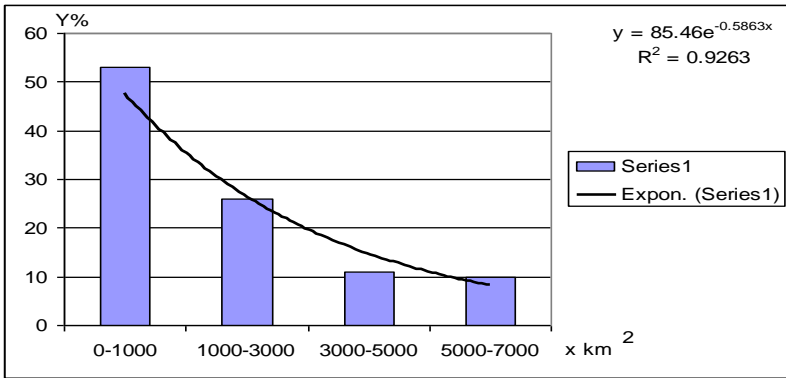
ნახ. 10.5.1-დან ჩანს, რომ საქართველოს ტერიტორიის უდიდეს ნაწილზე გავრცელებულია ძალიან ხანგრძლივი ნისლი, როდესაც ხანგრძლივობა 10 სთ-ს აღემატება. ცალკეულ კერებში შავი ზღვის სანაპიროზე, ქვემო ქართლში და საქართველოს სამხრეთში აღინიშნება ზომიერი და საშუალო ინტენსივობის საშიში ნისლი, რომლის ხანგრძლივობაც შესაბამისად 7-9 სთ და 4-6 სთ-ია.



ნახ. 10.5.1. საშიში ნისლის მაქსიმალური ინტენსივობა(ხანგრძლივობა, სთ) (Э.Ш.Элизбарашვილი, О.Ш.Варазанаშვილი, Н.С.Церетели, М.Э. Элизбарашვილი, Ш.Э.Элизбарашვილი, 2012)

საშიში ნისლის გავრცელების ფართობი იცვლება რამოდენიმე ერთეულიდან რამოდენიმე ათასეულ კვადრატულ კილომეტრ ფარგლებში (ნახ. 10.5.2).

ნისლის გავრცელება მნიშვნელოვან ფართობებზე მთლიანად საქართველოსთვის დამახასიათებელი ატმოსფერული პროცესებით არის განპირობებული, მათ მიეკუთვნება ადვექციურ-რადიაციული და ფრონტალური წარმოშობის ნისლები, რომელთაც გლობალური ხასიათი აქვს და რამოდენიმე ათას კვადრატულ კილომეტრ ფართობს მოიცავს. ნისლის არეალის შემცირება რამოდენიმე ერთეულ, ათეულ, ან ასეულ კვადრატულ კილომეტრამდე ამ პროცესებზე ადგილობრივი პირობების გავლენით აიხსნება. ეს რელიეფის ფორმით განპირობებული ოროგრაფიული ნისლია.



ნახ. 10.5.2. საშიში ნისლის გავრცელების ფართობის განმეორადობა. %. კვკმ

საშიში ნისლის გავრცელების ფართობის განმეორადობის ემპირიული განაწილება კარგად აღიწერება შემდეგი სახის ექსპონენციალური ფუნქციით:

$$y=85,46\exp(-0,5863x), \quad (10.5.1)$$

სადაც x- ნისლის გავრცელების ფართობია კვადრატულ კილომეტრებში.

ამ ფორმულის საშუალებით შესაძლებელია გამოვიანგარიშოთ ნისლის ნებისმიერ ფართობზე გავრცელების თეორიული ალბათობა.

საშიში ნისლის დღეთა რიცხვის წლიური სვლა ძირითადად განპირობებულია დრუბლიანობის და მზის ნათების წლიური სვლით. ზღვისპირა რაიონებში და კოლხეთის დაბლობზე დღე-

თა რიცხვის მაქსიმუმი აპრილ-მაისში აღინიშნება და მხოლოდ 2 დღეს შეადგენს, ხოლო მონიმუმი ზამთარშია, როდესაც საშიში ნისლი იშვიათია. აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკე და მთისწინა რაიონებში დღეთა რიცხვის წლიურ სვლაში მაქსიმუმი დეკემბერ-მარტში (4-5 დღე თვეში), ხოლო მინიმუმი ზაფხულში (1 დღე) აღინიშნება. კავკასიონის მთიან და მაღალმთიან რაიონებში უდიდესი დღეთა რიცხვი საშიში ნისლით ზაფხულის თვეებში (თვეში 9-10 დღე), ხოლო უმცირესი – ზამთრის თვეებში (2 დღე) აღინიშნება. ჯავახეთის ზეგანზე დღეთა რიცხვი საშიში ნისლით ხასიათდება სუსტად გამოსატყული მაქსიმუმით ზაფხულის თვეებში (2 დღე).

ნისლის გავრცელების ზედა საზღვარი ხშირად ინვერსიის ზედა საზღვარს ემთხვევა. ამიტომ უნდა ვივარაუდოდ, რომ კოლხეთის დაბლობის ზღვისპირა და შიდა რაიონებში ნისლის ზედა საზღვარი და აგრეთვე სიმძლავრე უნდა შეესაბამებოდეს ინვერსიის სიმაღლეს (70-100 მ), რომელიც ძირითადად გაზაფხულზე თბილი ჰაერის მასების შემოსვლისას ვითარდება (Элизбараშვილი Э.Ш., 1978). აღმოსავლეთ საქართველოში, ინტენსიური ევექტური გამოსხივების გამო, ტემპერატურის ინვერსიები ზამთრის თვეებში იცის და მათი სიმძლავრე 140-200 მ-ია, შესაბამისად აქ ასეთივე სიმძლავრის ნისლი უნდა აღინიშნებოდეს.

10.6. უხვი ნალექები

ერთ დღელამეში მოსული 30მმ და მეტი ატმოსფერული ნალექები უხვ ნალექებს წარმოადგენს. ის ამინდის საშიშ მოვლენებს მიეკუთვნება. უხვი ატმოსფერული ნალექები თავის თავში შეიცავს განსაკუთრებით უხვ (70მმ და მეტი) და კატასტროფულ (100მმ და მეტი) ნალექებს. თავსხმა ნალექის შემთხვევაში კატასტროფული ხასიათი უკვე 40-50მმ ნალექების მოსვლისას იქმნება.

უხვ ნალექებს ხშირად ახლავს სეტყვა და ძლიერი ქარი, ის ვრცელდება დიდ ტერიტორიებზე და იწვევს წყალმოვარდნას, წყალდიდობას, დვარცოფს, რასაც ხშირად კატასტროფული შედეგი მოაქვს.

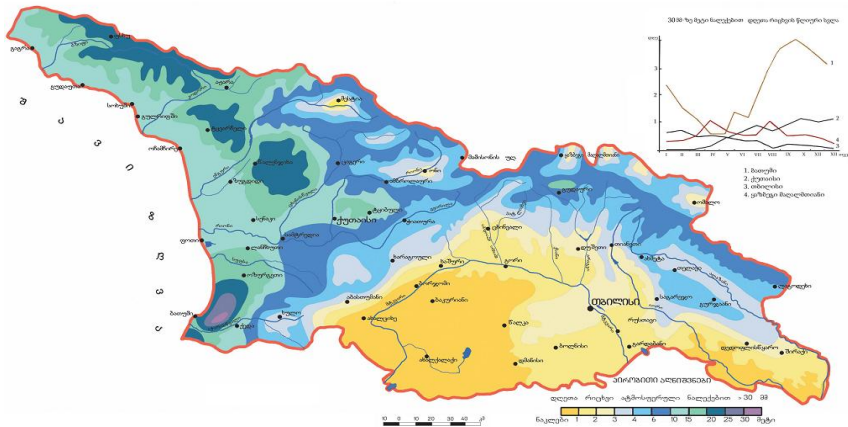
გენეტიკური თვალსაზრისით უხვი ნალექები შეიძლება იყოს როგორც ფრონტალური, ისე კონვექციური ხასიათის. შე-

საბამისად ფრონტალური წარმოშობის ნალექები უფრო ხანგრძლივია, ვიდრე კონვექციური წარმოშობის ნალექები.

უხვი ნალექი შეიძლება ძალიან ხანმოკლე პერიოდში მოვიდეს. მაგალითად, 1916 წლის 25 სექტემბერს ფოთში უხვი ნალექი 5-წუთიან ინტერვალში მოვიდა და უდიდესი ინტენსივობა 6.4მმ/წთ შეადგინა. ამ სტრიქონების ავტორი მომსწრეა თბილისში 1972 წლის 7 ივნისს 170მმ რაოდენობის მოსული კატასტროფული ნალექების. წვიმა 24 საათის განმავლობაში გაგრძელდა და საშუალო ინტენსივობამ 0.1მმ/წთ შეადგინა.

აქედან დაახლოებით 100მმ ერთი საათის განმავლობაში მოვიდა. ძლიერმა თავსხმამ მნიშვნელოვანი მატერიალური ზარალი მიაყენა სამრეწველო საწარმოებს, ტრანსპორტს, კავშირგაბმულობას, კომუნალურ და ქალაქის მეურნეობას, ქალაქის მოსახლეობას. განადგურდა 126 ინდივიდუალური სახლი, 84 ბარაკი. წყლით დაიფარა სარდაფები, სადაც 1000 -მდე ოჯახი ცხოვრობდა. იყო ადამიანთა მსხვერპლი.

ნახ.10.6.1-ზე წარმოდგენილია საქართველოს ტერიტორიაზე უხვნალექებიან დღეთა რიცხვის განაწილების რუკა



ნახ. 10.6.1 დღეთა რიცხვი უხვი ნალექებით (ღ.პაპინაშვილი, საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი, 2011)

რუკიდან გამომდინარეობს, რომ უდიდესი დღეთა რიცხვი უხვი ნალექებით (30-ზე მეტი) აჭარაში, მთა მტირალაზე, იქ სადაც ნალექების მაქსიმუმი მოდის, აღინიშნება. შავი ზღვის სანაპიროზე წლის განმავლობაში საშუალოდ 10-20 ასეთი

დღეა, ხოლო მთისწინეთში და მთებში 25 დღემდე იზრდება. აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში უხვი ნალექებით დღეთა რიცხვი საშუალოდ 3-ს არ აღემატება, ხოლო სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში და მდინარე იორის ქვემო წელში ძალზე იშვიათია.

ცხრილში 10.6.1 წარმოდგენილია უხვი ნალექების ძირითადი მახასიათებლები საქართველოს ზოგიერთი რაიონისთვის.

ცხრილი 10.6.1. უხვი ნალექების ძირითადი მახასიათებლები

რაიონი	წელი			თბილი პერიოდი			
	N დღე	Q მმ	R მმ	N მმ	P მმ	T სთ	I მმ/წთ
დასავლეთ კავკასიონი და სანაპირო	4-32	80-120	300	3-11	45-55	10-17	0,06-0,12
კოლხეთის დაბლობის დასავლეთი და ცენტრალური ნაწილი და მთისწინეთი	9-20	70-110	300	4-11	45-55	11-16	0,08-0,10
მცირე კავკასიონის დასავლეთ ფერდობები და სანაპირო	16-48	100-130	350	6-11	55-60	12-14	0,08-0,10
დასავლეთ კავკასიონის შიდა რაიონები	2-8	45-60	120	1-3	40-45	11-11,5	0,05-0,16
მცირე კავკასიონის დასავლეთ ნაწილის შიდა რაიონები	4-12	50-80	170	1-4	40-50	11-16	0,06-0,12
აღმოსავლეთ კავკასიონის დასავლეთ ნაწილი მთისწინეთით	2-10	40-60	130	1-6	40-45	8-14	0,05-0,10
კახეთი	3-8	55-80	150	3-7	45-50	10-14	0,08-0,11
სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთის დასავლეთ ნაწილი	0,4-2	30-35	90	0,3-0,1	35-45	7-12	0,12-0,15
შირაქის ვაკე	0,1-0,8	30	65	0,02-0,5	40	6-10	0,21-0,26

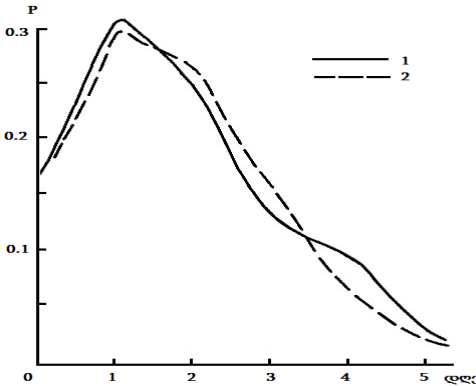
ცხრილში N-საშუალო დღეთა რიცხვია უხვი ნალექებით, Q-საშუალო დღეღამური მაქსიმუმებიდან, R- უდიდესი დღეღამური მაქსიმუმი, P-უხვი ნალექების საშუალო რაოდენობა, T-უხვი ნალექების საშუალო ხანგრძლივობა, I- უხვი ნალექების საშუალო ინტენსივობა.

ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ უხვი ნალექების ყველა მახასიათებელი მაღალია დასავლეთ საქართველოში, კერძოდ დასავლეთ კავკასიონზე, შავი ზღვის სანაპიროზე, მცირე კავკასიონის დასავლეთ ფერდობებზე, კოლხეთის დაბლობის ცენტრალურ და ჩრდილოეთ ნაწილში და მთისწინეთში.

უხვნალექიან დღეთა რიცხვის ემპირიული განაწილება საქართველოს პირობებში კარგად აღიწერება პუასონის განაწილებით (К.А.Сапицкий, Э.Ш.Элизбарашвили, 1972, 1973; Ж.Д.

Алибегова, Э.Ш. Элизбарашვილი, 1980), რისი ერთ-ერთი მაგალითიც ნახ. 10.6.2-ზეა წარმოდგენილი.

ნახ. 10.6.2-დან ჩანს თუ რა კარგ შესაბამისობაშია უხვი ნალექების დღეთა რიცხვის ემპირიული განაწილება პუასონის განაწილებასთან. ეს საშუალებას გვაძლევს უხვნალექიან დღეთა რაოდენობის აღბათობები გამოვიანგარიშოთ პუასონის ფორმულით:



ნახ. 10.6.2. უხვი ნალექების დღეთა რიცხვის დიფერენციალური განაწილება თბილისში: 1-ემპირიული; 2-თეორიული პუასონის მიხედვით (Ж.Д.Алибегова, Э.Ш.Элизбарашვილი, 1980)

$$P(x) = \frac{e^{-a} a^x}{x!}, \quad (10.6.1)$$

სადაც, α – პუასონის პარამეტრია, ხოლო $x=0,1,2,3,\dots,n$ - დღეთა რიცხვია უხვი ნალექებით. პუასონის განაწილების მთავარი თვისებაა ის, რომ პუასონის პარამეტრი ერთდროულად საშუალო სიდიდეცაა, დისპერსიაც და ასიმეტრიაც. ამიტომ გამოთვლები-სათვის საკმარისია ვიცოდეთ უხვნალექიან დღეთა რიცხვის მხოლოდ საშუალო მნიშვნელობა.

10.7. ელჭექი

ატმოსფეროს განსაკუთრებულ მოვლენებს მიეკუთვნება ელჭექი. ის საშიშ მეტეოროლოგიურ მოვლენას წარმოადგენს და ხშირად უარყოფით გავლენას ახდენენ მოსახლეობაზე, მის ჯამრთელობაზე, ეკონომიკაზე. ელჭექს თან ახლავს ძლიერი

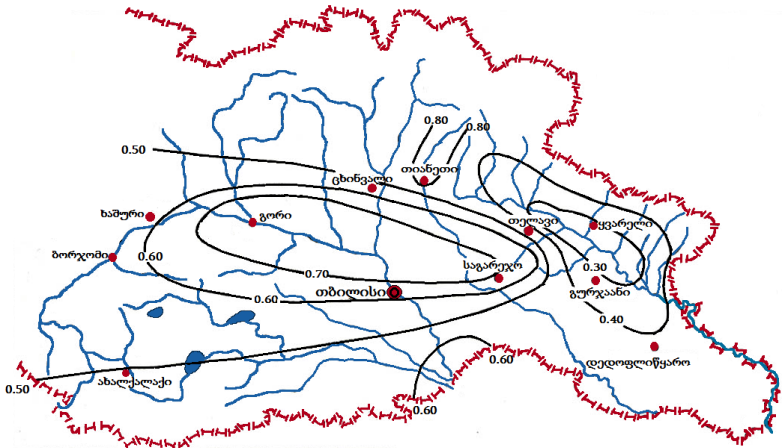
ელექტრული განმუხტვები, რომლებიც აზიანებს კავშირგაბმულობის და ელექტროგადამცემ ხაზებს.

წარმოშობის მიხედვით განასხვავებენ შიდამასიურ და ფრონტალურ ელჭექს. აღმოსავლეთ საქართველოში უპირატესად შიდამასიური ელჭექი ვითარდება, რაც ინტენსიური კონვექციური პროცესების შედეგია. დასავლეთში კი ფრონტალური პროცესებია ხშირი, რასაც ბრიზული ცირკულაცია განაპირობებს, რომელსაც შავი ზღვიდან შედარებით ცივი ჰაერის მასები გადმოაქვს, რაც ხელს უშლის ჰაერის გათბობას და კონვექციის განვითარებას.

შიდამასიური ელჭექის გავრცელება მცირე არეალებით ხდება და მისი ხანგრძლივობა მცირეა. ფრონტალური ელჭექი დიდ ტერიტორიებს მოიცავს. ასეთი ელჭექის გავრცელების ძირითადი მიმართულებებია დასავლეთ საქართველოში: ფსხუსოხუმი, კოდორი –ჯვარი, ამბროლაური-ონი-საქარა, ჩაქვიან-ასეული-დიდი ვანი, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში: ბორჯომი-ხაშური-გორი-თბილისი (Гуния С.У., 1960).

ხშირად ინტენსიური ელჭექის ფრონტალური პროცესები გადალახავს გომბორის ქედს და გადაადგილდება თელავისა და გურჯაანის მიმართულებით, და ზოგჯერ ყვარელსა და ლაგოდეხამდე აღწევს. ეს პროცესი კარგად ჩანს ნახ. 10.7.1-ზე წარმოდგენილ იზოკორელატების რუკაზე. ამავე ნახ.-ზე კარგად მოჩანს ბორჯომი-ბაკურიანი-ხაშური-გორი-თბილისის მიმართულებით განვითარებული პროცესები.

ელჭექიან დღეთა უდიდესი რაოდენობა სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში აღინიშნება და წლის განმავლობაში 50-ს აღემატება. დასავლეთ კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში და კახეთის კავკასიონის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში დღეთა რიცხვი ელჭექით 40-50-ის ფარგლებში მერყეობს. შავი ზღვის სანაპიროს ჩრდილოეთ და სამხრეთ ნაწილებში, კავკასიონის ვრცელ ტერიტორიაზე და აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში 30-40 დღეა ელჭექით, ხოლო კოლხეთის დაბლობზე 20-30 დღემდე კლებულობს. ელჭექიან დღეთა უმცირესი რაოდენობა (20-ზე ნაკლები) კოლხეთის დაბლობის სიდრემეში აღინიშნება.



ნახ. 10.7.1. ელჭექის დღეთა რიცხვის იზოკორელატების ველი გორის მიმართ. იენისი-ივლისი (Э.Ш.Элиზбарაშვილი, Н.Ш.Гонгладзе и др., 1983)

ცხრილში 10.7.1 წარმოდგენილია წლის თბილი პერიოდის ელჭექის პროცესების სტატისტიკური მახასიათებლები აღმოსავლეთ საქართველოს განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში მდებარე სადგურებისთვის.

ცხრილში x -დღეთა რიცხვია ელჭექით, n -ელჭექის რაოდენობა, T -ელჭექის ჯამური ხანგრძლივობა (სთ), t - ელჭექის საშუალო ხანგრძლივობა (სთ), L - ელჭექის საშუალო ხანგრძლივობა ელჭექიან დღეს(სთ), M -ელჭექიან დღეთა რიცხვის წილი ნალექებიან დღეთა რიცხვში(%), K -ნალექების წილი ელჭექიან დღეს (%), H -ადგილის სიმაღლე (მ).

ცხრილი 10.7.1-დან გამომდინარეობს, რომ ელჭექის პროცესები განსაკუთრებით ინტენსიურია სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში და ალაზნის ველზე. აღნიშნულ რაიონებში ელჭექის პროცესების თითქმის ყველა კლიმატური მახასიათებელი მაქსიმალურია. მაგალითად, ერთი ელჭექის საშუალო ხანგრძლივობა სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში მაქსიმალურია და 2.5 საათს შეადგენს. ელჭექიანი დღის უდიდესი საშუალო ხანგრძლივობა აგრეთვე სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში და ალაზნის ველზეა (2.8-2.9სთ).

ცხრილი 10.7.1. წლის თბილი პერიოდის ელჭექის პროცესების სტატისტიკური მახასიათებლები

რაიონი	პუნქტი	H, მ	x დღე	n	T სთ	t სთ	L სთ	M %	K %
სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთი	ახალქალაქი	1716	58	68	169	2,5	2,9	79	55
შიდა ქართლი	გორი	588	32	35	70	2,0	2,2	46	41
ქვემო ქართლი	კოჯორი	1338	31	32	25	0,8	0,8	42	21
	თბილისი	403	40	46	60	1,3	1,5	53	57
კავკასიონის სამხრეთ ფერდობი	დუშეთი	922	48	62	87	1,4	1,8	54	28
	თიანეთი	1099	45	59	107	1,9	2,4	57	43
იორის ზეგანი	დედოფლის წყარო	800	40	53	96	1,8	2,4	48	25
	საგარეჯო	802	42	74	67	0,9	1,6	46	32
ალაზნის ველი	გურჯაანი	410	43	52	94	1,8	2,2	55	38
ციფცამბორის ქედი	თელავი	568	51	75	142	1,9	2,8	54	43

ელჭექის რაოდენობა ელჭექიან დღეთა რიცხვის პროპორციულად იცვლება. ელჭექის უდიდესი რაოდენობა სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში (68) და ალაზნის ველზე (67-75) აღინიშნება. ელჭექის რაოდენობა მნიშვნელოვანია აგრეთვე იორის ზეგანზე (50-74). ნაკლებად აქტიურია შიდა და ქვემო ქართლი (31-35 ელჭექი).

მთლიანობაში ელჭექის რაოდენობის შეფარდება ელჭექიან დღეთა რიცხვთან საქართველოს ტერიტორიაზე 1.1-1.5 ფარგლებში იცვლება. ამავე დროს ელჭექიან დღეთა რიცხვის წილი ნალექებიან დღეთა რიცხვში და ნალექების წილი ელჭექიან დღეს აგრეთვე ელჭექიან დღეთა რიცხვის პროპორციულია, და მაქსიმუმს სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში (შესაბამისად 79 და 55%), ხოლო მინიმუმს იორის ზეგანზე და ქართლში (42-48% და 21-41%) აღწევს.

სეზონურ სვლაში ელჭექის ყველა მახასიათებელი მაისივნისზე მოდის. ელჭექის პროცესების ინტენსიური განვითარება წლის ამ პერიოდში ატმოსფეროს ძლიერი გადახურებით არის განპირობებული.

ელჭექიან დღეთა რიცხვის განაწილების ემპირიული ფუნქციები მრავალფეროვანია და ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებზე და წლის სეზონზეა დამოკიდებული. იმ თვეებში, როდესაც ელჭექი იშვიათი მოვლენაა ემპირიული განაწილება კარგად აღიწერება წინა პარაგრაფში განხილული პუასონის კანონით. იმ თვეებში კი როდესაც ელჭექი შედარებით ხშირია (მაისი-აგვისტო) მისი ემპირიული განაწილება ნორმალურ კანონს

უახლოვდება. ამ შემთხვევაში ელექტიან დღეთა რიცხვის განმეორადობა (აღბათობა) ინტერვალში $t(i-1)$, $t(i)$ განისაზღვრება სხვაობით:

$$P = \Phi[t(i)] - \Phi[t(i-1)] \quad (10.7.1)$$

სადაც $\Phi[t(i)]$ - ნორმალური განაწილების ფუნქციაა:

$$\Phi(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^t e^{-t^2/2} dt, \quad (10.7.2)$$

$t = [x - x(i)]/s$, x - საშუალო დღეთა რიცხვია ელექტიით, $x(i)$ - ნებისმიერი დღეთა რიცხვია ელექტიით, s - ელექტიან დღეთა რიცხვის საშუალო კვადრატული გადახრა. გამოთვლები უნდა ჩატარდეს ცნობილი მეთოდების გამოყენებით (Кобышева Н.В., 1971).

10.8. სეტყვა

სეტყვა საშიშ ატმოსფერულ მოვლენას წარმოადგენს. ის ხშირია საქართველოში და განპირობებულია, როგორც ფრონტალური, ისე ადგილობრივი პროცესებით. მისი მოსვლა ხორციელდება ჰაერის მასების შემოჭრის შედეგად დასავლეთიდან, აღმოსავლეთიდან ან ამიერკავკასიის სამხრეთში ტალღური აღრევების გამო. აღმოსავლეთ საქართველოში სეტყვის მოსვლა 44% შემთხვევაში განპირობებულია ცივი ფრონტის შემოჭრით, 24% შემთხვევაში - ტალღური აღრევის გამო, 17% შემთხვევაში - შიდამასიური პროცესების, ხოლო 15% შემთხვევაში - ფრონტალური ოკლეუზიის შედეგად (Гигинейшвили В.М., 1960).

სეტყვის მოვლენების ძირითადი ტრაექტორიები გადის ბაკურიანზე, აბასთუმანზე, გუდაურზე და ცივ-გომბორზე (ვ.გიგინეიშვილი, 1960). სწორედ ამ მიმართულებას შეესაბამება ავიაციისათვის განსაკუთრებით საშიში ელექტიების პროცესების განვითარება. სეტყვის მატარებელი ღრუბელი გადაადგილდება საშუალოდ 20-30 კმ/სთ სიჩქარით. თუ ჩავთვლით, რომ ერთი ღრუბლიდან სეტყვის მოსვლის ხანგრძლივობა დაახლოებით 1 საათია, დედამიწის ზედაპირზე სეტყვა აღინიშნება 25-30 კმ სიგრძის და 1-2 კმ სიგანის ტერიტორიაზე.

სეტყვა ყველაზე ხშირია ჯავახეთის ზეგანზე, მესხეთის და თრიალეთის ქედის სამხრეთ ფერდობებზე, კახეთის ქედის

ჩრდილოეთ ნაწილში და ცენტრალური კავკასიონის მაღალმთიანეთში, სადაც სეტყვის პროცესების განმეორადობა მაქსიმუმს აღწევს და წელიწადში საშუალოდ 9-10 სეტყვიანი დღეა, თუმცა ცალკეულ წლებში აჭარბებს 20 დღეს. მესხეთის და თრიალეთის ქედის ჩრდილოეთის ფერდობებზე, გომბორის ქედზე და კავკასიონის ცენტრალურ ნაწილში საშუალოდ 2-4 სეტყვიანი დღეთა რიცხვია, ცალკეულ წლებში კი აღემატება 10 დღეს. ლიხის ქედზე, აღმოსავლეთ საქართველოს დაბლობ რაიონებსა და მთისწინეთში, აგრეთვე შავი ზღვის სანაპიროსა და კოლხეთის ბარის ცალკეულ რაიონებში წელიწადში 1-2 სეტყვიანი დღეა. კოლხეთის ბარის სამხრეთ და შიდა რაიონებში სეტყვა იშვიათი მოვლენაა.

სეტყვიანი დღეთა რიცხვის განაწილება საქართველოს ტერიტორიაზე დამოკიდებულია ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებზე, უმთავრესად ოროგრაფიაზე და ზღვის სიხლოვეზე. დიდ გავლენას ამ განაწილებაზე ახდენს მადლობები და მთები, მთისწინა და მთიან რაიონებში ჰაერის მიწისპირა ფენში ძლიერდება ტურბულენტობა და იზრდება კონვექციური დრუბლიანობა. ეს გავლენას ახდენს სეტყვიანი დღეთა რიცხვის განაწილების ხასიათზე (ცხრილი 10.8.1).

ცხრილი 10.8.1-დან გამომდინარეობს, რომ სეტყვიანი დღეთა უმცირესი რიცხვი შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის დაბლობზე აღინიშნება. აქ წელიწადში საშუალო დღეთა რიცხვი სეტყვით არ აღემატება 2-ს, ხოლო უდიდეს დღეთა რიცხვი 9-ს აღწევს (ფოთი). სეტყვა შეიძლება მოვიდეს წლის განმავლობაში ნებისმიერ თვეში. აღმოსავლეთ საქართველოსგან განსხვავებით, აქ სეტყვა ზამთარში და გვიან შემოდგომაზე აღინიშნება.

აღმოსავლეთ საქართველოში დღეთა რიცხვი სეტყვით მატულიბს და შეადგენს კახეთში საშუალოდ 2-3-ს, სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში 7-10-ს, ხოლო კავკასიონის ცენტრალურ ნაწილში 6-დღეს აღემატება. სეტყვიანი დღეთა უდიდესი რიცხვი კი სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში და კავკასიონის ცენტრალურ ნაწილში 20-ს აღემატება. აქ სეტყვის პროცესები წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში აღინიშნება და განსაკუთრებით აქტიურია გაზაფხულზე და ზაფხულის პირველ ნახევარში, როდესაც იქმნება ხელსაყრელი პირობები კონვექცი-

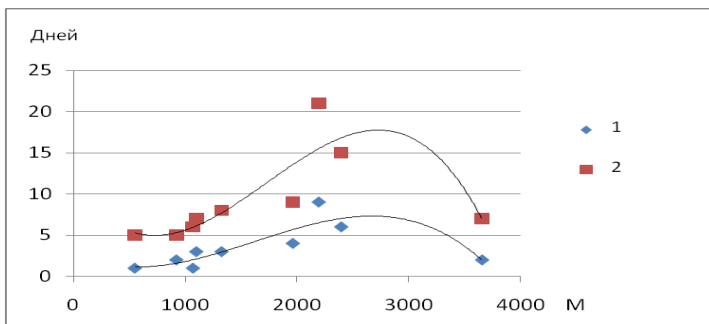
ური ღრუბლების განვითარებისთვის. სეზონურ სვლაში სექციონობის მაქსიმუმი ძირითადად მაისში და ივნისში მოდის, კავკასიონის ცენტრალურ ნაწილში კი მეორე მაქსიმუმი სექტემბერში აღინიშნება.

ცხრილი 10.8.1. სეტყვიან ღღუთა რიცხვი და სეტყვის მოსვლის პერიოდი (თვე)

პუნქტი	სიმაღლე, მ	საშუალო ღღუთა რიცხვი	უდიდესი ღღუთა რიცხვი	მოსვლის პერიოდი (თვე)
I. შავი ზღვის სანაპირო და კოლხეთის დაბლობი				
ბათუმი	5	1.5	6	წლის განმავლობაში
ფოთი	1	2	9	წლის განმავლობაში
ჭუთაიხი	114	0.5	3	წლის განმავლობაში
II. კასპეთი				
თელავი	568	2.8	7	III-XI
საგარეჯო	802	2.6	5	III-X
III. სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთი				
ახალქალაქი	1716	7	16	III-XI
ბაკურიანი	1665	9.5	23	III-XI
ცხრაწეარო	2466	8	11	I -XI
IV. ცენტრალური კავკასიონი				
გუდაური	2194	9	21	II-XI
ჯვრის უღ.	2395	6	13	I -X
მამისონის უღ.	2854	8	20	-X

სეტყვის განაწილებაზე არსებით გავლენას ადგილის სიმაღლე ახდენს. სეტყვიანობა გარკვეულ სიმაღლემდე მატულობს, რის შემდეგაც მცირდება. სეტყვიანობის გაზრდის ეფექტი მთისწინეთში და მთებში აღმავალი ნაკადების განვითარების და ტურბულენტობის გაძლიერებით ძლიერდება, თუმცა სეტყვიან ღღუთა რიცხვის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით კონკრეტულ რაიონში თავისი ინდივიდუალობით გამოირჩევა, და დამოკიდებულია მის კლიმატურ პირობებზე, ფერდობის ექსპოზიციაზე და სხვა ფაქტორებზე.

ნახ. 10.8.1-ზე წარმოდგენილია სეტყვიან ღღუთა რიცხვის სიმაღლის მიხედვით ცვლილების მაგალითი კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ცენტრალური ნაწილისათვის.

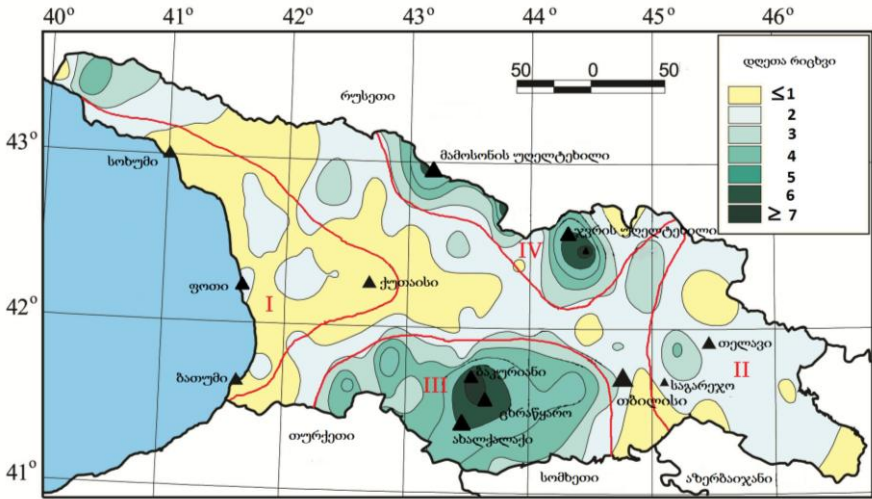


ნახ. 10.8.1. სეტყვიან დღეთა რიცხვის სიმაღლის მიხედვით ცვლილება კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ცენტრალურ ნაწილში: 1- საშუალო დღეთა რიცხვი ($y = -0.9x^3 - 0.6x^2 - 0.006x + 2.756$; $R^2 = 0.776$); 2- უდიდეს დღეთა რიცხვი ($y = -0.9x^3 - 0.5x^2 - 0.018x + 11.17$; $R^2 = 0.759$). x - სიმაღლე; y - დღეთა რიცხვი. R^2 - დეტერმინაციის კოეფიციენტი

ნახ.10.8.1-დან გამომდინარეობს, რომ სეტყვიან დღეთა რიცხვის გაზრდა 2500-2800 მეტრ სიმაღლემდე გრძელდება, ხოლო შემდეგ კლებულობს, ეს კარგად შეესაბამება გ.სულაქველიძის გამოკვლევებს ჩრდილოეთ კავკასიისათვის (Сулаквелидзе Г.К.,1967). როგორც ჩანს სეტყვიან დღეთა რიცხვის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით კარგად აღიწერება მე-3 რიგის პოლინომით. სეტყვიან დღეთა რიცხვის სივრცობრივი სტრუქტურის შესახებ ნათელ წარმოდგენას იძლევა ნახ. 10.8.2-ზე წარმოდგენილი კომპლექსური გეოინფორმაციული რუკა, სადაც წარმოდგენილია სეტყვიან დღეთა რიცხვის განაწილება და საქართველოს დარაიონება სეტყვიან დღეთა რიცხვის მიხედვით.

ნახ. 10.8.2 ადასტურებს, რომ სეტყვის პროცესები განსაკუთრებით აქტიურია სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში და კავკასიონის ცენტრალურ ნაწილში, ხოლო არააქტიურია შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის დაბლობში.

სეტყვიან დღეთა რიცხვის მრავალწლიური რიგების კვლევამ აჩვენა, რომ სეტყვიან დღეთა რიცხვის ემპირიული განაწილება მთელ საქართველოს ტერიტორიაზე აგრეთვე კმაყოფილებლად აღიწერება პუასონის ფუნქციით:



ნახ. 10.8.2. სეტყვიან ღღეთა რიცხვი და საქართველოს დარაიონება სეტყვიან ღღეთა რიცხვის მიხედვით (Elizbarashvili E.Sh., Amiranashvili A. G., Varazanashvili O.Sh., Tsereteli N. S., Elizbarashvili M. E., Elizbarashvili S. E, Pipia M.G. ,2014)

$$P(X) = \frac{e^{-m} \times m^x}{x!}$$

სადაც p-აღბათობაა, m –სეტყვიან ღღეთა რიცხვის საშუალო მნიშვნელობაა, x - სეტყვიან ღღეთა რიცხვის ნებისმიერი მნიშვნელობაა.

სეტყვის ინტენსივობა დამოკიდებულია სეტყვის მარცვლის ზომებზე და სეტყვის მოსვლის ხანგრძლივობაზე. სეტყვის მარცვლის დიამეტრი იცვლება რამოდენიმე მილიმეტრიდან რამოდენიმე სანტიმეტრამდე. ვ.გიგინეიშვილის (Гигинейшвили В.М.,1960) თანახმად აღმოსავლეთ საქართველოში მოსული სეტყვის უდიდესი დიამეტრი 4-5 სმ-ს შეადგენს. ი. ბართიშვილი და სხვ. (Бартишвили И.Т., Надибаидзе Г.А., Бегалишвили Н.А., Гудушаური,1978) აღნიშნავენ 3 სმ დიამეტრის სეტყვის მოსვლას სამსარის პოლიგონზე, ხოლო გ.ვორონოვი (Воронов Г.С., 1965) მიუთითებს ალაზნის ველზე 1.4-1.8 სმ დიამეტრის სეტყვის სიხშირეზე.

რაც მეტია სეტყვის მარცვლის ზომა, მით ძლიერია ზემოქმედების ეფექტი, მაგალითად 5 სმ-ს დიამეტრის მარცვლები ძალიან ძლიერ კატასტროფულ ეფექტს ახდენს, ხოლო მარცვლის ზომის შემცირებისას ზემოქმედების ეფექტი მცირდება და 5 მმ-ზე ნაკლები დიამეტრის სეტყვის მარცვლების ზემოქმედება სუსტია.

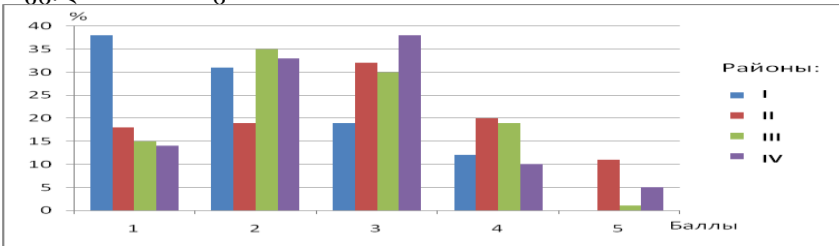
საქართველოს ჰიდრომეტეოროლოგიურ ქსელში სტანდარტული დაკვირვებები სეტყვის მარცვლის ზომებზე არ წარმოებდა, ამიტომ სეტყვიანობის ინტენსივობის შეფასებისას ვხელმძღვანელობდით დაზიანებული ფართობის სიდიდის მიხედვით, ამავდროულად სეტყვიანობის ინტენსივობის კლასიფიკაციაში გათვალისწინებული იყო სეტყვის მარცვლის ზომები (ცხრილი 10.8.2).

ცხრილი 10.8.2. სეტყვიანობის ინტენსივობა, შესაძლო დაზიანება და ზარალი

ინტენსივობა, ბალი	მარცვლის დიამეტრი მმ	100%-ით დაზიანებული ფართობი	ეფექტი	შესაძლო დაზიანება და ზარალი
1	≤5	< 1	სუსტი	ნათესები და ხის ფოთლები ნაწილობრივ დაზიანებულია
2	6-10	1 - 5	ზომიერი	მნიშვნელოვნად დაზიანებულია ბაღები, ვენახები, მარცვლოვანი კულტურები და ნათესები
3	11-20	6 - 10	საშუალო	დაზიანებულია სათბურები, შენობის და სატრანსპორტო საშუალებების ფანჯრები, დახუვლია კარები, ნაწილობრივ დაზიანებულია შენობის სახურავები, დაზიანებულია ვენახები და მარცვლოვანი კულტურების ნათესები
4	21-50	11 - 50	ძლიერი	მთლიანად დაზიანებულია ნათესები, დამტვრეულია სახურავები, ფანჯრები, დახცილია შინაური ფრინველი და წვრილფეხა ცხოველი, არის მსუბუქი თვითმფრინავების კორპუსის დაზიანების რისკი
5	> 50	> 50	ძალიან ძლიერი	სრულიად განადგურებულია სასოფლო-სამეურნეო მოსავალი, ნათესები და საძოვრები. სერიოზულად დაზიანებულია შენობები, თვითმფრინავების და ავტომობილების კორპუსები, არის შინაური ცხოველების მსხვერპლი, მაღალია ადამიანთა მსხვერპლის რისკი

ნახ. 10.8.3-ზე წარმოდგენილია სხვადასხვა ინტენსივობის სეტყვიანობის განმეორადობის ჰისტოგრამა საქართველოს განსხვავებული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობებისათვის.

ნახ. 10.8.3-დან გამომდინარეობს, რომ შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის დაბლობზე ინტენსივობის მოდალური მნიშვნელობა პირველ გრადაციაზე მოდის. სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში ინტენსივობის მოდა მეორე გრადაციაზე, ხოლო კახეთში და კავკასიონზე მესამე გრადაციაზე გადაინაცვლებს. კატასტროფული ხასიათის სექცვა, როდესაც ინტენსივობა 5 ბალს შეადგენს, კახეთში 11%, ხოლო კავკასიონზე 5% შემთხვევაში აღინიშნება. ამრიგად კახეთში და კავკასიონზე უფრო ინტენსიური სექცვა მოდის, ვიდრე სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში.

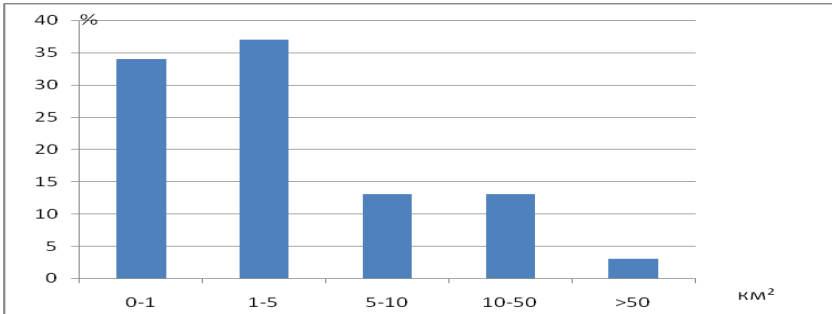


ნახ. 10.8.3. სექციის სხვადასხვა ინტენსივობის განმეორადობა: I-შავი ზღვის სანაპირო და კოლხეთის დაბლობი; II- კახეთი; III- სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთი; I - კავკასიონის ცენტრალური ნაწილი

ვ.გიგინეიშვილის(გიგინეიშვილი В.М., 1960) თანახმად აღმოსავლეთ საქართველოში სექცვა ვრცელდება დაახლოებით 100-200 კვ.კმ ფართობზე, საშუალოდ 20-30 კმ სიგრძის და 5-7 კმ სიგანის ტერიტორიაზე. ჩვენი გამოკვლევების თანახმად (Elizbarashvili E.Sh., Amiranashvili A. G., Varazanashvili O.Sh., Tsereteli N. S., Elizbarashvili M. E., Elizbarashvili S. E, Pipia M.G.,2014) სექცვა ყველაზე ხშირად აზიანებს 1-5 კვ. კმ ფართობის, და აგრეთვე 1კვ.კმ-ზე ნაკლები ფართობის ტერიტორიებს (შესაბამისად 37% და 34%). 50 კვ.კმ ფართობის დაზიანების ალბათობა მხოლოდ 3%-ს შეადგენს (ნახ. 10.8.4).

არსებული ცნობების თანახმად 1877 წელს გურჯაანის რაიონში მოვიდა მტრედის კვერცხის ზომის სექცვა, რამაც ნათესები და ვენახები გაანადგურა. 1969 წელს ხულოს რაიონში ინტენსიური სექციის შედეგად 100%-ით განადგურდა 307ჰა თამბაქოს პლანტაცია, მინდვრის კულტურები(740ჰა), სიმინდი (198ჰა), კარტოფილი (19ჰა), ვენახი (9ჰა) და სხვ.

ცხრილში 10.8.3 წარმოდგენილია განსაკუთრებული სექციონობის დროს 100%-ით დაზიანებული ტერიტორიების შემთხვევები და შესაბამისი ზარალის სია.



ნახ. 10.8.4. 100%-ით დაზიანებული არეალების განმეორადობა, %.

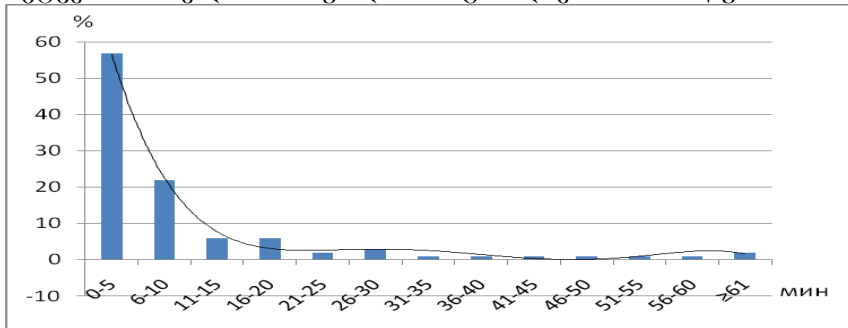
ცხრილი 10.8.3. 100%-ით დაზიანებული ტერიტორიები და შესაბამისი ზარალი

წელი	თვე	რიცხვი	ფართობი, კვ.კმ	ზარალი მილიონ აშშ დოლარი	უდიდესი ინტენსივობის ცენტრი
1978	მაისი	28	129	21.552	სიღნაღი
1982	მაისი	20	34	7.370	გურჯაანი, დედოფლისწყარო
1986	მაისი	21	30	5.840	რუისპირი, გურჯაანი
1987	მაისი	9	121	26.0	უდაბნო, ნუკრიანი
1987	მაისი	12	42	9.130	ნაფარეული
1987	ივნისი	4	18	3.810	გავაზი
2012	ივნისი	19	35	30.150	თელავი

სეტყვის მოსვლის ხანგრძლივობის შესახებ საიმედო მონაცემები არ არსებობს. გ.სულაქველიძის (Сулаквелидзе Г.К., 1967) მონაცემებით სეტყვის მოსვლის საშუალო ხანგრძლივობა არ აღემატება 80 წუთს, ხოლო მაქსიმალური ხანგრძლივობა აღინიშნა ჩრდილოეთ კავკასიაში 1966 წელს და შეადგინა 360 წუთი. სხვა ავტორების მონაცემებით სეტყვის საშუალო ხანგრძლივობა 5-10 წუთს შეადგენს.

ნახ. 10.8.5-ზე წარმოდგენილია სხვადასხვა ხანგრძლივობის სეტყვის განმეორადობის ჰისტოგრამა. ნახ.-დან გამომდინარეობს, რომ დაახლოებით 60% შემთხვევაში სეტყვის ხანგრძლივობა 5 წუთზე ნაკლებია, ხოლო 80% შემთხვევაში 10 წუთზე ნაკლებია. ნახევარსაათზე მეტი ხანგრძლივობის სეტყვის განმეორადობა 3%-ს, ხოლო ერთ საათზე მეტი ხანგრძლივობის სეტყვის განმეორ-

ადობა მხოლოდ 1%-ს შეადგენს. ამ მონაცემებიდან გამომდინარე სეტყვის მოსვლის საშუალო ხანგრძლივობა 9-10 წუთია.



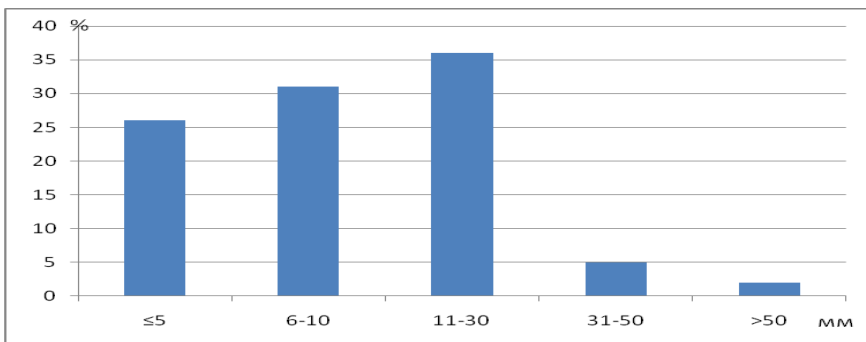
ნახ. 10.8.5. სხვადასხვა ხანგრძლივობის სეტყვის განმეორადობა და შესაბამისი რეგრესიის განტოლება ($y = -0.005x^5 + 0.212x^4 - 3.325x^3 + 24.84x^2 - 88.39x + 123.3$; $R^2 = 0.994$); x - ხანგრძლივობა; y - განმეორადობა, %; R^2 - კორელაციური თანაფარდობა.

ნახ. 10.8.5-ზე წარმოდგენილი ჰისტოგრამა კარგად აღიწერება მე-5 რიგის პოლინომით. ამ პოლინომის გამოყენებით შესაძლებელია გამოვიანგარიშოთ ნებისმიერი ხანგრძლივობის სეტყვის ალბათობა.

ჩვენი მონაცემების თანახმად განსაკუთრებით ხანგრძლივი სეტყვა აღინიშნა 1982 წლის 21 მაისს სიღნაღში, ანაგაში, გურჯაანში და ტიბაანში, როდესაც სეტყვა 240 წუთის განმავლობაში მოდიოდა, და აგრეთვე 1986 წლის 8 ივნისს წალკაში, როდესაც სეტყვა 210 წუთი გაგრძელდა.

სეტყვის მოსვლა შესაძლებელია დღეღამის ნებისმიერ დროს, მაგრამ ყველაზე ხშირად დღის მეორე ნახევარში მოდის. 80% შემთხვევაში სეტყვა მოდის 12-21 სთ ინტერვალში. სეტყვის მოსვლის უდიდესი ალბათობა 15-18 სთ პერიოდს შეესაბამება (37%). 12-დან 15 სთ-მდე პერიოდში სეტყვა მოდის 26% შემთხვევაში, ხოლო დამის საათებში სეტყვის მოსვლის ალბათობა მხოლოდ 5%-ია.

ნახ. 10.8.6-ზე წარმოდგენილია სხვადასხვა რაოდენობის ნალექების განმეორადობა სეტყვის დროს კახეთში.



ნახ. 10.8.6. სხვადასხვა რაოდენობის ნალექების განმეორადობა სეტყვის დროს კახეთში

როგორც ნახ-დან ჩანს ყველაზე ხშირად სეტყვის დროს 11-30 მმ ნალექი მოდის, მისი განმეორადობა 36%-ს შეადგენს. 31% შემთხვევაში მოსული ნალექების რაოდენობა 6-10 მმ-ს, 26% შემთხვევაში 5 მმ-ს, ხოლო 5% შემთხვევაში 30-50მმ-ს შეადგენს. 2% შემთხვევაში მოსული ნალექების რაოდენობამ შესაძლოა 100 მმ-ს გადააჭარბოს. ასეთი შემთხვევები აღინიშნებოდა თბილისში (11.05.1940; 14.08.1957; 29. 05.1972), თეთრწყაროში(13.06.1973), სოხუმში(17.05.1972) და ა.შ.

10.9. შემოყინულობა

გამტარების შემოყინულობა უარყოფით გავლენას ახდენს ეკონომიკის მრავალი დარგის საწარმოო პროცესებზე, არღვევს კავშირგაბმულობის და ელექტროგადამცემი ხაზების ნორმალური ექსპლუატაციის ფუნქციონირებას, ზიანს აყენებს სატრანსპორტო, სოფლის და სატყეო მეურნეობას.

საქართველოს 14 მეტეოროლოგიური სადგურის მონაცემების მიხედვით გამტარების შემოყინულობის საშუალო განმეორადობა წლის განმავლობაში ცალკეულ მთიან რაიონებში 8 დღემდე აღწევს(გოდერძის უღ., 2025 მ ზღვის დონედან). ცხრაწყაროში (1140 მ) გამტარების შემოყინულობის განმეორადობა 2 დღეს, მანგლისში (1194 მ), ცხრაწყაროში (2466 მ), საგარაჯოში(802 მ) და მამისონის უღელტეხილზე(2854 მ)- ერთ დღეს, ხოლო დანარჩენ სადგურებში – მთა-საბუეთი(1242 მ), წალკა(1457 მ), ზეკარის უღელტეხილი(2140 მ), აბასთუმანი(1265 მ), სიო-

ნი(1000 მ), დედოფლისწყარო(800მ), კოჯორი(1338მ), დმანისი(1256მ)-ერთ დღეზე ნაკლებს შეადგენს.

ლიპყინულის ინტენსივობა და შესაბამისი ეფექტი განისაზღვრება ყინულის ნადების წონის მიხედვით (ცხრილი 10.9.1).

ცხრილი 10.9.1. ლიპყინულის ინტენსივობა და შესაბამისი მოსალოდნელი დაზიანებები

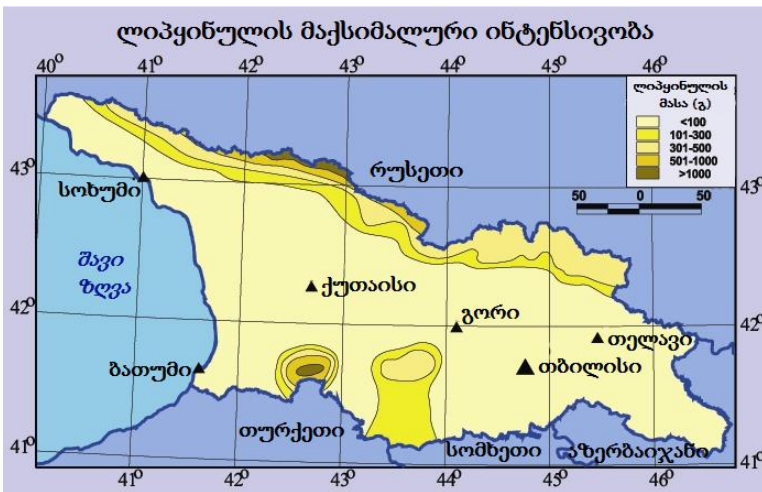
ინტენსიობა (ბალი)	ყინულის ნადების წონა (გ)	ეფექტი	შესაძლო დაზიანებებისა და ზარალის აღწერა
1	≤ 100	სუსტი	უარყოფითი გავლენა სხვადასხვა საწარმოო პროცესებზე
2	101-300	ზომიერი	უარყოფითი გავლენა სოფლისა და ტყის მეურნეობაზე
3	301-500	საშუალო	ელექტროგადამცემი და კავშირგაბმულობის ხაზების ექსპლუატაციის შეფერხება
4	501-1000	ძლიერი	სარკინიგზო და ავტოტრანსპორტის ფუნქციონირების შეფერხება
5	> 1000	ძალიან ძლიერი	ელექტროგადამცემი და კავშირგაბმულობის ხაზების მასობრივი მოშლა, საქონლის დაღუპვა, ნათესებისა და მცენარეულობის განადგურება

ცხრილი 10.9.1-და გამომდინარეობს, რომ ლიპყინულის ინტენსივობის მიხედვით განსხვავებულია ეფექტი. მაგალითად, როდესაც ყინულის ნადების წონა 1000 გრამს აღემატება მისი ეფექტი ძალიან ძლიერია და ამ დროს ხდება ელექტროგადამცემი და კავშირგაბმულობის ხაზების მასობრივი მოშლა, იღუპება საქონელი, ნადგურდება ნათესები და მცენარეულობა.

ნახ.10.9.1-ზე წარმოდგენილია ლიპყინულის მაქსიმალური ინტენსივობის რუკა. რუკიდან ჩანს, რომ საქართველოს ტერიტორიაზე გამტარების შემოყინულობის თვალსაზრისით 5 რაიონია გამოყოფილი. საქართველოს ტერიტორიის უდიდესი ნაწილი, უმთავრესად დაბლობი რაიონები, სუსტი შემოყინულობის ზონას მიეკუთვნება, სადაც ყინულის ნადების მაქსიმალური მასა გამტარებზე არ აღემატება 100გ-ს. ზომიერი, საშუალო, ძლიერი და ძალიან ძლიერი შემოყინულობის რაიონებს, სადაც ყინულის ნადების მასა შეადგენს შესაბამისად 101-300, 301-500, 501-1000 და 1000 მმ და უფრო მეტს, მთიანი ტერიტორიები უკავია. ამავე დროს, ძლიერი და ძალიან ძლიერი შემოყინულობის რაიონები აღმოსავლეთ საქართველოში არ არის, რადგანაც აქ ფრონტალური ღრუბლები დასუსტებულია. დასავლეთ საქართველოში, სადაც ფრონტალური

პროცესები აქტიურია და ფრონტალური დრუბელი გაივლის ინტენსიური განვითარების სტადიას და გააჩნია უდიდესი წყლიანობა, ყინულის ნადების მასა იზრდება.

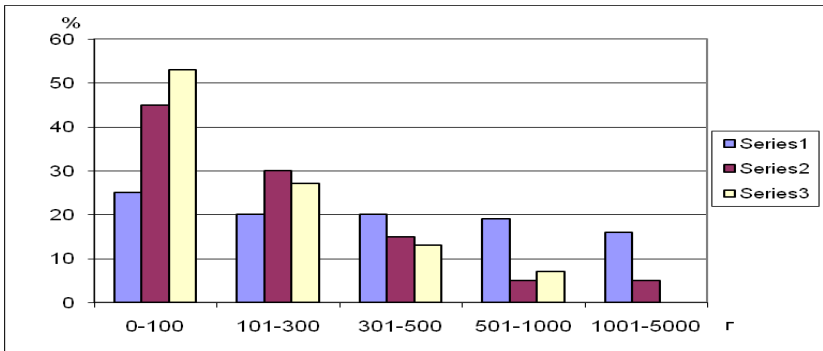
ნახ.10.9.2-ზე წარმოდგენილია ყინულის სხვადასხვა მასის ნადების განმეორადობები საქართველოს სამი მთის მეტეოროლოგიურ სადგურზე. ნახ.10.9.2-დან გამომდინარეობს, რომ უდიდესი განმეორადობა დამახასიათებელია სუსტი შემოყინულობისთვის(100გ და ნაკლები) და ცხრაწყაროში განმეორადობა აღემატება 50%-ს, მამისონის უღელტეხილზე 45%-ს, ხოლო გოდერძის უღელტეხილზე 25%-ს შეადგენს. ნადების მასის გაზრდით შესაბამისი განმეორადობა კლებულობს და ძალიან ძლიერი შემოყინულობის(1000გ-ზე მეტი) განმეორადობა შეადგენს გოდერძის უღელტეხილზე 16%-ს, მამისონის უღელტეხილზე -5%-ს, ხოლო ცხრაწყაროში ასეთი ინტენსივობის შემოყინულობა არ აღინიშნება.



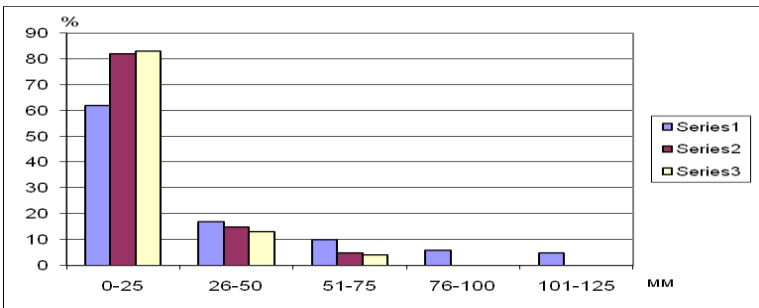
ნახ.10.9.1. ლიპყინულის მაქსიმალური ინტენსივობა
(ელიზბარაშვილი ე.შ., ვაზანაშვილი ო.შ., ცერეთელი ნ.ს.,
ელიზბარაშვილი ე.შ., კაიშაური მ.ნ., 2012

განაწილების ანალოგიური ხასიათი აქვს ყინულის ნადების სისქის განმეორადობის განაწილებას(ნახ. 10.9.3). უდიდესი განმეორადობა(60%-ზე მეტი) აღინიშნება 25მმ-ზე ნაკლები სისქის ნადებისთვის, ხოლო ყინულის ნადების სისქის გაზრდით

შესაბამისი განმეორადობა კანონზომიერად მცირდება. ნადების მაქსიმალური სისქე გოდერძის უღელტეხილზე 140მმ-ს, მამისონის უღელტეხილზე და ცხრაწყაროში 45მმ-ს შეადგენს.



ნახ.10.9.2-ზე ყინულის სხვადასხვა მასის ნადების განმეორადობები: 1-გოდერძის უღ., 2- მამისონის უღ., 3-ცხრაწყარო



ნახ.10.9.3-ზე ყინულის სხვადასხვა სისქის ნადების განმეორადობები: 1-გოდერძის უღ., 2- მამისონის უღ., 3-ცხრაწყარო

შემოყინულობის ინტენსივობაზე და განმეორადობაზე გავლენას ახდენს რელიეფის ფორმა და ადგილის სიმაღლე. ადგილის სიმაღლის გაზრდით იქმნება შემოყინულობის განვითარებისათვის სასურველი მეტეოროლოგიური პირობები - ტემპერატურის ინვერსია, თხევადი ნალექების განმეორადობის და ინტენსივობის, და აგრეთვე ქარის სიჩქარის გაზრდა.

ადგილის სიმაღლის გავლენა შემოყინულობის განვითარებაზე კარგად ჩანს ცხრილიდან 10.9.2.

ცხრილი 10.9.2. გამტარის შემოყინულობის პარამეტრების და მეტეოროლოგიური პარამეტრების ცვლილება ადგილის სიმაღლის მიხედვით სამხრეთ საქართველოს მთიანეთში

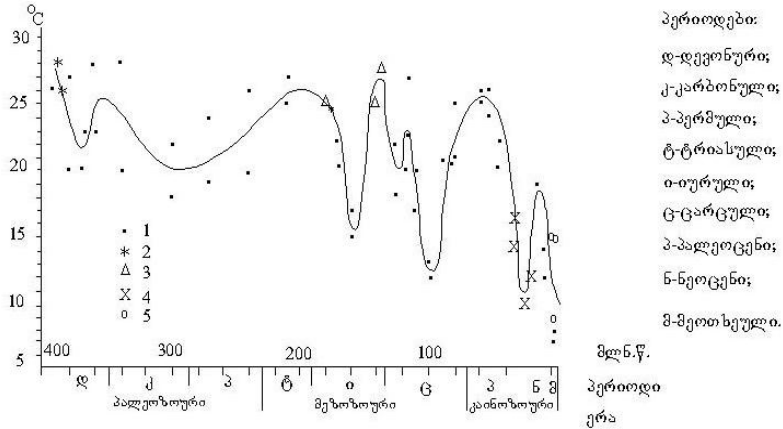
პუნქტი		შემოყინულობის პარამეტრი			ზამთრის პერიოდის მეტეოროლოგიური პირობები				
		P დღე/წელ	M გ	L მმ	T °C	Q მმ	R %	N დღე	V მ/წმ
მანგლისი	1194	0,7	100	10	-1,4	65	34	29	2,6
დმანისი	1256	0,2	75	30	-1,6	113	37	20	3,4
ცხრაწყარა	2466	0,9	500	46	-8,9	200	43	54	6,5

ცხრილი 10.9.2-ში P- გამტარის შემოყინულობის განმეორებადობაა წლის განმავლობაში, M -შემოყინულობის მაქსიმალური მასა, L -შემოყინულობის მაქსიმალური სისქე, T -ზამთრის საშუალო ტემპერატურა, Q -ნალექების რაოდენობა ზამთრის პერიოდში, R -ღრუბლიანი მდგომარეობის განმეორებადობა, N -ნისლიან დღეთა რიცხვი, V -ქარის საშუალო სეზონური სიჩქარე. ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ ყველაზე ხელსაყრელი მეტეოროლოგიური პირობები შემოყინულობისათვის იქმნება ცხრაწყაროში.

თავი 11. კლიმატის თანამედროვე ცვლილება

11.1. ტემპერატურის თანამედროვე ცვლილების ტენდენციები

დღეისათვის არსებობს საკმაოდ მრავალრიცხოვანი ლიტერატურა, მთლიანად დედამიწის, ან მისი ცალკეული რეგიონების კლიმატური პირობების შესახებ გეოლოგიურ წარსულში. ამ ინფორმაციის საფუძველზე ჩატარდა კავკასიის კლიმატების რეკონსტრუქცია ფანეროზოში. გამოყენებული იყო ისეთი ლითოლოგიური მახვენებლები, რომლებიც კარგად ეთანხმებოდა გეოქიმიურ, პალეობიოლოგიურ, პალეობოტანიკურ და პალინოლოგიურ მონაცემებს. განსაკუთრებით საიმედოდ მიჩნეული იყო უკანასკნელ წლებში ჩატარებული პალეოთერმომეტრული გაზომვები. ამ მონაცემების საფუძველზე შეფასდა საშუალო წლიური ტემპერატურების ცვლილებები 400 მილიონი წლის მანძილზე (ნახ.11.1.1).



ნახ. 11.1.1. ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურის ცვლილება კავკასიაში უკანასკნელი 400 მლნ წლის მანძილზე სხვადასხვა ავტორების მიხედვით: 1 – ნიასამანოვი (1985); 2 – ვ.სინიციანი (1976); 3 – კ.ნუცუბიძე (1966); 4 – კემილიანი (1966); 5 – ვ.სერგინი (1978); (მელიზბარაშვილი, თბილისის კლიმატის მრავალწლიური ცვლილება და ციკლური რყევადობა, 2001)

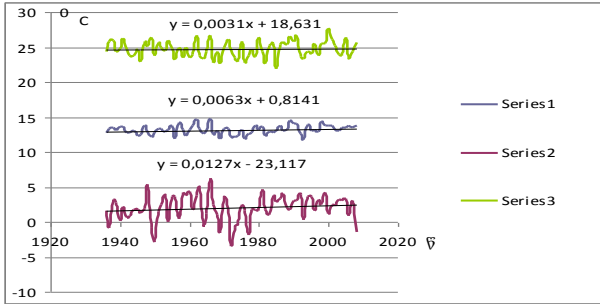
პალეოტემპერატურა კავკასიის რეგიონში მთელი პალეოზოური ერას განმავლობაში საკმაოდ მაღალი იყო და საშუალოდ 20-28°C შეადგენდა. მეზოზოური ერას განმავლობაში წლიური ტემპერატურის რყევადობა უფრო ფართო დიაპაზონში აღინიშნებოდა (12-28°C). განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი

ცვლილებები, კერძოდ ტემპერატურის ხშირი დაცემები კაინ-ოზოურ ერაში - პალეოცენში და მეოთხეულ პერიოდებში მიმდინარეობდა. უკანასკნელ მათგანში ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურა 7°C -მდე დაეცა.

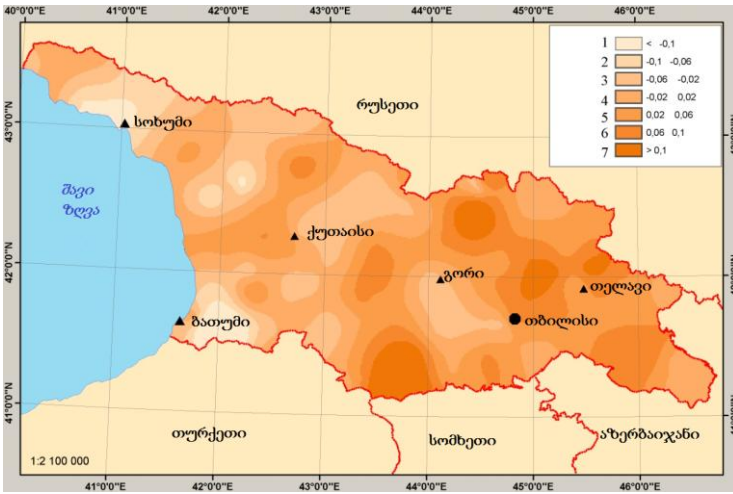
კლიმატი იცვლებოდა უკანასკნელ ათასწლეულშიც, რაც ძირითადად შეესაბამება ე.ელიზბარაშვილის და თ.აღლადაშვილის (Elizbarashvili E., აღადაშვილი T., 1997) მიერ მიღებული კლიმატური პირობების რეკონსტრუირებულ მრუდს, რომლის თანახმადაც გამოიკვეთება XII-XIII საუკუნეების კლიმატური ოპტიმუმი, აგრეთვე XV-XVI და XVII-XVIII საუკუნეების მცირე მყინვარული პერიოდები, რომელთაც გლობალური მასშტაბები ჰქონდათ.

საქართველოს 87 მეტეოროლოგიური სადგურისათვის შექმნილი ტემპერატურის მონაცემთა ბაზა 1936-2008 წლებისათვის საფუძვლად დაედო ჰაერის ტემპერატურის თანამედროვე ცვლილების ტენდენციების დადგენას (ელიზბარაშვილი ე., ტატიშვილი მ., ელიზბარაშვილი მ., მესხია რ., ელიზბარაშვილი შ., 2013). ამისათვის გამოკვლეული იყო თითოეული სადგურის ტემპერატურული რიგები და ტემპერატურის ცვლილება გლობალური დათბობის პირობებში აღწერილი იყო წრფივი რეგრესიის განტოლებებით (ნახ.11.1.2).

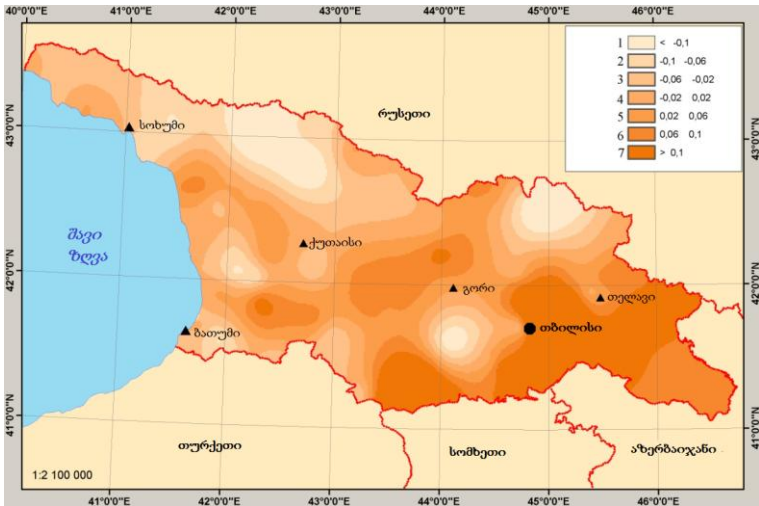
ნახ.11.1.2-ზე წარმოდგენილი რეგრესიის განტოლებების კოეფიციენტები მიუთითებს ტემპერატურის ყოველწლიური ცვლილების სიჩქარეზე 1936-2008 წლების განმავლობაში. 87 მეტეოროლოგიური სადგურის იანვრის, ივლისის და წლიური ტემპერატურების საფუძველზე შედგენილი ასეთი რეგრესიის განტოლებებიდან განსაზღვრული იყო ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარეები 10 წლიანი პერიოდის განმავლობაში, რაც საფუძვლად დაედო ჰაერის ტემპერატურის თანამედროვე ცვლილების რუკების შედგენას (ნახ. 11.1.3-11.1.5)



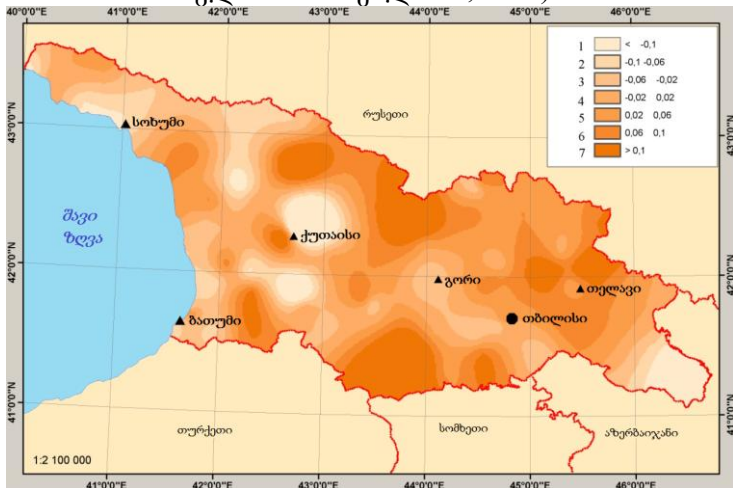
ნახ.11.1.2. ჰაერის ტემპერატურის მრავალწლიური სვლა თბილისში და შესაბამისი რეგრესიის განტოლება: 1-წლიური ტემპერატურა; 2-იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურა; 3-ივლისის საშუალო თვიური ტემპერატურა.



ნახ. 11.1.3 ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარე $^{\circ}\text{C}/10$ წელიწადში (ელიზბარაშვილი ე., ტატიშვილი მ., ელიზბარაშვილი მ., მესხია რ., ელიზბარაშვილი შ. , 2013)



ნახ. 11.14. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარე $^{\circ}\text{C}10$ წელიწადში (ელიზბარაშვილი ე., ტატიშვილი მ., ელიზბარაშვილი მ., მესხია რ., ელიზბარაშვილი შ., 2013)



ნახ. 11.15. ივლისის საშუალო თვიური ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარე $^{\circ}\text{C}10$ წელიწადში (ელიზბარაშვილი ე., ტატიშვილი მ., ელიზბარაშვილი მ., მესხია რ., ელიზბარაშვილი შ., 2013)

რუკების ლეგენგაზე ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარეთა ინტერვალები შერჩეული იყო სტატისტიკური ნიშნადობის განსაზღვრული დონეების შესაბამისად. ტემპერატურის ცვლილება $0-0.02^{\circ}$ ფარგლებში ყოველ 10 წელიწადში 1936-2008 წლების განმავლობაში სტატისტიკურად არ არის ნიშნადი. ინტერვალი $0.02-0.06^{\circ}$ საშუალო წლიური და ზაფხულის თვეების ტემპერატურისათვის ზოგჯერ ნიშნადია ძირითადად 90-95% დონეებზე, ამიტომ ასეთი ცვლილება შეიძლება ჩაითვალოს, როგორც სუსტი დათბობა (და შესაბამისად აცივება). ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარე $0.06-0.1^{\circ}$ ინტერვალში სტატისტიკურად ნიშნადია საშუალო წლიური ტემპერატურისათვის ნიშნადობის 98-99% დონეზე, ხოლო ივლისის ტემპერატურისათვის-ძირითადად 90-95% დონეზე. ტემპერატურის ცვლილების ასეთი ხასიათი შეიძლება ჩაითვალოს ზომიერ დათბობად (აცივებად). ტემპერატურის ცვლილება 0.1° -ზე მეტი სიდიდით ჩეიძლება ჩაითვალოს ძლიერ დათბობად (აცივებად).

ამრიგად დათბობის ან აცივების ინტენსივობის შესაფასებლად მიღებულია ტემპერატურის ცვლილების შემდეგი გრადაციები:

- ძლიერი აცივება(-0.10° C-ზე ნაკლები 10 წელიწადში);
- ზომიერი აცივება(-0.06° - -0.10° , 10 წელიწადში);
- სუსტი აცივება(-0.02° - -0.06° , 10 წელიწადში);
- ცვლილების გარეშე(-0.02° - 0.02° , 10 წელიწადში);
- სუსტი დათბობა(0.02° - -0.06° , 10 წელიწადში);
- ზომიერი დათბობა (0.06° - 0.10° , 10 წელიწადში);
- ძლიერი დათბობა (0.10° -ზე მეტი, 10 წელიწადში).

წარმოდგენილი რუკებიდან ჩანს, რომ გლობალური დათბობის პირობებში საქართველოში ტემპერატურის ცვლილებას არაერთგვაროვანი-მოზაიკური ხასიათი აქვს, რაც განპირობებულია ტერიტორიის რთული ფიზიკურ-გეოგრაფიული, უმთავრესად ოროგრაფიული და ლანდშაფტურ-კლიმატური პირობებით. ძლიერი დათბობის უდიდესი კერები აღმოსავლეთ საქართველოში აღინიშნება-გუდამაყარის და ხარულის ქედები, კახეთის ქედის სამხრეთი ნაწილი და ჯავახეთის პლატო. ზომიერი დათბობის კერები აღინიშნება ღიხის ქედის ცენტრალურ ნაწილში, გომბორის ქედის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში,

იორის ზეგანის ცენტრალურ ნაწილში, აგრეთვე კახეთის, გუ-
დამაყარის და ხარულის ქედების რაიონებში, ხოლო დასავ-
ლეთ საქართველოში – სვანეთის, ლეჩხუმის და ეგრისის ქე-
დების მცირე ტერიტორიაზე. აქ ტემპერატურის ცვლილება
სტატისტიკურად ნიშნავს 95-99% უზრუნველყოფის დონეზე.
სუსტი დათბობის კერები დასავლეთ საქართველოშია, ძირითა-
დად სვანეთის, ლეჩხუმის და ეგრისის ქედებზე და კოლხეთის
დაბლობის ცენტრალურ ნაწილში. ტემპერატურის ცვლილება
ამ რაიონებში დასტურდება ძირითადად ნიშნადობის შედარე-
ბით დაბალ დონეზე (90-95%). საქართველოს ტერიტორიის უმ-
ნიშვნელო ნაწილზე ტემპერატურა უმნიშვნელოდ იცვლებოდა,
ხოლო აცივება ძირითადად დასავლეთ საქართველოში აღინ-
იშნება. ძლიერ აცივებას ადგილი აქვს აჭარის უდიდეს ნა-
წილზე და სოხუმის მახლობლად. მდინარე რიონის ხეობაში
და რაჭის ქედზე აღინიშნება ზომიერი აცივება. ეს ცვლილებე-
ბი აგრეთვე სტატისტიკურად ნიშნავს.

დათბობის და აცივების ძირითადი რაიონები და კერები შე-
ნარჩუნებულია ცალკეულ თვეებშიც (ნახ.11.14 და 11.15), თუმ-
ცა ვლინდება აგრეთვე სეზონური თავისებურებებიც. კერძოდ
იანვარში ძლიერი აცივება აღინიშნება დასავლეთ და აღმოს-
ავლეთ კავკასიონის ცენტრალურ ნაწილებში, ხოლო ივლის-
ში ძლიერი დათბობის რაიონი გამოიკვეთება შიდა ქართლის
ჩრდილოეთ ნაწილში და ჯავახეთის ზეგანის მნიშვნელოვან
ნაწილზე. ძლიერი აცივება აღინიშნება იმერეთის ცენტრალურ
ნაწილში და აგრეთვე იორის ზეგანის და გომბორის ქედის
სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში.

ჰაერის ტემპერატურის მრავალწლიური ცვლილების ასეთი
ხასიათი განპირობებულია არა მხოლოდ ოროგრაფიით, არამ-
ედ ბუნებრივ-ლანდშაფტური პირობების მთელი კომპლექსით.
ძლიერი დათბობის რაიონები გავრცელებულია აღმოსავლეთ
საქართველოს ზომიერად მშრალი და მშრალი სუბტროპიკუ-
ლი ნახევრადუდაბნოების, აგრეთვე მთების ზომიერად ცივ და
მშრალ სტეპურ ლანდშაფტებში. ძლიერი აცივების რაიონებს
(აჭარა, შავი ზღვის სანაპიროს ჩრდილოეთი ნაწილი) უკავია
კოლხეთის ნოტიო ზომიერად თბილ და კავკასიის ნოტიო ზო-
მიერად ცივ საშუალო მთის ტყის ლანდშაფტებს.

ამრიგად, გლობალური დათბობის პირობებში აღმოსავლეთ საქართველოს არიდული ლანდშაფტები უფრო სწრაფად თბება, ვიდრე დასავლეთ საქართველოს ჰუმიდური ლანდშაფტები, რომლის პირობებშიც სითბოს დიდი რაოდენობა აორთქლებს. ხე იხარჯება და ამიტომაც ისინი ნაკლებად თბებიან, ან ცივდებიან კიდევ, რაც დასაბუთებული იყო ჯერ კიდევ ჩვენს ადრეულ შრომებში (Элизбарашвили Э.Ш., Элизбарашвили М.Э. 2002, 2005, 2006).

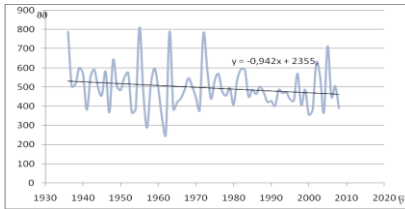
11.2. ატმოსფერული ნალექების თანამედროვე ცვლილების ტენდენციები

საქართველოს 76 მეტეოროლოგიური სადგურისათვის შექმნილი ატმოსფერული ნალექების მონაცემთა ბაზა, ჰაერის ტემპერატურის მსგავსად, საფუძვლად დაედო ნალექების ცვლილების ტენდენციების დადგენას. ამისათვის აგრეთვე გამოკვლეული იყო თითოეული სადგურის ნალექების რიგები და მათი ცვლილება გლობალური დათბობის პირობებში აღწერილი იყო წრფივი რეგრესიის განტოლებებით (ნახ.11.2.1).

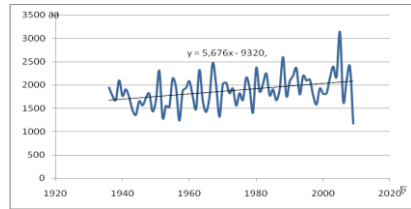
მეტეოროლოგიური სადგურებისათვის შედგენილი ატმოსფერული ნალექების მონაცემთა ბაზების ანალიზმა აჩვენა, რომ ატმოსფერული ნალექების წლიური ჯამების ცვლილების სიჩქარე 1936-2008 წლების განმავლობაში მერყეობს -60 მმ-დან(ჩოსხატაური) 80მმ-მდე(გალი) ფარგლებში 10 წელიწადში.

ნალექების სტატისტიკურად ნიშნადი მრავალწლიური ცვლილებების შეფასებას საფუძვლად დაედო მათი მრავალწლიური ცვლილების ძირითადი მაჩვენებელი- ვარიაციის კოეფიციენტი. ნალექების წლიური ჯამების ვარიაციის კოეფიციენტი უმცირესია შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის დაბლობზე, სადაც 15-17%-ს შეადგენს, რაც განპირობებულია შავი ზღვის შემარბილებელი მოქმედებით. აღმოსავლეთ საქართველოში ვარიაციის კოეფიციენტი 18-22%-მდე იზრდება, ხოლო უდიდეს მნიშვნელობას მთებში აღწევს. მაგალითად, ჯვრის უღელტეხილზე შეადგენს 23%-ს, მაღალმთიან ყაზბეგში-31%-ს, ხოლო მამისონის უღელტეხილზე კლებულობს 20%-მდე, რაც აგრეთვე შავი ზღვის გავლენით არის გამოწვეული. ანალოგიური გეოგრაფიით ხასიათდება თბილი და ცივი პერიოდის ნალექების ვარიაციის კოეფიციენტების განაწილება, თუმცა მა-

თი რიცხვითი მნიშვნელობები მეტია. მაგალითად, შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის დაბლობზე სეზონური ნალექების ვარიაციის კოეფიციენტი შეადგენს 20-22%-ს, აღმოსავლეთ საქართველოს ტერიტორიის უდიდეს ნაწილზე-22-30%-ს, ხოლო მთებში-30-40%-ს.



(1)



(2)

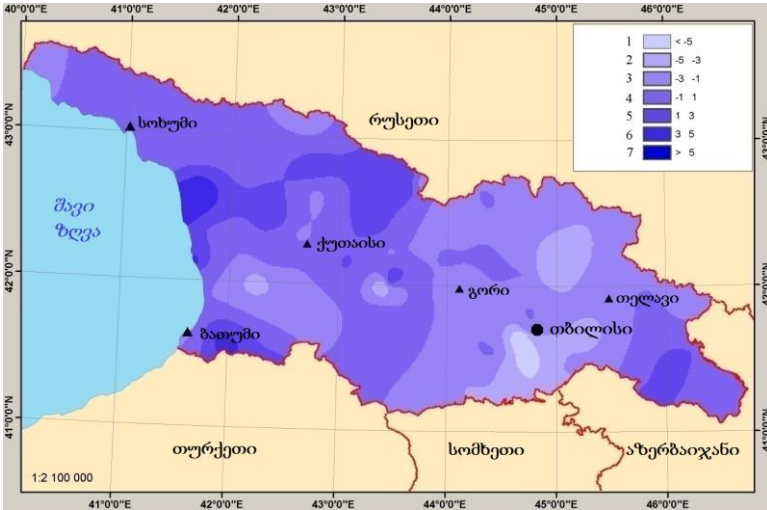
ნახ.11.2.1. ატმოსფერული ნალექების წლიური ჯამების მრავალწლიური სვლა თბილისში(1) და ფოთში(2), და შესაბამისი რეგრესიის განტოლება

ამდენად, ნალექები კლიმატის ისეთი ელემენტია, რომელიც წლიდან წლამდე საკმაოდ დიდ ფარგლებში მერყეობს. ამიტომ მათი რეალურად ნიშნად ცვლილებაზე შეგვიძლია ვილაპარაკოთ მხოლოდ იმ შემთხვევაში, როდესაც ცვლილების სიჩქარე აღემატება ვარიაციის კოეფიციენტს. აქედან გამომდინარე, თუ საუკუნის განმავლობაში ნალექების ჯამი იცვლება 50%-ით, რაც მნიშვნელოვნად აღემატება ვარიაციის კოეფიციენტს, შეიძლება ჩაითვალოს მნიშვნელოვან ცვლილებად. ნალექების ცვლილება ამავე პერიოდის განმავლობაში 31-50%-ის ფარგლებში შეიძლება მივაკუთვნოთ ზომიერ ცვლილებას, ხოლო თუ ცვლილება შეადგენს 11-30%-ს- ცვლილება უმნიშვნელოა. აქედან გამომდინარე, ნალექების ცვლილების ინტენსივობის მიხედვით გამოყავით ნალექების სიჩქარეთა შემდეგი გრადაციები:

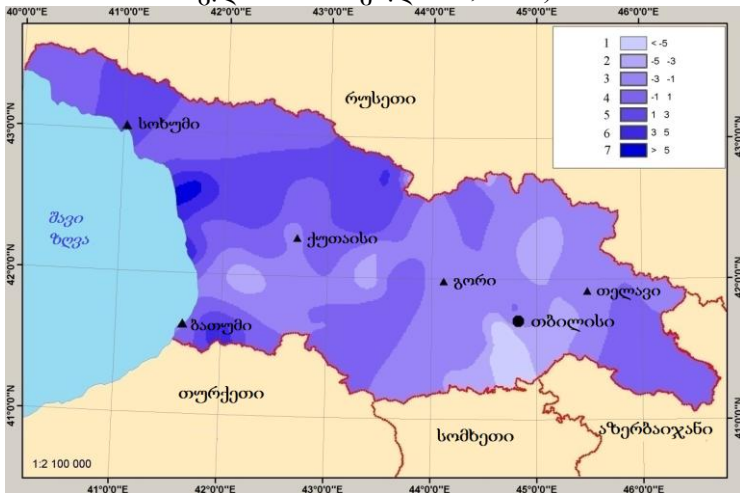
- მნიშვნელოვანი შემცირება (-5%-ზე ნაკლები 10 წელიწადში);
- ზომიერი შემცირება (-3.1- -5.0)% 10 წელიწადში;
- უმნიშვნელო შემცირება (-1.1- -3.0)% 10 წელიწადში;
- ცვლილების გარეშე (-1 -1)% 10 წელიწადში;
- უმნიშვნელო მომატება (1.1- 3.0)% 10 წელიწადში;

- ზომიერი მომატება (3.1- 5.0)% 10 წელიწადში;
- მნიშვნელოვანი მომატება (5%-ზე მეტი 10 წელიწადში).
ამ გრადაციების გათვალისწინებით შედგენილია გლობალური დათბობის პირობებში ატმოსფერული ნალექების წლიური და სეზონური ჯამების ცვლილების გეოინფორმაციული რუკები(ნახ.11.2.2-11.2.4).

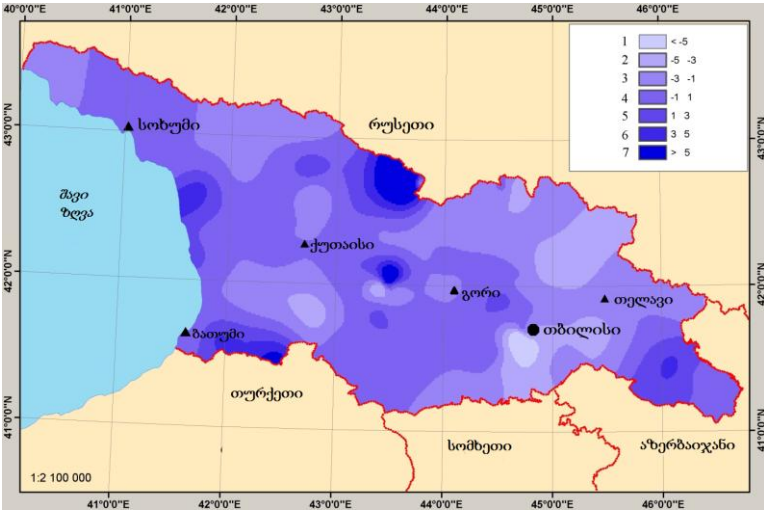
რუკები გვიჩვენებს, რომ გლობალური დათბობის პირობებში ატმოსფერული ნალექების ცვლილებას არაერთგვაროვანი ხასიათი ჰქონდა. აღმოსავლეთ საქართველოს ტერიტორიის უდიდეს ნაწილზე ნალექების წლიური ჯამები კლებულობდა ყოველ 10 წელიწადში 1-3% სიჩქარით. ნალექების შემცირების უდიდესი სიჩქარეები აღინიშნება ქვემო ქართლში და აღემატება 5%-ს 10 წელიწადში. აღმოსავლეთ საქართველოს უკიდურეს აღმოსავლეთ ნაწილში, რომელიც ხასიათდება სტეპების და ნახევრადუდაბნოების ლანდშაფტებით, აგრეთვე დასავლეთ საქართველოს უდიდეს ნაწილზე წლიური ნალექების არსებითი ცვლილებები არ აღინიშნება. ნალექების ზრდა ფიქსირდება დასავლეთ საქართველოს ზოგიერთ რაიონში- ლეჩხუმის და ეგრისის ქედებზე, კოლხეთის დაბლობის ცენტრალურ ნაწილში, აჭარის აღმოსავლეთში, აგრეთვე იორის ზეგანის აღმოსავლეთ ნაწილში აღმოსავლეთ საქართველოში, სადაც ატმოსფერული ნალექების წლიური ჯამები ყოველ 10 წელიწადში იზრდებოდა 1-3%-ით სიჩქარით, ხოლო მთიან აჭარაში და შავი ზღვის სანაპიროს ზოგიერთ რაიონებში სიჩქარე აღწევდა 5%-ს.



ნახ.11.2.2 ატმოსფერული ნალექების წლიური ჯამების ცვლილების სიჩქარე % 10 წელიწადში (ელიზბარაშვილი ე., ტატიშვილი მ., ელიზბარაშვილი მ., მესხია რ., ელიზბარაშვილი შ., 2013)



ნახ.11.2.3 თბილი პერიოდის ატმოსფერული ნალექების ჯამების ცვლილების სიჩქარე % 10 წელიწადში (ელიზბარაშვილი ე., ტატიშვილი მ., ელიზბარაშვილი მ., მესხია რ., ელიზბარაშვილი შ., 2013)



ნახ.11.2.4. ცივი პერიოდის ატმოსფერული ნალექების ჯამების ცვლილების სიჩქარე % 10 წელიწადში (ელიზბარაშვილი ე., ტატიშვილი მ., ელიზბარაშვილი მ., მესხია რ., ელიზბარაშვილი შ., 2013)

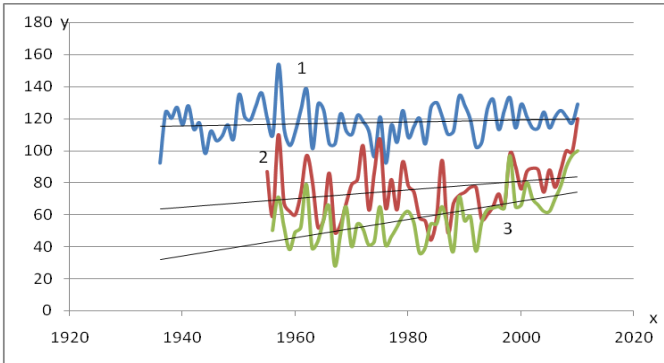
ნალექების ცვლილების ასეთივე ტენდენციები შენარჩუნებულია წელიწადის თბილი და ცივი პერიოდების განმავლობაში. თბილი პერიოდის განმავლობაში ნალექების შემცირების ზონა ქვემო ქართლში მნიშვნელოვნად გაფართოებულია. ცივი პერიოდის განმავლობაში კავკასიონის დასავლეთ და აღმოსავლეთ ნაწილებში აღინიშნება ნალექების შემცირების ზონის და სიჩქარის რამდენადმე გაზრდა, თუმცა კავკასიონის ცენტრალურ ნაწილში მამისონის უღელტეხილის რაიონში წლის ცივი პერიოდის ნალექები იზრდებოდა ყოველ 10 წელიწადში 5% სიჩქარით.

თუ ნალექების ცვლილების ასეთი ტენდენციები შენარჩუნებული იქნება მომდევნო ათწლეულებში, მაშინ საუკუნის დასასრულს ნალექების წლიური ჯამები ქვემო ქართლში შემცირდება 50%-ით და შესაძლოა მეტით, და შეადგენს მხოლოდ 150-200 მმ-ს, რაც ბუნებრივია გააძლიერებს ამ რაიონისათვის დამახასიათებელ სტეპებისა და ნახევრადუდაბნოების გაუდაბნოების პროცესს. ამავე პერიოდისათვის შავი ზღვის სანაპიროს ზოგიერთ რაიონში და მთიან აჭარაში წლიური ნალექები

გაიზრდება 50%-ით და შეადგენს შესაბამისად 3000 და 6000 მმ-ს, რაც ჰავას უფრო ჰუმიდურს გახდის.

11.3. ცხელი დღეების რაოდენობის ცვლილება

ნახ. 11.3.1-ზე წარმოდგენილია ცხელი დღეების რაოდენობის მრავალწლიური სვლა სხვადასხვა ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში განლაგებული პუნქტებისათვის.



ნახ. 11.3.1. ცხელი დღეების რაოდენობის მრავალწლიური ცვლილება(y): 1-თბილისი, 2-ბათუმი, 3-აბასთუმანი, შესაბამისი რეგრასიის განტოლებები ($y=0.060x-1.31$; $y=0.268x-456.6$; $y=0.568x-1068$) და დეტერმინაციის კოეფიციენტები ($R^2=0.01$; 0.06 ; 0.32) (Элизбарашвили Э.Ш., Элизбарашвили М.Э., Куталадзе Н.Б., Кеггенхофф И., Киквадзе Б. М., Гогия Н. М., 2015)

ნახ. 11.3.1-დან ჩანს, რომ 1936-2013 წლების პერიოდის განმავლობაში ცხელ დღეთა რაოდენობა წლის განმავლობაში წარმოდგენილ პუნქტებში არსებითად მერყეობდა, თუმცა კანონზომიერად იზრდებოდა. რეგრესიის განტოლებებიდან გამომდინარე ცხელ დღეთა რიცხვის ზრდის დეკადურ სიჩქარემ შეადგინა თბილისში-0.6, ბათუმში-2.6, ხოლო აბასთუმანში-5.7 დღე-დეტერმინაციის კოეფიციენტების თანახმად გლობალური ფაქტორის წილი ცხელ დღეთა რაოდენობის გაზრდაში უდიდესია მთიან ზონაში-აბასთუმანში.

ცხრილში 11.3.1 წარმოდგენილია ცხელ დღეთა რაოდენობის ცვლილების დეკადური სიჩქარეები, შესაბამისი დეტერმინაციის კოეფიციენტები და მათი სტატისტიკური ნიშნადობები ინტენსიური გლობალური დათბობის პერიოდში- 1991-2013

წლებში საქართველოს განსხვავებულ გეოგრაფიულ პირობებში.

ცხრილი 11.3.1. ცხელ დღეთა რაოდენობის ცვლილების დეკადური სიჩქარეები (K), შესაბამისი დეტერმინაციის კოეფიციენტები (R^2) და მათი სტატისტიკური ნიშნადობები (p) ინტენსიური გლობალური დათბობის პერიოდში- 1991-2013 წლებში

მახასიათებელი	პერიოდები. წწ			
	1961-1990		1991-2013	
	სიდიდე	წელი	სიდიდე	წელი
ბათუმი				
საშუალო	72	-	82	-
მაქსიმუმი	107	1975	120	2010
მინიმუმი	44	1984	57	1993
თბილისი				
საშუალო	116	-	120	-
მაქსიმუმი	138	1962	134	1998
მინიმუმი	93	1979	110	1992
აბასთუმანი				
საშუალო	52	-	71	-
მაქსიმუმი	62	1979	97	1998
მინიმუმი	28	1967	36	2009

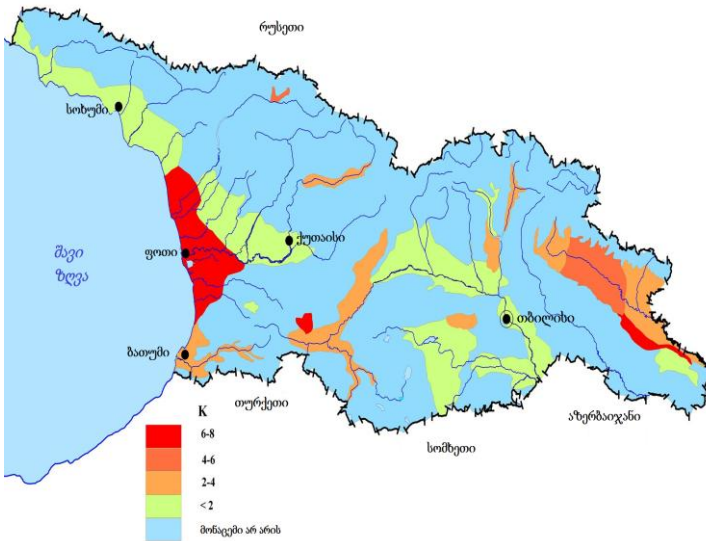
ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ ცხელ დღეთა რიცხვის ზრდის დეკადური სიჩქარე უდიდესია შავი ზღვის სანაპიროზე და 7.5 დღეს აღწევს, ეს ცვლილება სტატისტიკურად მნიშვნელოვანია ნიშნადობის მაღალ დონეზე. დეტერმინაციის კოეფიციენტის თანახმად, გლობალური მდგენელის წილი ცხელ დღეთა ცვალებადობაში ფოთში და კობულეთში 34%-ს აღწევს. რამდენადმე ნაკლებია ცხელ დღეთა რაოდენობის ზრდის სიჩქარე კახეთში და სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში, სადაც 2.6-6.8 დღეს შეადგენს 10 წელიწადში. ეს

ცვლილებებიც სტატისტიკურად არსებითია, გლობალური მდგენელის წილი 37%-ს შეადგენს.

სტატისტიკურად არსებითია ნიშნადობის მაღალ დონეზე აგრეთვე ცხელ დღეთა რიცხვის ცვლილება კავკასიონის ზონაში. დეკადური სინქარე აღემატება 4 დღეს, ხოლო გლობალური მდგენელის წილი შეადგენს 12%-ს. ძირითადად არ არის სტატისტიკურად არსებითი ცვლილებები ქართლის ვაკეზე, ხოლო კოლხეთის დაბლობზე ცხელ დღეთა რიცხვის არავითარი ცვლილებები არ აღინიშნება.

ცხელი დღეების მრავალწლიური ცვლილების შესახებ საქართველოს ტერიტორიაზე გლობალური დათბობის პირობებში დეტალურ სურათს იძლევა ნახ.11.3.2-ზე წარმოდგენილი დარაიონების რუკა. რუკის თანახმად საქართველოს ტერიტორიაზე გამოყოფილია 4 რაიონი. პირველი მათგანი მოიცავს შავი ზღვის სანაპიროს ცენტრალურ და კოლხეთის დაბლობის დასავლეთ ნაწილს, აგრეთვე კახეთში ვიწრო ზოლს, სადაც ცხელი დღეების ცვლილების დეკადური სინქარე 6-8 დღეს შეადგენს. მეორე რაიონს მიეკუთვნება ალაზნის ველის ცენტრალური ნაწილი, აქ ცხელი დღეების ცვლილების დეკადური სინქარე 4-6 დღეა. მესამე რაიონში (აჭარის უდიდესი ტერიტორია, მდინარეების მტკვრისა და ალაზნის ხეობების მონაკვეთები) ცხელი დღეების ცვლილების დეკადური სინქარე 2-4 დღეს შეადგენს, ხოლო მეოთხე რაიონში (კოლხეთის დაბლობის შიდა ნაწილი, აფხაზეთის სანაპირო ზოლი, შიდა და ქვემო ქართლი, სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთი) დეკადური სინქარე 2 დღეზე ნაკლებია.

ცხრილში 11.3.1 წარმოდგენილია ცხელ დღეთა რიცხვის საშუალო წლიური და ექსტრემალური მნიშვნელობები გასაშუალოების ორი პერიოდისათვის. პირველი პერიოდი წარმოადგენს მსოფლიო მეტეოროლოგიური ორგანიზაციის საბაზო პერიოდს (1961-1990 წლები), ხოლო მეორე არის გლობალური დათბობის განსაკუთრებით ინტენსიური პერიოდი (1991-2013 წლები).



ნახ. 11.3.2. საქართველოს დარაიონება ცხელი დღეების ცვლილების დეკადური სიჩქარის მიხედვით. დღე 10 წელიწადში

ცხრილი 11.3.1-დან გამომდინარეობს, რომ ინტენსიური გლობალური დათბობის პერიოდში (1991-2013 წწ) სამივე პუნქტში ცხელ დღეთა საშუალო და ექსტრემალური მნიშვნელობები არსებითად გაიზარდა მსოფლიო მეტეოროლოგიური ორგანიზაციის საბაზო პერიოდთან შედარებით. ასეთი სხვაობა განპირობებულია ცხელ დღეთა რიცხვის სტატისტიკური სტრუქტურის ცვლილებებით, რაც თავის მხრივ გლობალური დათბობის შედეგია. ნათქვამს ადასტურებს ცხრილში 11.3.2 წარმოდგენილი მონაცემები- სხვადასხვა გრადაციის ცხელ დღეთა რიცხვის განმეორადობები იმავე პუნქტებისათვის.

ცხრ. 11.3.2-დან გამომდინარეობს, რომ საბაზო პერიოდში (1961-1990) ჭარბობდა ცხელ დღეთა რიცხვის დაბალი გრადაციები, ხოლო მეორეში(1991-1913) გაიზარდა დღეთა რიცხვის მაღალი გრადაციების განმეორადობა. მაგალითად, თბილისში საბაზო პერიოდის განმავლობაში უდიდესი განმეორადობა(50%) შეესაბამება დღეთა რიცხვის გრადაციას 101-120, ხო-

ლო მეორე პერიოდში, ინტენსიური გლობალური დათბობის განმავლობაში, განაწილების მოდამ გადაინაცვლა გრადაცი-ზე 121-140 დღე, და 60% შეადგინა.

ცხრილი 11.3.2. სხვადასხვა გრადაციის ცხელ დღეთა რიცხვის განმეორადობები. %

გრადაცია, დღე					
21-40	41-60	61-80	81-100	101-120	121-140
თბილისი					
1961-1990					
			7	50	43
1991-2013					
			0	40	60
ბათუმი					
1961-1990					
	33	33	27	7	
1991-2013					
	0	50	40	10	
აბასთუმანი					
1961-1990					
20	57	23	0		
1991-2013					
5	15	65	15		

ანალოგიური მიმართულებით შეიცვალა ცხელ დღეთა რაოდენობის სტრუქტურა ბათუმში და აბასთუმანში.

ცხრილში 11.3.3 წარმოდგენილია ცხელ დღეთა ინტენსივობის ცვლილების დეკადური სიჩქარეები, შესაბამისი დეტერმინაციის კოეფიციენტების მნიშვნელობები და მათი სტატისტიკური ნიშნადობები საქართველოს განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ რაიონებში 1991-2013 წლების განმავლობაში.

ცხრ.11.3.3-დან ჩანს, რომ მიუხედავად იმისა რომ ცხელ დღეთა ინტენსივობა განხილული პერიოდის განმავლობაში იზრდებოდა, ეს ცვლილება უმეტესი პუნქტების მონაცემებით სტატისტიკურად არ არის ნიშნადი, გამონაკლისია ბოლნისი, ახალციხე და ომალო, სადაც მაქსიმალური ტემპერატურების ზრდის დეკადური სიჩქარე შეადგენს 0.1-03⁰-ს.

ცხრილი 11.3.3. ცხელ დღეთა ინტენსივობის ცვლილების დეკადური სიჩქარეები(k), შესაბამისი დეტერმინაციის კოე-

ფიციენტები (R^2) და მათი სტატისტიკური ნიშნადობები (p) საქართველოს განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ რაიონებში 1991-2013 წლების განმავლობაში

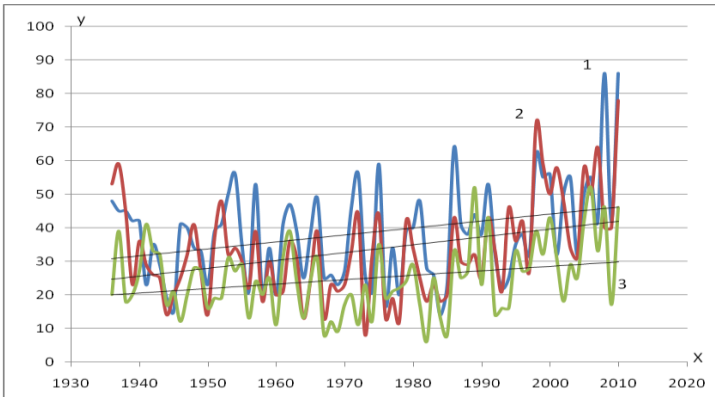
სიმაღლე, მ	K °C 10წ	R^2	p
შავი ზღვის სანაპირო და კოლხეთის დაბლობი			
ფოთი			
5	0,37	0,06	0,8
ბათუმი			
10	0,06	0,2	0,72
ქუთაისი			
114	0,03	0,02	0,21
აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკეები			
თბილისი			
403	0,02	0,03	0,17
ბოლნისი			
534	0,1	0,62	0,04
თელავი			
568	0,15	0,6	0,07
სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთი			
წალკა			
1475	0,1	0,34	0,12
ახალციხე			
982	0,1	0,15	0
ახალქალაქი			
1716	0,33	0,49	0,12
კავკასიონი			
მესტია			
1441	0,36	0,69	0,14
ფასანაური			
1070	0,18	0,06	0,07
ომლო			
1880	0,31	0,16	0,02

თუ ვიმსჯელებთ დეტერმინაციის კოეფიციენტების მნიშვნელობებით, გლობალური ფაქტორის როლი ცხელი დღეების

ინტენსივობის გაზრდაში შეადგენს ბილნისში 62%-ს, ხოლო ახალციხეში და ომალოში 15-16%-ს.

11.4. ტროპიკული ღამეების რაოდენობის ცვლილება

ნახ. 11.4.1-ზე წარმოდგენილია ტროპიკული ღამეების რიცხვის მრავალწლიური სვლა განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში.



ნახ. 11.4.1. ტროპიკული ღამეების რიცხვის მრავალწლიური სვლა: 1-ბათუმი, 2-ქუთაისი, 3-თბილისი, შესაბამისი რეგრესიის განტოლებები ($y=0.206x-369.4$; $y=0.234x-429.7$; $y=0.131x-0.234.7$) და დეტერმინაციის კოეფიციენტი ($R^2=0.095$; 0.124 ; 0.073)

ნახ. 11.4.1-დან გამომდინარეობს, რომ 1936-2013 წლების პერიოდის განმავლობაში ტროპიკული ღამეების რაოდენობა წლის განმავლობაში არსებითად მერყეობდა, თუმცა კანონზომიერად იზრდებოდა. რეგრესიის განტოლებებიდან გამომდინარე ტროპიკულ ღამეთა რიცხვის ზრდის დეკადურ სიჩქარემ შეადგინა ბათუმში-2.1, ქუთაისში-2.3, ხოლო თბილისში-1.3, დამე.

უფრო მეტია ტროპიკული ღამეების ზრდის სიჩქარე ინტენსიური გლობალური დათბობის პირობებში (1991-2013 წწ). ამაზე მიუთითებს ცხრილი 11.4.1-ში მოყვანილი მონაცემები.

ცხრილი 11.4.1-დან გამომდინარეობს, რომ ტროპიკული ღამეების რიცხვის ზრდის სიჩქარე საქართველოს ტერიტორიაზე უდიდესია შავი ზღვის სანაპიროზე, და საშუალოდ 5-6 და-

მეს შეადგენს ყოველ 10 წელიწადში. დეტერმინაციის კოეფიციენტების მიხედვით გლობალური მდგენელის წილი ტროპიკული ღამეების ცვალებადობაში საკმაოდ მაღალია და შეადგენს ფოთში 42%-ს, ხოლო აჭარაში 24-35%-ს. კოლხეთის დაბლობის სიდრემში დეკადური სიჩქარე კლებულობს 3 დღეღამემდე. გაცილებით ნაკლებია დეკადური სიჩქარეები საქართველოს აღმოსავლეთ, კონტინენტურ ნაწილში, შიდა და ქვემო ქართლის ვაკეებზე 1.2-2.3 დღეღამეს, ხოლო კახეთში 1.5-3.3 დღეღამეს შეადგენს. ამავე ცხრილის თანახმად ყველა აღნიშნული ცვლილებები სტატისტიკურად არსებითია ნიშნადობის მაღალ დონეზე.

ცხრილი 11.4.1. ტროპიკულ ღამეთა რიცხვის ცვლილების დეკადური სიჩქარე (k), შესაბამისი დეტერმინაციის კოეფიციენტი (R^2) და მათი სტატისტიკური ნიშნადობა (p) ინტენსიური გლობალური დათბობის პერიოდში (1991-2013წწ)

პუნქტი	სიმაღლე, მ	K ღამე 10წ	R^2	p
შავი ზღვის სანაპირო				
ფოთი	5	5.8	0.42	0
ბათუმი	10	4.7	0.24	0.02
ქობულეთი	7	4.9	0.35	0
კოლხეთის დაბლობი				
სენაკი	40	4.6	0.21	0
ქუთაისი	114	2.7	0.15	0
აღმოსავლეთ საქართველო (ქართლი)				
თბილისი	403	1.4	0.25	0
გარდაბანი	300	2.3	0.11	0.02
ბოლნისი	534	1.2	0.16	0
აღმოსავლეთ საქართველო (კახეთი)				
თელავი	568	2.2	0.13	0.01
ახმეტა	574	3.3	0.18	0.01
დედოფლისწყარო	800	1.5	0.19	0

ცხრილში 11.4.2 წარმოდგენილია ტროპიკული ღამეების დღეთა რაოდენობის საშუალო წლიური და ექსტრემალური მნიშვნელობები სხვადასხვა დროითი პერიოდებისათვის სამი ქალაქისათვის.

ცხრილი 11.4.2-დან გამომდინარეობს, რომ ინტენსიური გლობალური დათბობის პერიოდში(1991-2013 წწ) წინა პერიოდ-

ებთან შედარებით მნიშვნელოვნად გაიზარდა ტროპიკულ ღამეთა, როგორც საშუალო მნიშვნელობა, ისე მისი ექსტრემუმი.

ცხრილში 11.4.3 წარმოდგენილია ტროპიკული ღამეების დადგომის პერიოდი და ინტენსივობა განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ რაიონებში. ტროპიკული ღამის ინტენსივობა გამოხატულია ყოველდღიური მინიმალური ტემპერატურების მაქსიმუმით(TN_x⁰C). რაც მეტია ეს უკანასკნელი, მით ინტენსიურია ტროპიკული ღამე.

ცხრილი 11.4.2. ტროპიკული ღამეების დღეთა რაოდენობის საშუალო წლიური და ექსტრემალური მნიშვნელობები

მახასიათებელი	პერიოდები, წწ			
	1900-1935	1936-1960	1961-1990	1991-2013
ბათუმი				
საშუალო	-	35	35	47
მაქსიმუმი	-	56	54	86
მინიმუმი	-	15	14	22
ქუთაისი				
საშუალო	-	31	30	41
მაქსიმუმი	-	59	44	78
მინიმუმი	-	14	8	21
თბილისი				
საშუალო	17	21	23	27
მაქსიმუმი	32	41	52	52
მინიმუმი	5	11	6	14

როგორც ვხედავთ, შავი ზღვის სანაპიროზე ტროპიკული ღამეები აპრილიდან ოქტომბრის ბოლომდე გრძელდება. მაქსიმალური ინტენსივობა ივლის-აგვისტოში მყარდება და 27⁰-ს შეადგენს. კოლხეთის დაბლობზე ტროპიკული ღამეები მარტში იწყება და ნოემბრამდე გრძელდება. აქ მაქსიმალური ინტენსივობა ივნის-ივლისში 27-30⁰-ს შეადგენს. აღმოსავლეთ საქართველოში ტროპიკული ღამეების ხანგრძლივობა კლებულობს და ქართლში გრძელდება მაისიდან სექტემბრამდე, ხოლო კახეთში, არიდულობის გაძლიერების გამო, ხანგრძლივობა უფრო კლებულობს (ივნისი-სექტემბერი). ტროპიკული ღამე-

ების მაქსიმალური ინტენსივობა ივლის-აგვისტოში 24-26.5⁰-ს შეადგენს.

ცხრილი 11.4.3. ტროპიკული ღამეების ინტენსივობის ცვლილების დეკადური სინქარეები (k), შესაბამისი დეტერმინაციის კოეფიციენტები (R²) და მათი სტატისტიკური ნიშნადობა(p)

პუნქტი	სიმაღლე, მ	⁰ C დეკადაში	R ²	p
ბათუმი	10	0.14	0.31	0.01
ქუთაისი	114	0.33	0.15	0.01
თბილისი	403	0.13	0.16	0

ცხრილში 11.4.4 წარმოდგენილია ტროპიკული ღამეების ინტენსივობის ცვლილების დეკადური სინქარეები, შესაბამისი დეტერმინაციის კოეფიციენტები და მათი სტატისტიკური ნიშნადობა 1991-2013 წლების მონაცემებით.

11.5. დატენიანების კლიმატური ინდექსების მრავალწლიური ცვლილებები

ცხრილში 11.5.1 წარმოდგენილია დატენიანების კლიმატური ინდექსების ცვლილების დეკადური სინქარეები და შესაბამისი დეტერმინაციის კოეფიციენტები, რაც საშუალებას გვაძლევს ვიმსჯელოთ ტრენდის ხვედრითი წილის შესახებ მის ცვალებადობაში, და აგრეთვე სტატისტიკური ნიშნადობები საქართველოს სხვადასხვა ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში განლაგებული სადგურებისთვის: ჩაქვი (შავი ზღვის სანაპირო), თბილისი (აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკე ნაწილი), ახალქალაქი (სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთი) და ფასანაური (კავკასიონი).

ცხრილი 11.4. ტროპიკული ღამეების დადგომის პერიოდი და ინტენსივობა(°C)

პერიოდი, თვეები								
III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
შავი ზღვის სანაპირო								
ფოთი, 5 მ								
-	20.6	23.6	24.0	27.6	27.2	24.5	21.5	-
ბათუმი, 10 მ								
-	-	21.0	24.3	26.8	26.4	25.7	20.4	-
ქობულეთი, 7 მ								
-	20.1	20.3	24.5	26.4	26.4	24.0	21.2	-
კოლხეთის დაბლობი								
სენაკი, 40 მ								
-	22.0	25.0	27.4	24.0	27.0	26.0	21.6	20.6
ქუთაისი, 114 მ								
21.0	22.6	28.0	30.2	30.2	29.4	29.1	25.6	20.2
აღმოსავლეთ საქართველო (ქართლი)								
თბილისი, 403 მ								
-	-	20.1	24.0	25.5	26.0	23.1	-	-
გარდაბანი, 300 მ								
-	-	22.8	24.1	26.4	25.9	24.1	-	-
ბოლნისი, 534 მ								
-	-	21.0	23.2	25.3	25.9	24.0	-	-
აღმოსავლეთ საქართველო (კახეთი)								
თელავი, 568 მ								
-	-	-	22.3	25.1	26.1	23.4	-	-
ახმეტა, 574 მ								
-	-	-	23.3	24.8	24.1	21.4	-	-
დღეოფლისწყარო, 800 მ								
-	-	-	23.2	24.0	24.0	21.9	-	-

ცხრილში RX1-ნალექების დღეღამური მაქსიმუმია, RX5-ხუთი დღეღამის ნალექების მაქსიმალური ჯამი, R- დღეთა რიცხვი 10მმ-ზე არანაკლები ნალექებით, R20- დღეთა რიცხვი 20მმ-ზე არანაკლები ნალექებით, R50- დღეთა რიცხვი 50მმ-ზე არანაკლები ნალექებით, CD - უნალექო პერიოდის ხანგრძლი-

ვობა, CWD- ნალექიანი პერიოდის ხანგრძლივობა, SDII- ნალექების საშუალო ინტენსივობა.

ცხრილი 11.5.1 დატენიანების კლიმატური ინდექსების ცვლილების დეკადური სიჩქარე (K), შესაბამისი დეტერმინაციის კოეფიციენტები (R^2), და სტატისტიკური ნიშნადობები (p) (Elizbarashvili E.Sh., Kutaladze N.B., Keggenhoff I., Elizbarashvili M.E., Kikvadze B. M., Gogia N. M., 2014)

ინდექსი	პუნქტი (სიმაღლე, მ)										
	ჩაქვი (30)			თბილისი (404)			ახალქალაქი (404)			ფასანაური (1070)	
	K	R ²	p	K	R ²	p	K	R ²	p	K	R ²
RX1	-1,1	0	0,79	0,21	0	0,77	-0,8	0,01	0,53	-1,6	0,03
RX5	-3,7	0	0,59	-0,38	0	0,64	1,4	0,01	0,43	0,15	0
R10	2	0,08	0,07	-0,12	0,01	0,32	1,6	0,14	0,01	0,44	0,02
R20	1,3	0,05	0,17	-0,03	0,01	0,64	0,25	0,04	0,19	0,02	0
R50	0,4	0,02	0,35	-	-	-	-	-	-	0,02	0
CDD	-1,2	0,15	0,01	-0,7	0,03	0,07	0,12	0	0,87	0,63	0,04
CWD	0,7	0,1	0,04	-0,03	0	0,47	0,03	0	0,87	-0,01	0
SDII	-0,02	0	0,93	-0,02	0	0,58	0,26	0,19	0	-0,04	0,06

შენიშვნა: მუქი შრიფტი მიუთითებს, სტატისტიკურ ნიშნადობაზე

თუ ვიმსჯელებთ ცხრილში წარმოდგენილი სტატისტიკური ნიშნადობის ინდექსების მნიშვნელობებით ინდექსების უმრავლესობის ტრენდები არაარსებითია. ჩაქვისათვის სტატისტიკურად მნიშვნელოვანია 10მმ-ზე არანაკლები ნალექებიან დღეთა რიცხვის ცვლილება, აგრეთვე ნალექიანი და უნალექი პერიოდების ხანგრძლივობის ცვლილება. დასახელებული ინდექსების ტრენდები სტატისტიკურად მნიშვნელოვანია შესაბამისად 93%, 99% და 96% ნიშნადობის დონეებზე. 10მმ-ზე არანაკლები ნალექებიან დღეთა რიცხვი იზრდება საშუალოდ 2 დღეამის სიჩქარით, უნალექო პერიოდის ხანგრძლივობა კლებულობს 1.2 დღით, ხოლო ნალექიანი პერიოდის ხანგრძლივობა მატულობს 0.7 დღით 10 წელიწადში. დეტერმინაციის კოეფიციენტის თანახმად, გლობალური ფაქტორების წილი ამ ინ-

დექსების ცვლილებაში შესაბამისად შეადგენს 8%, 15% და 10%.

10მმ-ზე არანაკლები ნალექებიან დღეთა რიცხვის ცვლილება სტატისტიკურად მაღალ დონეზეა ნიშნადი ახალქალაქშიც, ტრენდი შეადგენს 1.6 დღეს 10 წელიწადში. აქვე სტატისტიკურად ნიშნადია ნალექების ინტენსივობის ცვლილება, რომლისთვისაც ტრენდის წილი 20%-ს შეადგენს.

თბილისში, რომელიც აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკე რაიონებს ახასიათებს, სტატისტიკურად ნიშნადია მხოლოდ უნალექო პერიოდების ხანგრძლივობის ტრენდი, ის კლებულობს დეკადური სიჩქარით 0.7 დღე.

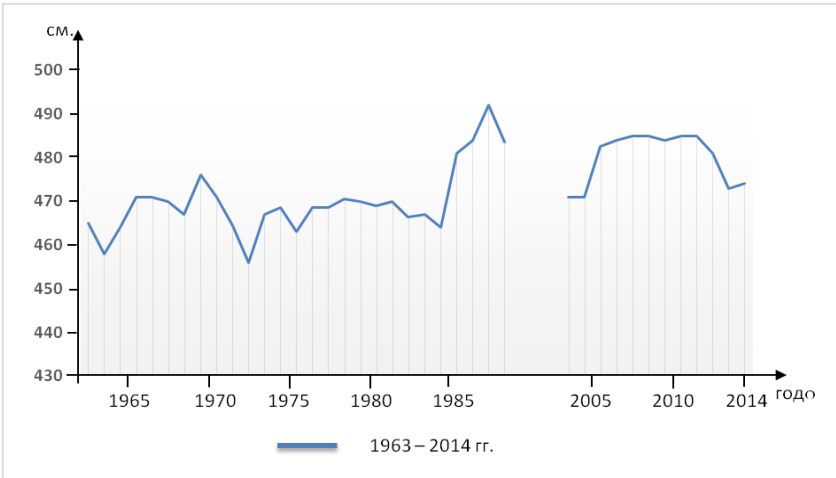
ფასანაურში, რომელიც კავკასიონის მთიან ზონას ახასიათებს, დატენიანების ინდექსების სტატისტიკურად ნიშნადი ცვლილებები არ აღინიშნება.

11.6. შავი ზღვის კლიმატის რეაქცია გლობალური დათბობის მიმართ

გლობალური კლიმატის მიმდინარე ცვლილებები გავლენას ახდენს შავი ზღვის ჰიდრომეტეოროლოგიურ რეჟიმზე. განვიხილოთ შავი ზღვის ბათუმის სექტორის რეაქცია გლობალური დათბობის მიმართ.

ნახ. 11.6.1-ზე წარმოდგენილია შავი ზღვის საშუალო წლიური დონეების მრავალწლიური სვლა ბათუმის ჰიდროლოგიური სადგურის 1963-2014 წლების მონაცემებით.

დაკვირვებები ზღვის დონეზე 1989-2002 წლებში არ წარმოებდა, ამიტომაც შესაბამისი მონაცემები ნახ-ზე არ არის დატანილი. ნახ. 11.6.1-დან გამომდინარეობს, რომ განხილული პერიოდის განმავლობაში ზღვის საშუალო დონე არსებითად ირყეოდა. მინიმალური მნიშვნელობები აღინიშნებოდა 1963, და აგრეთვე 1972 წლებში (460სმ-ზე ნაკლები), ხოლო მაქსიმალური-1987-1988 წლებში (490სმ-ზე მეტი). შავი ზღვის საშუალო დონემ 470სმ შეადგინა, თანამედროვე დონემ კი 490სმ-ს მიაღწია. გაიზარდა აგრეთვე დონის ექსტრემალური მნიშვნელობები: მაქსიმალური 490სმ-დან 510სმ-დე, ხოლო მინიმალური- 440სმ-დან 640სმ-მდე (Хоравა С., Кикава А. ,2012). საბოლოო ჯამში შავი ზღვის საშუალო დონემ უკანასკნელი 20 წლის განმავლობაში აჭარის სანაპიროსთან 20სმ-ით მოიმატა.



ნახ. 11.6.1. შავი ზღვის საშუალო წლიური დონეების მრავალწლიური სვლა (Elizbarashvili E.SH., Khorava S.G., Chichileishvili Kh.K. , 2015)

ამავდროულად, შეიცვალა ზღვის დონის რყევადობის წლიური რეჟიმი. თუ 1989 წლამდე დონის რყევადობის წლიურ სვლაში მინიმუმი შემოდგომაზე, ან ზამთარში, ხოლო მაქსიმუმი – გაზაფხულზე, ან ზაფხულში აღინიშნებოდა, 2004-2006 წლებში ზღვის დონის გამოკვეთილი რყევა არ შეინიშნებოდა, ხოლო 2006 წლიდან მინიმალური დონე ზაფხულში, ან შემოდგომაზე, ხოლო მაქსიმალური-ზამთარში, ან გაზაფხულზე აღინიშნება.

გლობალური კლიმატური პროცესების და შესაბამისად ციკლონური მოქმედების ცვლილების შედეგად შეიცვალა შტორმული მოქმედების ხასიათი (ცხრილი. 11.6.1).

ცხრილი 11.6.1-დან აშკარაა შტორმის რაოდენობრივი მახასიათებლების მკვეთრი ზრდა. 70-იანი წლებიდან დღემდე 5-ბალიანი შტორმების დღეთა რიცხვი თითქმის 2-ჯერ გაიზარდა, 6-ბალიანი – 3-ჯერ გაიზარდა, ხოლო 7-ბალიანი შტორმი 2003 წლამდე არ იყო დაფიქსირებული, უკანასკნელ ათწლეულში კი 3 დღე შეადგინა. მავე დროს 4-ბალიანი დენვის განმეორადობა უკანასკნელ ათწლეულში შემცირდა.

ცხრილი 11.6.1. დღეოთა რიცხვი ცხვადასხვა ინტენსივობის შტორმით (Elizbarashvili E.SH., Khorava S.G., Chichileishvili Kh.K. , 2015)

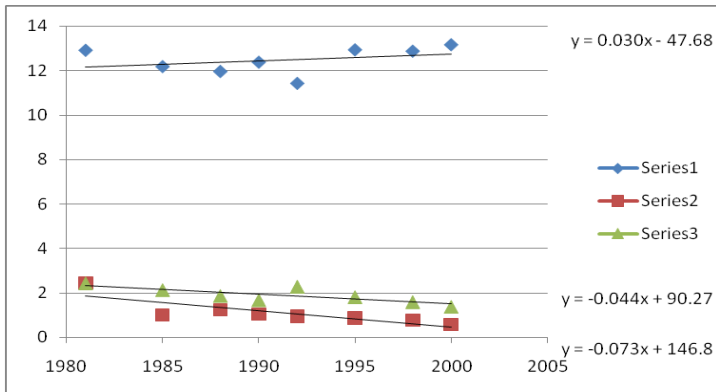
პერიოდი, წლები	შტორმის ინტენსივობა, ბალებში			
	4	5	6	7
1963-1972	326	76	6	–
1978-1987	643	95	2	–
2005-2014	272	128	16	3

აღნიშნული პროცესების გააქტიურებამ მოსალოდნელია გაამწვავოს აჭარის შავი ზღვის სანაპირო ზოლში მიმდინარე რთული მორფოდინამიკური პროცესები, და უმოქმედობის შემთხვევაში სანაპიროს დიდი ნაწილი აღმოჩნდეს ეკოლოგიური კრიზისის მდგომარეობაში.

11.7. კლიმატის ცვლილების გავლენა ნიადაგების ეკოქიმიურ მონაცემებზე

კლიმატის თანამედროვე ცვლილების ფონზე ალაზნის ველის დამლაშებული ნიადაგების დეგრადაციის კვლევისას დაისვა საკითხი, თუ რა გავლენა აქვს კლიმატის ცვლილებას ნიადაგის ეკოქიმიურ მონაცემებზე. სამწუხაროდ ნიადაგების ეკოქიმიური თვისებების გრძელი რიგები არ არსებობს, თუმცა საშუალება გვქონდა მოგვეპოვებინა მონაცემები მარილების შემცველობის შესახებ ნიადაგის სხვადასხვა ფენებში წნორში და ძველ ანაგაში ჩატარებული დაკვირვებების შედეგად (შაფლიაშვილი ღ., კორძახია გ., ელიზბარაშვილი ე., კუჭავა გ., ტულუში ნ., 2014).

ნახ. 11.7.1-ზე წარმოდგენილია 1მ სისქის ნიადაგში მარილების რაოდენობის მრავალწლიანი სვლა დრენაჟიან და უდრენაჟო ნიადაგებში ტემპერატურის მრავალწლიური ცვლილების ფონზე 1981-2000 წლების განმავლობაში.

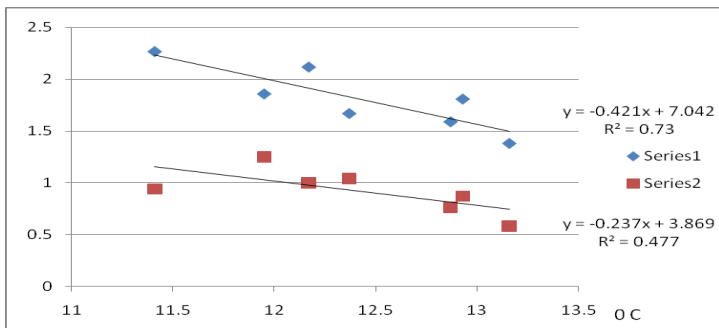


ნახ. 11.7.1-ზე 1მ სისქის ნიადაგში მარილების რაოდენობის(%) მრავალწლიანი სვლა დრენაჟიან(2) და უდრენაჟო(3) ნიადაგებში ტემპერატურის მრავალწლიური ცვლილების ფონზე(1) და შესაბამისი რაგრესიის განტოლებები

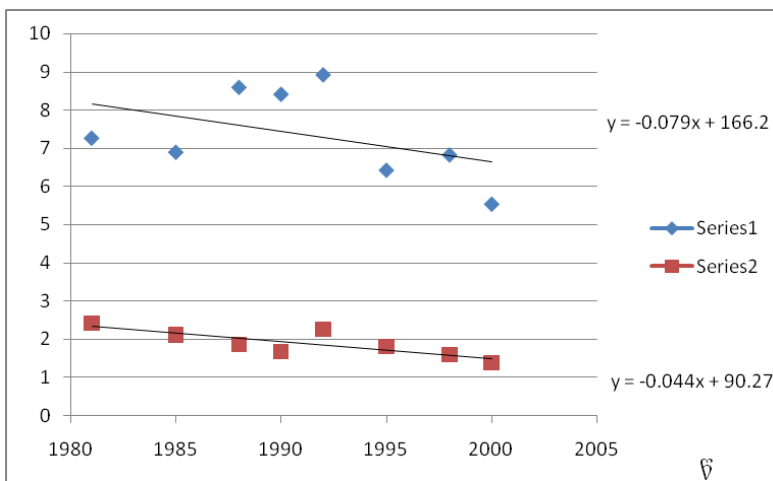
ნახ. 11.7.1-დან ჩანს, რომ წარმოდგენილი რაგრესიის განტოლებებიდან 1981-2000 წლებში ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურა ალაზნის ველის საკვლევი ნიადაგების ტერიტორიაზე იზრდებოდა საკმაოდ მაღალი სიჩქარით (0.3^0 10 წელიწადში), მაგრამ მიუხედავად ამისა ნიადაგებში მარილების რაოდენობა არ გაიზარდა, პირიქით შემცირდა. მარილების შემცირება განსაკუთრებით სწრაფად მიმდინარეობდა დრენაჟიან ნიადაგებში.

ამ მოკლე რიგის საფუძველზე ვერ დგინდება პირდაპირ-პროპორციული კავშირი ტემპერატურასა და ნიადაგებში მარილიანობას შორის. პირიქით, ეს კავშირი უკუპროპორციულია და როგორც ნახ. 11.7.2-ზე წარმოდგენილი მონაცემებიდან ირკვევა, საკმაოდ მაღალი კორელაციის კოეფიციენტით ხასიათდება.

რადგანაც ნიადაგებში მარილების კონცენტრაციის შემცირება არ აიხსნება ტემპერატურის ზრდით გლობალური დათბობის პირობებში, ამიტომ მიზეზი უნდა ვეძიოთ კლიმატის მეორე მნიშვნელოვანი ელემენტის – ატმოსფერული ნალექების ცვლილების ხასიათში (ნახ. 11.7.3).



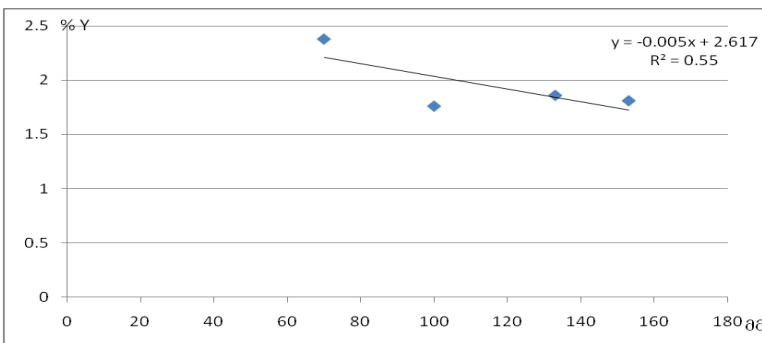
ნახ. 11.7.2. დამოკიდებულება ჰაერის საშუალო წლიურ ტემპერატურასა და 1მ სისქის ნიადაგის ფენაში მარილების შემცველობას(%) შორის: 1- უდრენაუო ნიადაგები; 2- დრენაუიანი ნიადაგები. შესაბამისი რაგრესიის განტოლებები და კოეფიციენტის კოეფიციენტი(ღ)



ნახ. 11.7.3. 1მ სისქის ნიადაგში მარილების რაოდენობის(%) მრავალწლიური სვლა უდრენაუო ნიადაგებში(2) ნალექების(სმ) მრავალწლიანი ცვლილების ფონზე(1) და შესაბამისი რაგრესიის განტოლებები

სამწუხაროდ არც ამ შემთხვევაში აიხსნება მარილიანობის შემცირება ნალექების ცვლილებით, რადგანაც ნალექების წლიური რაოდენობა განხილულ პერიოდში კლებულობდა. თუმცა უნდა აღინიშნოს, რომ მარილიანობის შემცირება არ შეიძლება დაუკავშირდეს ნალექების ცვლილებას მხოლოდ 1981-2000 წლების განმავლობაში. ამ ცვლილების მიზეზები უნდა ვეძიოთ ნალექების ცვლილების ხასიათში, ჯერ კიდევ ათეული წლებით ადრე. ამ შემთხვევაში კი, როგორც გამოკვლევები გვიჩვენებს (ელიზბარაშვილი ე., ტატიშვილი მ., ელიზბარაშვილი მ., მესხია რ., ელიზბარაშვილი შ., 2013) დაწვებული XX საუკუნის შუა პერიოდთან ნალექები მნიშვნელოვნად იზრდებოდა. ამრიგად მარილიანობის შემცირება ალაზნის ველის ნიადაგებში შეიძლება აიხსნას ატმოსფერული ნალექების დონის ზრდით.

ნალექების ჯამსა და ნიადაგების მარილიანობას შორის არსებულ უკუპროპორციულ დამოკიდებულებას კარგად ადასტურებს ნახ. 11.7.4-ზე წარმოდგენილი დამოკიდებულება. ამავე ნახაზზე წარმოდგენილ რეგრესიის განტოლებას საკმაოდ მაღალი კორელაციის კოეფიციენტი ახასიათებს, რაც ატმოსფერულ ნალექებსა და ნიადაგის მარილიანობას შორის არსებულ კარგ უკუკავშირზე მიუთითებს.



ნახ. 11.7.4. დამოკიდებულება ნალექების თვიურ ჯამსა და ნიადაგში მარილის შემცველობას შორის(%), შესაბამისი რეგრესიის განტოლება და კოვარიაციის კოეფიციენტი(დ). ძველი ანაგა, 1978 წლის მარტი-ივნისი.

ამრიგად, ალაზნის ველის ნიადაგებში მარილიანობის კონცენტრაციის შემცირება გლობალური დათბობის პირობებ-

ში შეიძლება აიხსნას ნაღველების დონის საერთო ზრდით, თუმცა აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ საბოლოო დასკვნების გამოსატანად ჩვენს ხელთ არსებული დაკვირვებათა მონაცემები არ არის საკმარისი, ამიტომ სასურველია დაიგეგმოს და განხორციელდეს სისტემური ხასიათის სტანდარტული დაკვირვებები ნიადაგების მარილიანობაზე.

**თავი 12. გუნებრივი ლანდშაფტების ტრანსფორმაცია
გლობალური დათბობის პირობებში**

12.1. გეოგრაფიული გარსის დიფერენციაციის ძირითადი ფაქტორები

დედამიწის ზედაპირის ბუნებრივი პირობებისა და ლანდშაფტების მრავალფეროვნება ექვემდებარება რიგ კანონზომიერებებს, რომლებიც ვლინდება სხვადასხვა ფაქტორების ერთდროული მოქმედების შედეგად. ამ ფაქტორებს შორის უმნიშვნელოვანესი ადგილი კლიმატურ ფაქტორს მიეკუთვნება. სწორედ კლიმატური ფაქტორი, კერძოდ დედამიწაზე მოსული სითბო და ატმოსფერული ნალექები, განაპირობებენ ყველაზე მაღალი დონის გეოგრაფიული გარსის დიფერენციაციას. გეოგრაფიული გარსის და გეოგრაფიული გარემოს დიფერენციაციის ძირითადი კანონზომიერებანი განედურ ზონალობასა, მერიდიანულ სექტორობასა და ვერტიკალურ სარტყლიანობაში ვლინდება.

ა.გრიგორიევის და მ.ბუდიკოს (Григорьев А.А., Будыко М.И., 1956, 1962) მიერ აღმოჩენილი გეოგრაფიული ზონალურობის პერიოდული კანონის თანახმად სხვადასხვა პროცესების ზონალური ცვლილებებისათვის ძირითადი მნიშვნელობა რადიაციული ბალანსისა და ნალექების თანაფარდობას მიეკუთვნება. ამ კანონზომიერებების გამომხატველი ზოგადი სქემა წარმოდგენილია ცხრილში 12.1.1.

ა.გრიგორიევმა და მ.ბუდიკომ კავშირი დაამყარეს მეტეოროლოგიურ ფაქტორებსა და გეოგრაფიული ზონების ცოცხალ ორგანიზმულ პროდუქციას შორის. ოპტიმალური პირობები იქმნება მაშინ, როდესაც ატმოსფერული ნალექები რამდენადმე აღემატება აორთქლებადობას, ანუ როდესაც სიმშრალის რადიაციული ინდექსი 0,8-1,0-ს ფარგლებში მერყეობს.

ზონალურობის იდეა პროგრესულია და პერიოდულობის კანონის უარყოფა ნიშნავს უარი ვთქვათ კომპლექსური ფიზიკურ-გეოგრაფიული გამოკვლევების განვითარებაზე. მაგრამ, გეოგრაფიული ზონალურობის ცხრილს ნაკლიც გააჩნია, რაც იმაში მდგომარეობს, რომ ჩრდილოეთ და ზომიერ განედებში აღებულია რადიაციული ბალანსის ცვლილების ძალიან დიდი დიაპაზონი 0-დან 50 კკალ/სმ -მდე.

ცხრილი 12.1.1. კოვრავიული ზონდების ცხრილი (Риорасв А.А., Булако М.И., 1956)

დაქიხის პირობები - ხანგრძლივად გრძელდება						
0-15	15-25	25-35	35-45	45-1	1-2	2-3
◁						>3
◁						
1 მუხის თოვლი
0-30						
III აბრეშულო უბანი	II დ ტუფი	III ტაყა	II რ სამხრეთის ტაყა და შერეული ტიპები	II გ ყოთლური ტყეები და ტყეები	III სკვები	IV ხიხინი საბუნების ისტორიული უბანი
V ხიხინი საბუნების ისტორიული უბანი						
50-75						
	VIa სუბტროპიკული მნიშვნელოვანი კაობები	VIb წითელი სუბტროპიკული ტყეები			VIc VIIb სუბტროპიკული სუბტროპიკული ტყეები და ტუფი	VIII სუბტროპიკული საფრანგული ხიხინი
						IX სუბტროპიკული უბანი
>75						
	Xa მკვრივი კაობები	Xb საშუალო დაბალი კაობები	Xc საშუალო დაბალი კაობები	Xr ნაოცარი ტროპიკული ტყეები და საბუნების ისტორიული უბანი	XI მხალი საბუნების ისტორიული უბანი	XIII ტროპიკული უბანი

აღნიშნული ნაკლის გამოსწორება სცადა ფ.მილკოვმა (Мильков Ф.Н.,1969), რომელმაც შექმნა გეოგრაფიული ზონების თავისი პერიოდული სისტემა. მან გამოყო ოთხი სარტყელი, რომელთაც საფუძვლად დაუდო ბიოსტრომის განვითარების გეოგრაფიული ციკლი.

ფ.მიღკოვი, ა.გრიგორიევის და მ.პუდიკოსაგან განსხვავებით, განიხილავს რადიაციული ბალანსის ცვლილების შედარებით მოკლე დიაპაზონს (ცხრილი 12.1.2).

ცხრილი 12.1.2. გეოგრაფიული ზონების პერიოდული სისქვას (Миллаков Ф.Н., 1969)

სარტყელი	რადიაციული ბალანსი კკლ/სმ	ზონათა ჯგუფები - ანალიზები				
		უდაბნი	ნახევრად უდაბნი	სტეპი	ტყესტეპი	
I პოლარული	0 დან 30-35 -მდე	<5 არქტიკული და ანტარქტიკული	5-6 არქტიკული (ტუნდრა)	6-11 ტუნდრა	11-14 ტყესტუნდრა	14-17 ტაიგა
II ზომიერი	30-35 დან 50-60 მდე	დასუსტების კოეფიციენტი და სიმშრალის რადიაციული ინდექსი (ფრხილგუმი)				
		0,12-0 (>3) ზომიერი საბ- ტყელი	0,29-0,13 (2-3) ზომიერი საბტყელის	0,59-0,30 (1,5-2) ზომიერი საბ- ტყლის	0,99-0,60 (1-1,5) ტყესტეპი	1-დან და >1-ზე (<1) შერეული და ფართო- ფოთლოვანი
III სუბტროპიკული	55 დან 65-70-მდე	სუბტროპიკული	სუბტროპიკული	სუბტროპიკული	სუბტროპიკული	სუბტროპიკული ნოტიო
		ტროპიკული	ტროპიკული	ზომიერად ნოტიო სავანები	ნოტიო სავანები	ნოტიო ტროპიკული ტყე- ები მშრალი პერიოდებით

12.2. კავკასიის ბუნებრივი ლანდშაფტების ფორმირების და ტრანსფორმაციის კლიმატური კრიტერიუმები

კავკასიის ბუნებრივი ლანდშაფტების მთელი მრავალფეროვნება ნ.ბერუჩაშვილიმა (Беруჩашвили Н.Л., 1995) გაყო 2 კლასად: I-ვაკეებისა და გორაკ-ბორცვების და II-მთის ლანდშაფტების კლასებად.

ლანდშაფტთა კლასები იყოფა ტიპებად და ქვეტიპებად. მათ საფუძვლად უდევს რელიების მორფოსტრუქტურის საერთო თვისებები, კლიმატი, მცენარეულობა და ჰიდროლოგიური პირობები. თერმული პირობების მხრივ ნ.ბერუჩაშვილი განასხვავებს სუბტროპიკულ, ზომიერად თბილ, ზომიერ, ზომიერად ცივ, მაღალმთიან ცივ და ნივალურ, ხოლო დატენიანების მხრივ - ჰუმიდურ, სემიჰუმიდურ (სუბჰუმიდურ), სემიარიდულ (სუბარიდულ), არიდულ და სუბხმელთაშუაზღვიურ ლანდშაფტებს (Беруჩашвили Н.Л., 1980; Беруჩашвили Н.Л. , 1995).

I კლასს მიეკუთვნება ლანდშაფტთა შემდეგი ტიპები და ქვეტიპები:

A - ვაკეებისა და გორაკ-ბორცვების სუბტროპიკული ჰუმიდური. ტიპი შეიცავს 2 ქვეტიპს: A₁ - კოლხური ტყის და A₂ - ჰირკანის ტყის და ბუნქნარის ლანდშაფტებს.

B - ვაკეებისა და ბორცვების სუბხმელთაშუაზღვიური სუბჰუმიდური ლანდშაფტები. ქვეტიპები: B₁ - კოლხურში გარდამავალი ტყის; B₂ - საკუთრივ სუბხმელთაშუაზღვიური ტყის, არიდული მეჩხერი ტყის; B₃ - ზომიერად თბილში გარდამავალი სუბჰუმიდური ტყის.

B - ვაკეებისა და ბორცვების სუბტროპიკული სუბარიდული ლანდშაფტები: B¹ - სტეპური და ნახევრად უდაბნოს.

Г - ვაკეებისა და ბორცვების სუბტროპიკული არიდული ლანდშაფტები: Г₁ - უდაბნოს და ნახევრად უდაბნოს ქვეტიპი.

Д - ვაკეების ზომიერად თბილი სუბჰუმიდური ლანდშაფტები. ქვეტიპები: Д₁ - სუბტროპიკულში გარდამავალი ტყის; Д₂ - ზომიერში გარდამავალი ტყის.

Е - ვაკეებისა და ბორცვების ზომიერად თბილი და ზომიერი სუბჰუმიდური: Е₁ - მდელოების, სტეპების, ბუნქნარის და ტყესტეპის ქვეტიპი.

Ж - ვაკეებისა და ბორცვების ზომიერად თბილი და ზომიერი სუბარიდული ლანდშაფტები; Ж₁ - სტეპების ქვეტიპი.

З - ვაკეების ზომიერი არიდული ლანდშაფტები; З₁ - უდაბნოს და ნახევარუდაბნოს ქვეტიპი.

И - ჰიდრომორფული და სუბჰიდრომორფული ლანდშაფტები; И₁ - ჭაობის, ბიცობ-მლაშობების მდელოების და ჭალების ქვეტიპი.

И კლასს მიეკუთვნება ლანდშაფტთა ტიპები და ქვეტიპები:

К-მთის სუბხმელთაშუაზღვიური სუბჰუმიდური ლანდშაფტები. ქვეტიპები: К₁ - ნოტიო სუბტროპიკულში და ზომიერად თბილში გარდამავალი დაბალი მთის ტყის, და К₂ - მთის ხმელთაშუაზღვიურში გარდამავალი ტყის, ქსეროფიტული;

Л - მთის სუბტროპიკული სუბარიდული ლანდშაფტები:

Л₁ - სტეპური, ქსეროფიტული და არიდული მენხერი ტყის ქვეტიპი.

М - მთის სუბტროპიკული არიდული ლანდშაფტები: М₁ - ნახევრად უდაბნოს და უდაბნოს ქვეტიპი.

Н - მთის ზომიერად თბილი ჰუმიდური ლანდშაფტები: Н₁ - ქვედა მთის კოლხური ტყის; Н₂- საშუალო მთის კოლხური ტყის; Н₃ - ქვედა მთის ჰირკანის ტყის; Н₄ -საშუალო მთის ჰირკანის ტყის; Н₅ - ქვედა მთის ტყის; Н₆ - სუბჰუმიდურში გარდამავალი ქვედა მთის ტყის; Н₇- საშუალო მთის ტყის.

О - მთის ზომიერი ჰუმიდური ლანდშაფტები: О₁ - ქვედა მთის ტყის და О₂ - საშუალო მთის ტყის.

П - მთის ზომიერი სუბჰუმიდური ლანდშაფტები: П₁ - ზომიერად თბილში გარდამავალი საშუალო მთის ქსეროფიტული, არიდული მენხერი ტყის, ფრიგანის, მდელო-სტეპების; П₂ - ზომიერად თბილში გარდამავალი მთის ტყის, სტეპების; П₃ - დაბალი მთის ტყის, ტყე-ბუნნარის, მდელოების და სტეპების; П₄ - საშუალო მთის მდელოების, სტეპების, მდელო-სტეპების, შიბლაკისა და ფრიგანის;

Р - მთის ზომიერი სუბარიდული ლანდშაფტები. ძირითადი ქვეტიპებია: Р₁ - ზომიერად თბილში გარდამავალი მთის სტეპების, მდელოების, ფრიგანის და შიბლაკის; Р₂ - ზომიერად

თბილში გარდამავალი საშუალო მთის სტეპების და შიბლიაკის P_3 - მთის მდელოებში გარდამავალი მაღალი მთის სტეპების და მდელოების; P_4 - პლატო სტეპებისა და მდელო-სტეპების მცენარეულობით; P_5 - მთის ქვაბულების სტეპებისა და შიბლიაკის.

C - მთის ზომიერი არიდული ლანდშაფტები. ძირითადი ქვეტიპებია: C_1 - ქვედა მთის უდაბნოების და ნახევრად უდაბნოების; C_2 - მთის ქვაბულების უდაბნოების.

T - მთის ზომიერად ცივი ლანდშაფტები: T_1 - საშუალო მთის მუქწიწვოვანი ტყის; T_2 - ზედა მთის ტყის.

Y - მაღალი მთის მდელოები. მოიცავენ შემდეგ ქვეტიპებს: Y_1 - მაღალი მთის სუბალპური ტყე-ბუჩქნარ-მდელოების; Y_2 - მაღალი მთის ალპური ბუჩქნარ-მდელოების; Y_3 - მაღალი მთის სუბნივალური.

Φ - გლაციალურ-ნივალური ლანდშაფტები.

ჩამოთვლილი ბუნებრივი ლანდშაფტები სითბოსა და ტენის თანაფარდობის განსხვავებულ პირობებში ყალიბდება, ეს პირობები დაადგინა მ.ელიზბარაშვილმა (ცხრილი 12.2.1).

როგორც ცხრილიდან ჩანს, ბუნებრივი ლანდშაფტის თითოეული ტიპი სითბოსა და ტენის კონკრეტულ პირობებში ყალიბდება. ვაკეებისა და გორაკ-ბორცვების სუბტროპიკული ლანდშაფტების ყველა ტიპებში საშუალო წლიური ტემპერატურა აღემატება 11°C -ს. როდესაც ნალექების წლიური ჯამი $350\text{-}400\text{მმ}$ -ზე ნაკლებია ყალიბდება არიდული ლანდშაფტები (Γ), მათ მიეკუთვნება უდაბნოს და ნახევრადუდაბნოს ტიპები. იმავე სითბურ პირობებში და ნალექების $350\text{-}500\text{მმ}$ დიაპაზონში ყალიბდება სუბარიდული (B) - სტეპური და ნახევრად უდაბნოს ლანდშაფტები. ნალექების $500\text{-}1000\text{მმ}$ დიაპაზონში ყალიბდება სუბჰუმიდური ხმელთაშუაზღვიური (E) და (D) ზომიერად თბილი ლანდშაფტები. თუკი ნალექების წლიური ჯამი აღემატება 1000მმ -ს მაშინ ყალიბდება სუბტროპიკული ჰუმიდური ლანდშაფტები (A), კოლხური და პირკანის ტყის ქვეტიპები.

ვაკეების და საშუალო მთის ლანდშაფტების ფართო სპექტრი საშუალო წლიური ტემპერატურების $7\text{-}11^{\circ}\text{C}$ ინტერვალში

ყალიბდება. მათ მიეკუთვნება ვაკეებისა და ბორცვების ზომიერად თბილი და ზომიერი სუბჰუმიდური (E), სუბარიდული (Ж) და არიდული (З) ლანდშაფტები. სუბჰუმიდური და სუბარიდული ლანდშაფტები ფორმირდება 350-500მმ ნალექების ინტერვალში, ხოლო არიდული ლანდშაფტები –350მმ-ზე ნაკლები წლიური ნალექების პირობებში. საშუალო წლიურ ტემპერატურათა ამავე ინტერვალში ფორმირდება მთის ზომიერად თბილი ჰუმიდური (H), მთის ზომიერი ჰუმიდური (O), მთის ზომიერი სუბჰუმიდური (II) და სუბარიდული (P) ლანდშაფტები. პირველი სამი ტიპის ლანდშაფტში ნალექების წლიური ჯამები 400-1000მმ ფარგლებში მერყეობს. სუბარიდულ ლანდშაფტებში ნალექების ქვედა ზღვარი 350მმ-ს შეადგენს, ხოლო ჰუმიდურ ლანდშაფტებში ნალექები 2000მმ-ს აღწევს. მთის ზომიერი არიდული ლანდშაფტები (C) ყალიბდება თითქმის იმავე კლიმატურ პირობებში, რაც ვაკეებისა და ბორცვების სუბტროპიკული არიდული ლანდშაფტები (F) – ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურა 11 °C-ს აღემატება, ხოლო ნალექების წლიური ჯამი 350-400მმ-ს შეადგენს მთის ზომიერად ცივ ლანდშაფტებში (T) ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურა 3-7 °C-ს შეადგენს. 5-7 °C ტემპერატურის პირობებში ყალიბდება საშუალო მთის მუქწიწვოვანი ტყის ქვეტიპი (T₁), ხოლო 3-5 °C პირობებში – ზედა მთის ტყის ქვეტიპი (T₂). ნალექების წლიური ჯამები 600-700 –დან 2000მმ-მდე ფარგლებში მერყეობს.

მაღალი მთის მდელოები (Y) ყალიბდება საშუალო წლიური ტემპერატურების -9-3 °C პირობებში. ტემპერატურისაგან დამოკიდებულებით გამოიყოფა ქვეტიპები: მაღალი მთის სუბალპური ტყე-ბუჩქნარ-მდელოები (Y₁) – ტემპერატურა შეადგენს -1-3°C; მაღალი მთის ალპური ბუჩქნარ-მდელოები (Y₂) – ტემპერატურა შეადგენს -5--1°C, და მაღალი მთის სუბნივალური (Y₃) – ტემპერატურა შეადგენს -9- -5°C. უფრო დაბალი ტემპერატურები გლაციალურ-ნივალური ლანდშაფტებში აღინიშნება (Φ). ჩამოთვლილი ქვეტიპის ლანდშაფტებში ნალექების წლიური ჯამები 400-1500 მმ ფარგლებში მერყეობს.

ცხრილი 12.2.1. კავკასიის ლანდშაფტური ზონალურობის ცხრილი (М.Э.Элизнарашвили, 2003)

ნალექების წლიური ჯამები მმ	სიმშრალის რადიაციუ- ლი ინდექსი	პერის საშუალო მრავალწლიური ტემპერატურა და რადიაციული ბალანსი °C (კკალ/სმ)							
		<9 (<20)	-9- -5 (20-25)	-5- -1 (20-30)	-1-3 (30-45)	3-5 (40-42)	5-7 (43-46)	7-11 (46-53)	>11 (52-60)
≤350	>3,0	-	-	-	-	-	-	3	Г,С
350-500	1,8-3,0	-	-	-	-	-	-	ЕЖ Р	В
500-1000	0,5-1,8	Φ	Y ₃	Y ₂	Y ₁	T ₂	T ₁	НОП РЕ	БД
>1000	<0,5							Н	А

ამრიგად, ბუნებრივი ლანდშაფტის თითოეულ ტიპს (ქვე-ტიპს) რადიაციული ბალანსის და სიმშრალის რადიაციული ინდექსის კონკრეტული მნიშვნელობები შეესაბამება. პირველი მათგანი ბუნებრივი ლანდშაფტის სითბურ ენერგეტიკულ ბაზას, ხოლო მეორე – დატენიანების პირობებს ახასიათებს, რაც კარგად ჩანს კავკასიის ლანდშაფტური ზონალობის ცხრილიდან (ცხრილი 12.2.1).

ლანდშაფტური ზონალურობის ცხრილიდან გამომდინარეობს აგრეთვე, რომ ვაკე სუბტროპიკული და სუბხმელთაშუაზღვიური ლანდშაფტების (А,Б,Д,В,Г) ფორმირების მთავარი ფაქტორი ატმოსფერული ნალექებია. ამიტომ თითოეული მათგანის სხვა ტიპად გარდაქმნისათვის საკმარისია ატმოსფერული ნალექების მრავალწლიური ჯამის ცვლილება. მაგალითად, ვაკე ჰუმიდური (А) ლანდშაფტები შესაძლებელია გარდაიქმნას სუბჰუმიდურ (Б,Д) ლანდშაფტებად იმ შემთხვევაში თუ ატმოსფერული ნალექების მრავალწლიური ჯამი შემცირდება დაახლოვებით 500-1000 მმ-ით და უფრო მეტით. ეს უკანასკნელნი კი გარდაიქმნებიან სუბარიდულ (В) ლანდშაფტებად, თუ ნალექები კვლავ შემცირდება დაახლოვებით 200მმ-ით, ხოლო სუბარიდული ლანდშაფტები გარდაიქმნებიან არიდულ (Г) ლანდშაფტებად თუკი ნალექების წლიური ჯამი კვლავ შემცირდება 200მმ-ით. იგულისხმება, რომ ტემპერატურული რეჟიმი უცვლელი რჩება.

ატმოსფერული ნალექები განსაზღვრავს აგრეთვე ვაკე ზომიერად თბილი და ზომიერი ლანდშაფტების ფორმირებას და ტრანსფორმაციას. სუბარიდული (Е) და სუბჰუმიდური (Ж)

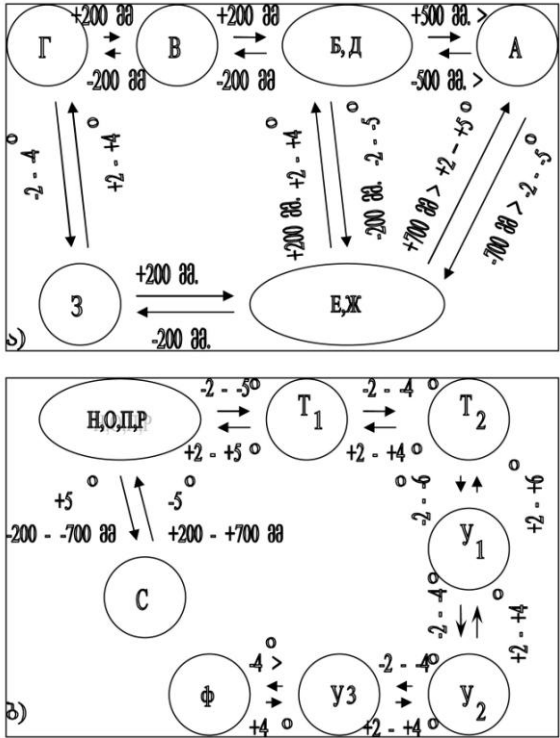
ლანდშაფტები შესაძლოა გარდაიქმნა არიდულად (3), თუკი ნალექების წლიური ჯამი შემცირდება 200 მმ-ით და ა.შ.

მთებში ბუნებრივი ლანდშაფტების ფორმირების მთავარი ფაქტორი სითბოა, ანუ მთის ლანდშაფტების ტრანსფორმაცია დაკავშირებულია არა ნალექების, არამედ ტემპერატურული ირობების ცვლილებასთან. ეს აიხსნება მთებში დაბალი აორთქლებადობით, რომლის დროსაც საკმარისია ნალექების სულ მცირე რაოდენობაც კი. ასე მაგალითად, სუბალპური ტყის და ბუჩქნარის ლანდშაფტები (Y_1) შემოისაზღვრებიან იხოთერმებით -1 და +3. ისინი შესაძლოა ტრანსფორმირდნენ ალპური ბუჩქნარების და მდელოების (Y_2) ლანდშაფტებად იმ შემთხვევაში, თუ ჰაერის მრავალწლიური საშუალო ტემპერატურა შემცირდება $2-4^{\circ}\text{C}$ -ით. ერთ-ერთი სცენარის თანახმად $20-25$ წლის შემდეგ ტემპერატურა შესაძლოა $4-6^{\circ}\text{C}$ -ით გაიზარდოს. ამ შემთხვევაში მოხდება ლანდშაფტური ზონების ქვემოდან ზემოთ გადანაწილება. ანუ გლაციალურ-ნივალური ლანდშაფტები ტრანსფორმირდებიან მაღალი მთის მდელოებში, მაღალი მთის მდელოები - ზომიერად ცივ მთის ლანდშაფტებში, უკანასკნელნი - ზომიერად თბილ მთის ლანდშაფტებში და ა.შ. ყოველივე აღნიშნული კარგად ჩანს ბუნებრივი ლანდშაფტების ტრანსფორმაციის სქემაზე (ნახ. 12.2.1), სადაც წარმოდგენილია თითოეული ლანდშაფტის ტრანსფორმაციისათვის აუცილებელი კლიმატური კრიტერიუმები, გამოსახული ტემპერატურის და ნალექების გრადაციებში.

ნახ.12.2.1-ის თანახმად ვაკე სუბტროპიკული ლანდშაფტების ტრანსფორმირება ზომიერ ლანდშაფტებად და პირიქით შესაძლებელია მხოლოდ ჰაერის მრავალწლიური საშუალო ტემპერატურის $2-4^{\circ}\text{C}$ -ით ცვლილების შემთხვევაში.

ლანდშაფტების ტრანსფორმაციის სქემიდან გამომდინარეობს აგრეთვე, რომ გაუდაბნობა პოტენციურად დასაშვებია B,E და Ж ტიპის ლანდშაფტებისათვის, თუ კი ატმოსფერული ნალექების საშუალო მრავალწლიური ჯამი შემცირდება დაახლოებით 200 მმ-ით და გახდება 350 მმ-ზე ნაკლები. აქედან გამომდინარეობს, რომ კავკასიის ბუნებრივი ლანდშაფტების გაუდაბნობების მთავარი მიზეზი არა ტემპერატურის გაზრდაა

გლობალური დათბობის შედეგად, არამედ გვაღვების გახშირებაა, რაც აგრეთვე გლობალური დათბობის შედეგად გამოწვეული ცირკულაციური მექანიზმების გარდაქმნას უკავშირდება.



ნახ. 12.2.1. ბუნებრივი ლანდშაფტების ტრანსფორმაციის სქემა (ჟ.შ.ელიზბარაშვილი, მ.ჟ.ელიზბარაშვილი, 2005)

12.3. გაუდაბნობა

უკვე დიდი ხანია, რაც მსოფლიოს მთელი რიგი ქვეყნების ძირითად ეკონომიკურ, სოციალურ და გარემოსდაცვით პრობლემად იქცა გაუდაბნობა. ამიტომაც ჯერ კიდევ 1977 წელს გაეროს სპეციალურმა კონფერენციამ მიიღო გაუდაბნობასთან ბრძოლის სამოქმედო გეგმა. მიუხედავად ამისა 1991 წელს გაეროს გარემოსდაცვითი პროგრამის დასკვნის შესაბამისად მიწების დეგრადაციის პრობლემა უფრო გამწვავდა. ამასთან

დაკავშირებით 1992 წელს რიო-დე-ჟანეიროში გამართულ კონფერენციამ თხოვნით მიმართა გაეროს გენერალურ ასამბლეას, რათა მომზადებულიყო გაუდაბნობასთან ბრძოლის კონვენცია. 1994 წლის 17 ივნისს პარიზში მიღებულ იქნა აღნიშნული კონვენცია, რომელსაც ხელი მოაწერა 160-ზე მეტმა სახელმწიფომ.

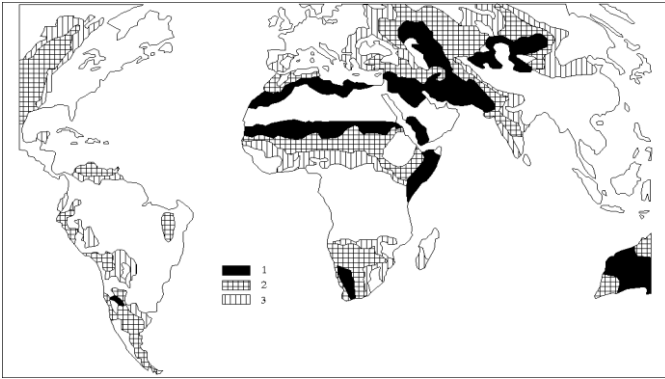
საქართველომ აღნიშნულ კონვენციას ხელი მოაწერა 1994 წელს, ხოლო რატიფიკაცია მოახდინა 1999 წლის 23 ივლისს, რითაც ვალდებულია აიღოს შეიმუშავოს გაუდაბნობასთან ბრძოლისა და გვაღვის შედეგების შემცირებისაკენ მიმართული სათანადო ღონისძიებები.

ნახ.12.3.1-ზე წარმოდგენილია გაეროს მიერ გავრცელებული გაუდაბნობის საშიშროების ქვეშ არსებული მსოფლიოს გვაღვიანი რაიონების რუკა. რუკაზე ნაჩვენებია საკუთრივ გვაღვიანი, ნახევრადგვაღვიანი და მშრალი რაიონები.

რუკიდან ჩანს, რომ გაუდაბნობის საშიშროება მოეწივს ხმელეთის ზედაპირის საკმაოდ მნიშვნელოვან ნაწილს.

სადღეისოდ პლანეტარული მასშტაბით გაუდაბნობას განიცდის სარწყავი მიწების 80%-ზე მეტი, ურწყავი მიწების 170 მილიონი ჰექტარი. გაუდაბნობა ყოველწლიურად ანადგურებს და გამოუსადეგარს ხდის 6 მილიონ ჰექტარ ფართობს. გაუდაბნობით აქტიურად ხელყოფილ მიწებზე მოსახლეობს მსოფლიოს 110 ქვეყნის 860 მილიონი კაცი, ანუ მთელი მსოფლიოს მოსახლეობის დაახლოებით 25 %.

წარმოდგენილი რუკიდან ჩანს აგრეთვე, რომ აზიაში გაუდაბნობის ყველაზე აქტიური კერები კონტინენტის ცენტრალურ ნაწილშია და უკავია ყაზახეთის, უზბეკეთის, ყირგიზეთის, თურქმენეთის და ტაჯიკეთის ტერიტორიები. ამ ქვეყნებისათვის დამახასიათებელია თბილი ჰავა და ატმოსფერული ნალექების მცირე რაოდენობა, რის გამოც ხშირია ხანგრძლივი გვაღვიანი პერიოდები. ასეთ გვაღვიან ეკოსისტემებს გააჩნია გაუდაბნობის მაღალი რისკი, რასაც უნალექობასთან ერთად ხელს უწყობს გაიშვიათებული მცენარეული საფარი, აგრეთვე ქვიშიანი და ღამლაშებუი ნიადაგები.



ნახ.12.3.1. მსოფლიოს გაუდაბნოების რაიონები:

1-საკუთრივ გვალვიანი; 2-ნახევრადგვალვიანი; 3-მშრალი

გაუდაბნოება დიდ ზარალს აყენებს ჩინეთს. ქვეყნის პირდაპირი ფინანსური დანაკარგები გაუდაბნოების გამო წელიწადში 2-3 მილიარდ დოლარს შეადგენს, ხოლო 170 მილიონზე მეტი ადამიანი რჩება ყოველგვარი საარსებო საშუალებების გარეშე. ქვეყნის ჩრდილოეთ ნაწილში ყოველწლიურად გაუდაბნოება ვრცელდება დაახლოებით 210 ათას ჰა ფართობზე. ამჟამად გაუდაბნოებულია 20 მილიონამდე ჰა ტერიტორია და ანალოგიური პროცესი ვითარდება კიდევ 14 მილნ ჰა ფართობზე.

ყველაზე გვალვიან კონტინენტად ავსტრალიაა მიჩნეული, რადგანაც იქ გვალვას და გაუდაბნოებას განიცდის კონტინენტის ტერიტორიის დაახლოებით ორი მესამედი. ცალკეულ რაიონებში ფინანსური დანაკარგები ყოველწლიურად შეადგენს 30-40%-ს. დიდი ზარალი აქვს მიყენებული კონტინენტისათვის დამახასიათებელ მდიდარ ბიომრავალფეროვნებას.

გაუდაბნოების მსოფლიო რუკაზე საქართველოს აღმოსავლეთი ნაწილი, და საერთოდ აღმოსავლეთ ამიერკავკასია მთლიანად, მესამე რაიონშია მოქცეული, რაც იმაზე მიუთითებს, რომ აქ გლობალური დათბობის პირობებში მოსალოდნელია გაუდაბნოების პროცესების გააქტიურება.

დიდი ქართველი მამულიშვილი, გამოჩენილი გეოგრაფი, ისტორიკოსი და მოგზაური ვახუშტი ბაგრატიონი XVIII საუკუნე-

ში წერდა, რომ ივრის ზეგანზე იცის “... ზაფხული ცხელი, ხაშ-
მიანი, გაუძლისი”. ხაშში ნიშნავს ადგილს ცუდი და მავნებელი
ჰაერით, არაჯანსაღი ჰაერით. ვახუშტის ასეთი დახასიათება მი-
უთითებს იმაზე, რომ ივრის ზეგანი და მისი მიმდებარე ტერი-
ტორიები გაუსაძლისი, გვაღვიანი ზაფხულით ხასიათდებოდა.

გვაღვის ჩამოყალიბებას ძირითადად სამი ფაქტორი განაპი-
რობებს – უნაღვექობა (ან მცირე ნაღვექები), მაღალი ტემპერა-
ტურული ფონი და ნიადაგში პროდუქტიული ტენის მარაგის დე-
ფიციტი. სამივე ფაქტორის ანალიზი გვიჩვენებს, რომ როგორც
ნაღვექების სიმცირის, ისე მაღალი ტემპერატურების და ნიადაგ-
ში ტენის დეფიციტის მხრივ სწორედ ივრის ზეგანი და ქვემო
ქართლი გამოირჩევა.

კავკასიის ლანდშაფტების ზონალურობის ცხრილიდან გამომ-
დინარე აღმოსავლეთ საქართველოს სტეპები და ნახევრადუდაბ-
ნოები (B ტიპის ლანდშაფტები) შეიძლება გარდაიქმნენ უდაბ-
ნოდ (Г ტიპის ლანდშაფტებად) იმ შემთხვევაში, თუ სიმშრალის
რადიაციული ინდექსის საშუალო მრავალწლიური მნიშვნელო-
ბა 3-ზე მეტი გახდება. აღმოსავლეთ საქართველოს სტეპებში და
ნახევრადუდაბნოებში სიმშრალის რადიაციული ინდექსი იც-
ვლება 1,2 დან 2,5 მდე ფარგლებში. ეს მნიშვნელობები კარგად
გამოხატავს ადგილობრივ ლანდშაფტურ პირობებს და შეესაბამ-
ება გეოგრაფიული ზონალურობის პერიოდულ კანონს (ცხრილი
12.3.2).

ცხრილში K – სიმშრალის რადიაციული ინდექსის საშუალო
მრავალწლიური მნიშვნელობაა, ხოლო σ -მისი საშუალო
კვადრატული გადახრა.

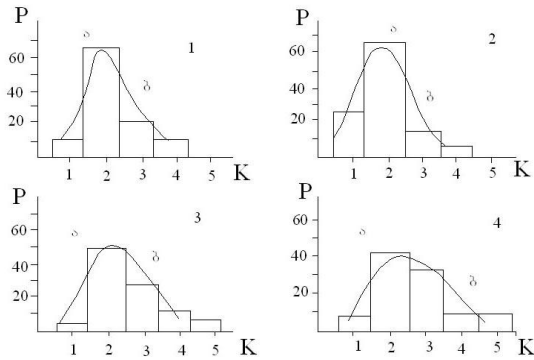
ნახ.12.3.2-ზე წარმოდგენილია სიმშრალის რადიაციული ინ-
დექსის განმეორადობის (აღბათობის) განაწილება, როგორც ემ-
პირიული მონაცემებით, ისე თეორიული-ნორმალური განაწილე-
ბის ფუნქციის მიხედვით საქართველოს განსხვავებულ პირობებ-
ში.

ნახ.12.3.2-დან ჩანს, რომ სიმშრალის რადიაციული ინდექსის
მნიშვნელობა არც თუ ისე იშვიათად აღემატება 3-ს. მაგალითად
ბოლნისში და თბილისში სიმშრალის რადიაციული ინდექსი
ზოგჯერ უდრის 4-ს, აღბათობაც შესაბამისად 11% და 7%-ს შე-

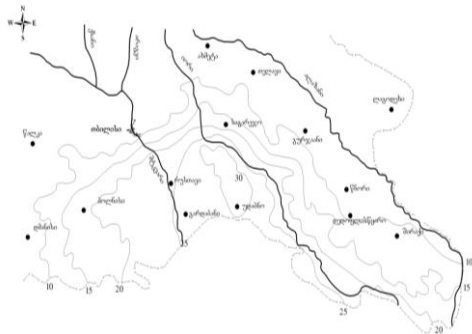
ადგენს, ხოლო გარდაბანში და უდაბნოში სიმშრალის რადიაცი-
ული ინდექსის მნიშვნელობა ზოგიერთ წლებში 5-საც აღწევს.
ცხრილი 12.3.2. სიმშრალის რადიაციული ინდექსის სტატისტიკური
მახასიათებლები (Э.Ш.Элизбарашвили, М.Э.Элизбарашвили, 2002)

დანდშაფტის ტიპი		K	σ
(სანებლიძე მ., უკლე- ბა დ., ჯაყელი ქ., 1970) თანახმად	გეოგრაფიული ზონალუ- რობის კანონის თანახმად (აგრიგორიევი, მ.ბუდიკო, 1956)		
გარდაბანი			
ნახევრადუდაბნო	ნახევრადუდაბნო	2,5	0,8
უდაბნო			
ნახევრადუდაბნო	ნახევრადუდაბნო	2,5	0,9
ბოლნისი			
ნახევრადუდაბნო	ნახევრადუდაბნო	2,3	0,8
თბილისი			
სუბტროპიკული ტყე და ბუჩქნარი	სუბტროპიკული ტყე, ბუჩ- ქნარი ან სტეპი	2,0	0,6
წნორი			
სუბტროპიკული ტყე და ბუჩქნარი	სუბტროპიკული ტყე, ბუჩ- ქნარი ან სტეპი	1,8	0,6
გორი			
სტეპი	სუბტროპიკული ტყე, ბუჩ- ქნარი ან სტეპი	1,8	0,4
დედოფლისწყარო			
სტეპი	სუბტროპიკული ტყე, ბუჩ- ქნარი ან სტეპი	1,8	0,6
შირაქი			
სუბტროპიკული ტყე	სუბტროპიკული ტყე, ბუჩ- ქნარი ან სტეპი	1,5	0,3
თელავი			
სუბტროპიკული ტყე	სუბტროპიკული ტყე, ბუჩ- ქნარი ან სტეპი	1,2	0,2

ნახ.12.3.3-ზე წარმოდგენილია აღმოსავლეთ საქართველოს
გაუდაბნოების ალბათობის რუკა. რუკის თანახმად გაუდაბნო-
ების ალბათობა აღმოსავლეთ საქართველოს არიდულ რაიონ-
ებში 30%-ს აღემატება, რაც საკმაოდ მაღალია.



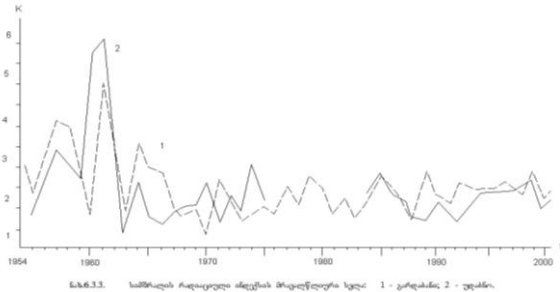
ნახ.12.3.2. სიმშრალის რადიაციული ინდექსის ალბათობის განაწილება ა – ემპირიული; ბ – თეორიული ნორმალური განაწილებით. 1 – ბოლნისი, 2 – თბილისი, 3 – გარდაბანი, 4 – უდაბნო.



ნახ. 12.3.3. აღმოსავლეთ საქართველოს გაუდაბნოების ალბათობა (%) (Ә.Ш.Әлишбарашвили, М.Ә.Әлишбарашвили, 2002)

აღსანიშნავია, რომ სიმშრალის რადიაციული ინდექსის მრავალწლიურ სვლაში უკანასკნელ ათწლეულებში მისი ამკარა შემცირების ტენდენცია აღინიშნება (ნახ. 12.3.4). რაც აიხსნება რადიაციული ბალანსის შემცირებით (თავართქილაძე კ., შენგელია ი., 1999) და ნალექების უმნიშვნელო ცვალებადობით. თუ არსებული ტენდენციები შენარჩუნებული იქნება უახლოეს ათწლეულებში, მაშინ მოსალოდნელია, რომ გაუდ-

აბნობების ალბათობა არ გაიზარდოს. ასეთ შემთხვევაში ამ ლანდშაფტების გაუდაბნობების კლიმატური ალბათობა მნიშვნელოვნად იქნება დამოკიდებული ანთროპოგენულ ფაქტორებზე.



ნახ. 12.34. სიმშრალის რადიაციული ინდექსის მრავალწლიური სვლა: 1-გარდაბანი, 2-უდაბნო (ელიზბარაშვილი ე.შ., ელიზბარაშვილი მ.ე., 2006)

12.4. აგეკასიონის მყინვარების კლიმატის დინამიკა

გლობალური დათბობა იწვევს დედამიწის მყინვარული საფარის, მათ შორის მთის მყინვარების, დნობას. კავკასიონი დიდი განფენილობის მსხვილი მთათა სისტემაა, რომლის მწვერვალებიც 5-6 კმ სიმაღლეს აღწევს. გამყინვარების ხარისხის და ხასიათის მიხედვით სისტემას 3 ნაწილად ყოფენ – დასავლეთ, ცენტრალურ და აღმოსავლეთ. აღპური ტიპის მსხვილი მყინვარების უმეტესობა ცენტრალურ ნაწილში აღინიშნება, სადაც გამყინვარების საერთო ფართობი 1037 კვ.კმ-ს აღემატება, ხოლო მთლიანობაში კავკასიონზე 2022 მყინვარი აღინიშნება დაახლოებით 1416 კვ.კმ საერთო ფართობით (ცხრილი 12.4.1).

ცხრილში 12.4.2 წარმოდგენილია დაწვრილებითი ინფორმაცია მყინვარების რაოდენობის და ფართობის შესახებ მდინარეების ბზიფის, კოდორის (დასავლეთ კავკასიონი, ენგურის, რიონის, (ცენტრალური კავკასიონი), ლიახვის, არაგვის და თერგის (აღმოსავლეთ კავკასიონი) ხეობებში.

ცხრილში 12.4.3 წარმოდგენილია ანომალურად თბილი და ანომალურად ცივი თვეების განმეორებები წლის ცივი

(ნოემბერი-მარტი), თბილი (აპრილი-ოქტომბერი), აბლაციის (ივნისი-სექტემბერი) პერიოდების და აგრეთვე მთლიანად წლის განმავლობაში XX საუკუნეში.

ცხრილი 12.4.1. მყინვარების რაოდენობა და ფართობი კავკასიონზე

ოლქი	რაოდენობა	ფართობი, კვ.კმ
დასავლეთ კავკასიონი	567	277,8
ცენტრალური კავკასიონი	1123	1037,2
აღმოსავლეთ კავკასიონი	332	100,8
კავკასიონი მთლიანად	2022	1415,8

ცხრილში 12.4.2 მყინვარების რაოდენობის და ფართობის განაწილება მდინარეთა ხეობების მიხედვით

მდინარის ხეობა	რაოდენობა	ფართობი, კვ.კმ
ბზიფი	12	7,22
კოდორი	180	63,49
ენგური	299	285,3
რიონი	112	75,1
ღიახვი	16	3,95
არაგვი	3	0,80
თერგი	8	58,5

ანომალურად თბილად მიჩნეული იყო თვეები, როდესაც ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურის დადებითი გადახრა ნორმიდან 65%-ს აღემატებოდა, ხოლო ანომალურად ცივად ითვლებოდა თვეები, როდესაც ტერიტორიის ანალოგიურ ფართობზე ტემპერატურის ანომალია უარყოფითი იყო.

ცხრილი 12.4.3-დან გამომდინარეობს, რომ გასული საუკუნის განმავლობაში მთლიანობაში დასავლეთ და ცენტრალურ კავკასიონზე ჭარბობდა თბილი თვეები, ხოლო აღმოსავლეთ კავკასიონზე-ცივი თვეები. თბილი თვეების განმეორადობა წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში აღემატება შესაბამის ალბათობას წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში დასავლეთ და ცენტრალურ კავკასიონზე 7%-ით, ხოლო აღმოსავლეთ კავკასიონზე 10%-ით.

ცხრილი 12.4.3. ანომალურად თბილი და ანომალურად ცივი თვეების განმეორადობები მყინვარებზე XX საუკუნის განმავლობაში(%)

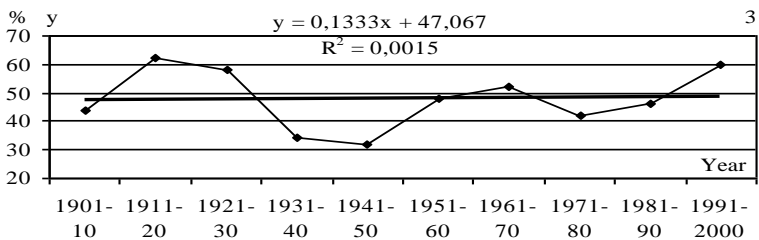
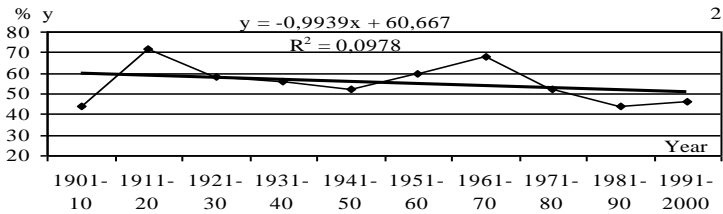
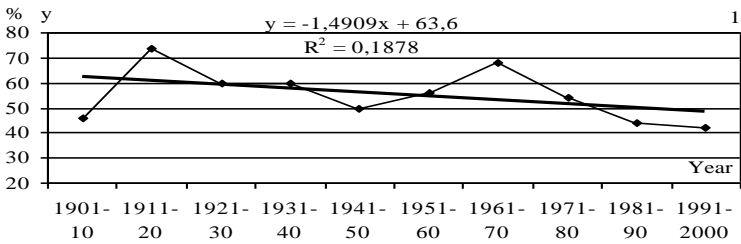
თვეები	წელიწადის პერიოდი			წელი
	ცივი	თბილი	აბლაციის	
დასავლეთ კავკასიონი				
თბილი	56	49	50	52
ცივი	44	51	50	48
ცენტრალური კავკასიონი				
თბილი	55	48	47	51
ცივი	45	52	53	49
აღმოსავლეთ კავკასიონი				
თბილი	48	38	38	42
ცივი	52	62	62	58

თბილი თვეების განმეორადობა დასავლეთიდან აღმოსავლეთის მიმართულებით კლებულობს. განმეორადობის განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი შემცირება აღინიშნება თბილი პერიოდის, აგრეთვე მყინვარების აბლაციის პერიოდის განმავლობაში, რაც შავი ზღვის გავლენის შესუსტებით აიხსნება.

თბილი თვეების განმეორადობის საუკუნოვანი სვლა დასავლეთ და ცენტრალურ კავკასიონზე უარყოფითი ტრენდით, ხოლო აღმოსავლეთ კავკასიონზე დადებითი ტრენდით ხასიათდება (ნახ. 12.4.1).

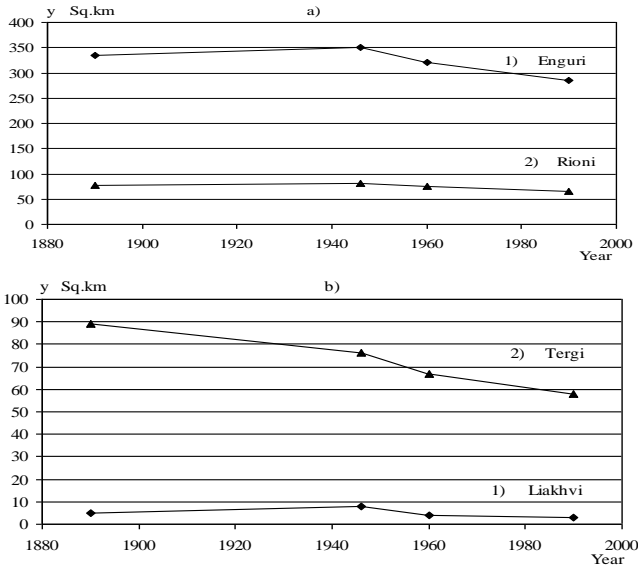
40-წლიანი პერიოდების შედარებითმა ანალიზმა (1921-1960წწ და 1961-2000წწ) აჩვენა, რომ თბილი თვეების განმეორადობამ მეორე პერიოდში პირველ პერიოდთან შედარებით დასავლეთ და ცენტრალურ კავკასიონზე შესაბამისად 6.6 და 7.2%-ით შემცირდა დარჩა რა 50%-ზე მეტი. აღმოსავლეთ კავკასიონის მყინვარებზე თბილი თვეების განმეორადობა 6%-ით გაიზარდა და 50%-ს გადააჭარბა. ამრიგად, გასული საუკუნის უკანასკნელ ათწლეულებში კავკასიონზე წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში გაბატონებული იყო საშუალო თვიური ტემპერატურების დადებითი გადახრები.

წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში თბილი თვეების უდიდესი განმეორადობა დასავლეთ და ცენტრალურ კავკასიონზე 1911-1920 და 1961-1970 წლებში, ხოლო აღმოსავლეთ კავკასიონზე 1911-1920 და 1991-2000 წლებში აღინიშნა. თბილი თვეების მინიმალური განმეორადობა შესაბამისად 1941-1950 და 1981-1990, და 1941-1950 და 1971-1980 წლებში აღინიშნა. სწორედ აღნიშნული წლები იყო ყველაზე ხელსაყრელი თოვლდაგროვებისთვის, რადგანაც თბილი თვეების განმეორადობის შემცირებასთან დაკავშირებით ცივი თვეების განმეორადობამ მაქსიმუმს მიაღწია. ანალოგიური წლები ხელსაყრელი იყო ალპების მყინვარებისთვის.



ნახ. 12.4.1. თბილი თვეების განმეორადობის საუკუნოვანი სვლა წლის ცივ პერიოდში მყინვარებზე, წრფივი ტრენდი და რეგრესიის განტოლება: 1- დასავლეთ კავკასიონი; 2- ცენტრალური კავკასიონი; 3- აღმოსავლეთ კავკასიონი

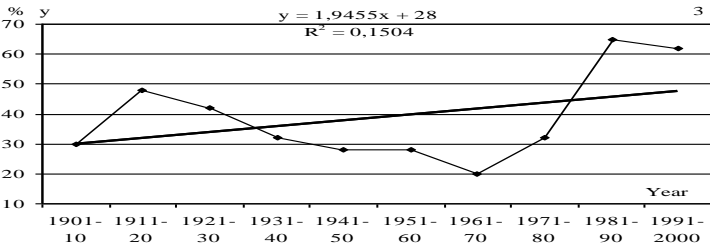
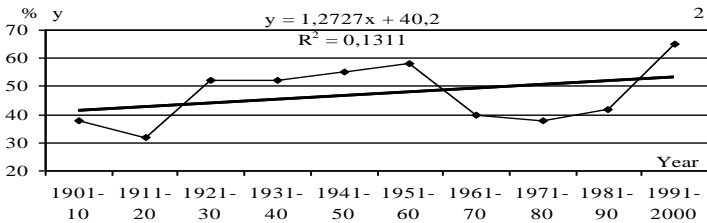
ნახ. 12.4.1-დან გამომდინარეობს აგრეთვე, რომ წლის ცივი პერიოდში თბილი თვეების განმეორადობა გასული საუკუნის დასაწყისში უფრო მეტი იყო ვიდრე შუა წლებში. საშუალო თვიური ტემპერატურების დადებითი ანომალიების მინიმუმი შეესაბამება 1940-1950 წლებს, რის შემდეგაც კვლავ იზრდება თბილი თვეების განმეორადობა. ეს ცვლილებები კარგად ხსნის XX საუკუნის განმავლობაში კავკასიონის გამყინვარების დინამიკას (ნახ.12.4.2).



ნახ.12.4.2. კავკასიონის გამყინვარების დინამიკა: ა) ცენტრალური კავკასიონი: 1)-ენგურის ხეობა, 2)-რიონის ხეობა; ბ) აღმოსავლეთ კავკასიონი: 1)-ლიახვის ხეობა, 2)-თერგის ხეობა (Элизбарашвили Э.Ш., Месхия Р.Ш., Элизбарашвили М.Э., Мегрелидзе Л.С., 2009)

ნახ.12.4.2-დან გამომდინარეობს, რომ სწორედ 40-იან წლებში, როდესაც მნიშვნელოვნად შემცირდა თბილი თვეების განმეორადობა წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში, გამყინვარების ფართობები ხეობებში რამდენადმე გაიზარდა. გამონაკლისი თერგის ხეობაა, სადაც მყინვარების შესამჩნევი მატება არ შეინიშნება.

მყინვარების ინტენსიური დნობა 60-იანი წლების შემდეგ იწყება, 1960-1990 წლებში მყინვარების ფართობი შემცირდა ენგურის ხეობაში 11 კვ.კმ-ით(დაახლოებით 20%), ლიახვის ხეობაში 0.8 კვ.კმ-ით(20%-ზე მეტი), თერგის ხეობაში 9 კვ.კმ-ით(15%). სწორედ ენგურის და თერგის ხეობებშია განლაგებული კავკასიონის ზოგიერთი მაღალი მყინვარი – შხარა(5203მ) და ყაზბეგი(5047მ). ამ პერიოდის განმავლობაში საერთოდ გაქრა რიგი მყინვარები, მაგალითად თვიბერი. მისი ფართობი 1890 წელს 43 კვ.კმ იყო, 1960 წელს მხოლოდ 3 კვ.კმ-ით შემცირდა, ხოლო 1987 წელს დაიშალა წვრილ-წვრილ მყინვარებად. მყინვარების ასეთი უკან დახევა განპირობებული იყო გლობალური ტემპერატურის ინტენსიური ზრდით და შესაბამისად – კავკასიონზე წლის ცივი პერიოდის და აბლაციის პერიოდში განმავლობაში თბილი თვეების განმეორადობის ზრდით (ნახ. 12.4.3).



ნახ.12.4.3. თბილი თვეების განმეორადობის საუკუნოვანი სვლა აბლაციის პერიოდში. წრფივი ტრენდი და რეგრესიის განტოლება: 1- დასავლეთ კავკასიონი; 2- ცენტრალური კავკასიონი; 3- აღმოსავლეთ კავკასიონი

როგორც ვხედავთ, თბილი თვეების განმეორადობის საუკუნოვან სვლას აბლაციის პერიოდში დადებითი ტრენდი გააჩნ-

ნია. თბილი თვეების ზრდის დეკადური სინქარე შეადგენს დასავლეთ კავკასიონზე 1%-ს, ცენტრალური კავკასიონზე 1.3%-ს, ხოლო აღმოსავლეთ კავკასიონზე 2%-ს, შესაბამისად ასეთივე სინქარით იკლებდა ცივი თვეების განმეორადობა.

აბლაციის პერიოდში თბილი თვეების განმეორადობის სვლის საერთო კანონზომიერება კავკასიონის ყველა მყინვარისათვის არის მისი გაზრდა უკანასკნელი 40 წლის მანძილზე (1961-2000წწ) წინა პერიოდთან შედარებით (1921-1960წწ) დასავლეთ კავკასიონზე 9%, ცენტრალური კავკასიონზე 6%, ხოლო აღმოსავლეთ კავკასიონზე 20%-ით. ამრიგად, კავკასიონის მყინვარების კლიმატის თანამედროვე ცვლილების ძირითადი თავისებურება არის საშუალო თვიური ტემპერატურების დადებითი ანომალიების გაზრდა, განსაკუთრებით აბლაციის პერიოდის განმავლობაში. ყინვარების დნობისათვის ყველაზე ხელსაყრელი იყო 1980-2000 წლები, როდესაც თბილი თვეების განმეორადობამ აბლაციის პერიოდში 60%-ს გადააჭარბა.

პირითადი ლიტერატურა

1. ბლანუცა ს., ელიზბარაშვილი ე., ქარცივაძე ნ. კურორტი ურეკი. თბ.,1982.
2. ელიზბარაშვილი ე. საქართველოს კლიმატური რესურსები. თბ., 2007.
3. ელიზბარაშვილი ე., ელიზბარაშვილი მ. მზის ენერჯის ტრანსფორმაცია ბუნებრივი ლანდშაფტების სხვადასხვა მდგომარეობებში. თელავის სახელმწიფო უნივერსიტეტის სამეცნიერო შრომების კრებული. № 1, 2010, გვ. 93-103.
4. ელიზბარაშვილი ე., ელიზბარაშვილი შ. ატმოსფერული ნალექების ველების აღწერა არაწრფივი რეგრესიული მოდელების გამოყენებით. საქ.მეცნ.აკად. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტ.102, 2001.
5. ელიზბარაშვილი ე., სულხანიშვილი ნ. საქართველოს ნიადაგების კლიმატური დარაიონება. საქ.მეცნ.აკად. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები,ტ.105, 2002.
6. ელიზბარაშვილი ე., ტატიშვილი მ., ელიზბარაშვილი მ., მესხია რ., ელიზბარაშვილი შ. საქართველოს კლიმატის ცვლილება გლობალური დათბობის პირობებში. თბილისი, 2013.
7. ელიზბარაშვილი ე., ხელაძე თ., ჭავჭავანიძე ზ., სულხანიშვილი ნ. ნიადაგ-ატმოსფეროს სისტემის სითბური რეჟიმის საკითხისათვის. საქ.მეცნ.აკად. მოამბე, ტ.145, №1,1992.
8. ელიზბარაშვილი ე., ჭავჭავანიძე ზ. გვალვები, უნალექო და ნალექიანი პერიოდები საქართველოში. თბ., 1992.
9. ელიზბარაშვილი ე., ჭავჭავანიძე ზ. სულხანიშვილი ნ. საქართველოს ნიადაგებში ტენის მარაგის დინამიკის საკითხისათვის. საქ.მეცნ.აკად. მოამბე, ტ.145, №1,1992.
10. ელიზბარაშვილი ე., ჭინჭარაშვილი ი. ქალაქ თელავის მიკროკლიმატური თავისებურებანი. საქ.მეცნ.აკად. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტ.102, 2001.
11. ელიზბარაშვილი მ. საქართველოს ტერიტორიის ტემპერატურის ველი, თბილისი, 1999.
12. ელიზბარაშვილი შ. ატმოსფერული ნალექების მოდელირება და გეოინფორმაციული კარტოგრაფირება მთიან პირობებში. 2009.
13. თავართქილაძე კ., ელიზბარაშვილი ე., მუმლაძე დ., ვაჩნაძე ჯ. საქართველოს მიწისპირა ტემპერატურული ველის ცვლილების ემპირიული მოდელი. თბ.,1999.
14. თავართქილაძე კ., შენგელია ი. რადიაციული რეჟიმის ცვალებადობა. თბ., 1999.

15. თბილისის კლიმატის მრავალწლიური ცვლილება და ციკლური რყევადობა.(ნ.ბეგალიშვილის და ე.ელიზბარაშვილის რედაქციით). საქ.მეცნ.აკად. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტ.103, 2001.
16. კორძახია მ. საქართველოს ჰავა. თბ., 1961.
17. მელაძე გ., მელაძე მ. საქართველოს აღმოსავლეთ რეგიონების აგროკლიმატური რესურსები. თბ., 2010, გვ. 293.
18. მელაძე გ., მელაძე მ. საქართველოს დასავლეთ რეგიონების აგროკლიმატური რესურსები. თბ., 2012, გვ. 435.
19. მუმლაძე დ. საქართველოს კლიმატის თანამედროვე ცვლილება. თბ.,1991.
20. სამუკაშვილი რ. კავკასიის ტერიტორიის რადიაციული რეჟიმი. თბილისი, 2015, 338 გვ.
21. სამუკაშვილი რ. ენგურისა და გალის წყალსაცავების გავლენა გარემოს კლიმატურ მახასიათებლებზე. თბილისი, 2016, 233 გვ.
22. საქართველოს კურორტები და საკურორტო რესურსები. ატლასი, მოსკოვი, 1989.
23. საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასი. თბილისი, 2011.
24. საქართველოს ქარის ენერგეტიკული ატლასი, თბილისი, 2004.
25. საქართველოს ჰავა. ტომი. 1, აჭარა. (ე.ელიზბარაშვილის, რ.სამუკაშვილის და ჯ.ვანნაძის რედაქციით). ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტ.110, 2003.
26. საქართველოს ჰავა. ტომი. 2, აფხაზეთი. (ე.ელიზბარაშვილის, რ.სამუკაშვილის და ჯ.ვანნაძის რედაქციით). ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტ. 2006.
27. საქართველოს ჰავა. ტომი. 3, სამეგრელო-ზემო სვანეთი. (ე.ელიზბარაშვილის, რ.სამუკაშვილის, ჯ.ვანნაძის რედაქციით). ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტ. 2010.
28. საქართველოს ჰავა. ტომი. 4, გურია. (ე.ელიზბარაშვილის, რ.სამუკაშვილის, ჯ.ვანნაძის რედაქციით). ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტ.118, 2011.
29. საქართველოს ჰავა. ტომი. 5, შიდა ქართლი (ე.ელიზბარაშვილის, რ.სამუკაშვილის, ჯ.ვანნაძის და გ.მელაძის რედაქციით). ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტ.122, 2016.
30. ქაღდანო ლ., საღუქვაძე მ. თოვლის ზვავები საქართველოში.თბილისი, 2015.
31. ხანთაძე ა., გზირიშვილი თ., ლაზრივეი გ. კლიმატის გლობალური დათბობის არაწრფივი თეორიის შესახებ. კლიმატის კვლევის ეროვნული ცენტრის საინფორმაციო ბიულეტენი, №6,1997.

32. ხვედელიძე ზ., ელიზბარაშვილი ე. რელიეფის გავლენა ატმოსფერულ პროცესებზე. თბ., 1982.
33. შავლიაშვილი ლ., კორძასია გ., ელიზბარაშვილი ე., კუჭავა გ., ტულუში ნ. კლიმატის თანამედროვე ცვლილებების ფონზე ალაზნის ველის დამლაშებული ნიადაგების დეგრადაცია. თბილისი, 2014.
34. ჭინჭარაშვილი ი. კახეთის რეგიონის კლიმატური რესურსები. თბილისი, 2009.
35. ჯავახიშვილი შ. საქართველოს სსრ კლიმატოგრაფია. თბ., 1977.
36. ჯავახიშვილი შ. ატმოსფერული ნალექები საქართველოს ტერიტორიაზე. თბ., 1981.
37. Адаменко В.Н. Мелиоративная микроклиматология. Л., 1979.
38. Адаменко В.Н. Климат и озера. Л., 1985.
39. Алибегова Ж.Д., Элизбарашвили Э.Ш. Статистическая структура атмосферных осадков в горных районах. Л., 1980.
40. Алибегова Ж.Д., Элизбарашвили Э.Ш. О статистической структуре поля облачности над Закавказьем. Метеорология и гидрология, №4, 1977.
41. Алибегова Ж.Д., Элизбарашвили Э.Ш. Статистическая структура приземного ветра в Закавказье. Тр.ГГО, вып.396, 1977.
42. Арвеладзе Г.А. Математическое моделирование агрометеорологических процессов формирования урожая многолетних культур и оптимизация технологии их возделывания. Тб., 2006.
43. Асатиани Х.М., Элизбарашвили Э.Ш. Высотно-временное распределение атмосферных осадков в ущельях рек Грузии. Тр. ТГУ, т.175, 1977.
44. Бартишвили И.Т., Надобаидзе Г.А., Бегалишвили Н.А., Гудушаури Ш.Л. К физическим основам метода ЗакНИГМИ борьбы с градом. Труды ЗакНИГМИ, вып.67(73), 1978, с.73-82.
45. Бегалишвили Н.А., Тавартиладзе К.А., Вачнадзе Д.А. Вековое изменение влагосодержания атмосферы и его влияние на влагооборот. Тб., 2007.
46. Беручашвили Н.Л. Ландшафтная карта Кавказа. Тб. 1980.
47. Беручашвили Н.Л. Кавказ-ландшафты, модели, эксперименты. Тб 1995, 314с
48. Воронов Г.С. Некоторые данные исследования града в Алазанской долине. Труды ЦАО, вып.65, 1965, с.37-45.
49. Гвасалия Н.В. Тепловой баланс Грузии. Тб., 1986.
50. Гвасалия Н.В. Об особенностях радиационного режима курортов Грузии. Тр.ГГО, вып. 233, 1968.
51. Гигинейшвили В.М. Градобития в Восточной Грузии. Л., 1960.
52. Гогишвили К.С. Исследование циркуляционных факторов генезиса климата Грузии. Тб., 1974.
53. Григолия А.А., Джанашия Б.П. Эффективная и радиационно- эффективная температура в Сухуми. Сб.Тр.Абх.Филиала НИИКиФ, т.6, 1967.
54. Григорьев А.А., Будыко М.И. О периодическом законе географической зональности. Докл. АН СССР, Т.110, №1, 1956.
55. Григорьев А.А., Будыко М.И. О сезонных изменениях климатических факторов географической зональности. Докл., АН СССР, т.143, №2, 1962

56. Гуния С.У. Грозовые процессы в условиях Закавказья. Л, Гидрометеиздат, 1960, 155с.
57. Занина А.А. Климат СССР. Вып.2, Кавказ. Л., 1961.
58. Кавкасидзе Р.П., Гонгладзе Н.Ш. Микроклиматическая характеристика пляжа курорта Гагра. Сб.Тр. НИИКиФ, т.26, 1963.
59. Кварацхелия И.Ф. Аэрологические исследования в Закавказье. Л., 1971.
60. Климат и климатические ресурсы Грузии. Тр. ЗаКНИГМИ, вып. 44 (50), Л., 1971.
61. Климат Тбилиси (под ред. Г.Г.Сванидзе, Л.К.Папинашвили). Л., 1992.
62. Кобышева Н.В. Косвенные расчеты климатических характеристик. Ленинград, Гидрометеиздат, 1971, 190 с.
63. Кобышева Н.В., Ильина О.Б. Методы оценки и районирования климатических ресурсов Ленинградской области. Метеорология и гидрология, №9, 2001, с. 17-24.
64. Корошинадзе Л.Ф., Элизбарашвили Э.Ш. О статистической структуре поля температуры. Сообщения АН ГССР, т.84, №3, 1976.
65. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах СССР. Л., 1982.
66. Меладзе Г.Г. Экологические факторы и производство сельскохозяйственных культур. Л., 1991.
67. Метревели Г.С., Метревели М.Г. Фоновые факторы глобального потепления климата в прибрежной зоне Чёрного моря. Водные ресурсы, т.28, №5, 2001, с.45-50.
68. Мильков Ф.Н. Географические поясы и периодическая система географических зон. Землеведение, т. 8(48), 1969.
69. Напетваридзе Е.А. Циркуляционные процессы над территорией Грузии как фактор климата. Тр.ИГ им.Вахушти, 1949.
70. Опасные гидрометеорологические явления на Кавказе. Ленинград, Гидрометеиздат, 1983.
71. Папинашвили К.И. Атмосферные процессы в Закавказье и их связь с макроциркуляционными процессами над Евразией. Л., 1963.
72. Сапицкий К.А., Элизбарашвили Э.Ш. О выравнивании числа дней с осадками 20мм по Пуассону для некоторых пунктов Грузии. Сообщения АН ГССР, т.68, №2, 1972.
73. Сапицкий К.А., Элизбарашвили Э.Ш. Применение закона распределения Пуассона к числу дней с осадками 30мм в Тбилиси. Тр. ТГУ, т. А 6-7(149-150), 1973.
74. Сапицкий К.А., Элизбарашвили Э.Ш. Результаты применения различных функций распределения случайных величин к годовым количествам осадков в Тбилиси. Тр. ТГУ, т. А 8(158), 1975.
75. Сафаров С.Г. Современная тенденция изменения температуры воздуха и атмосферных осадков в Азербайджане. Баку, 2000.
76. Сванидзе Г.Г., Гагуа В.П., Сухишвили Э.В. Возобновляемые энергоресурсы Грузии. Л., 1987.
77. Сулаквелидзе Г.К. Ливневые осадки и град. Ленинград, Гидрометеиздат, 1967, 412 с.
78. Сулаквелидзе Я.Г. Ливневые осадки в горных странах на примере Закавказья. Тб., ТГУ, 1988.

79. Сухишвили Э.В. Климатическое обоснование природно-курортных ресурсов Черноморского побережья Грузии. Тр. ЗакНИГМИ, вып. 54(10), Л., 1977.
80. Сухишвили Э.В., Элизбарашвили Э.Ш., Алборова Б.Г., Гонгладзе Н.Ш. Характеристика климата в погодах и закономерности формирования двумерных комплексов основных метеорологических элементов на территории Грузии. В кн. Комплексные биоклиматические исследования. М, 1988.
81. Турманидзе Т.И. Климат и урожай винограда. Л., 1981.
82. Ушверидзе Г.А. Методические рекомендации по климатотерапии. Тб., 1977.
83. Хеладзе Т.В., Лорткипанидзе Г.П., Элизбарашвили М. Э. Математическое моделирование приземного поля температуры для территории Грузии. Сообщения АН ГССР, т.138, №3, 1990.
84. Хеладзе Т.В., Хецуриани Т.Г., Элизбарашвили Э.Ш. О некоторых особенностях воздушных течений в приземном слое атмосферы. Сообщения АН ГССР, т.139, №2, 1990.
85. Хорава С., Кикава А. Современные геоэкологические проблемы Аджарского Приморья. Батуми, 2012, с.122.
86. Цуцкиридзе Я.А. Радиационный и термический режимы территории Грузии. Тр. ЗакНИГМИ, вып. 23(29), Л., 1967.
87. Швер Ц.А. Атмосферные осадки на территории СССР. Л., Гидрометеоздат, 1976.
88. Элизбарашвили М. Э. К пространственному обобщению преобладающего направления приземного ветра. Тр. Греко-Груз. Университета им. Аристотеля, т.3, 1995.
89. Элизбарашвили М.Э. Климатические условия формирования природных ландшафтов Кавказа. Известия РАН, № 5, 2003.
90. Элизбарашвили М. Э. Климатический режим высокогорных субнивальных и гляциально-нивальных ландшафтов Грузии. Известия РАН., серия географ., №3, 2004.
91. Элизбарашвили Ш. Э. Геоинформационное картографирование и моделирование атмосферных осадков в условиях горного рельефа. Кавказский географический журнал, №5, 2005.
92. Элизбарашвили Ш. Э. Геоинформационное картографирование годовых сумм осадков в горных районах Грузии. Метеорология и гидрология, №2, 2006.
93. Элизбарашвили Э.Ш. Вертикальная зональность климатов Закавказья. Известия АН СССР., серия географ., №4, 1978.
94. Элизбарашвили Э.Ш. О влиянии массивности Большого Кавказа на поле температуры. Сообщения АН ГССР, т.135, №2, 1989.
95. Элизбарашвили Э.Ш. Влияние горного рельефа на распределение тепла и увлажнения. Известия АН СССР., серия географ., №2, 1984.
96. Элизбарашвили Э.Ш. Расчет максимального суточного количества осадков различной обеспеченности на территории Грузии. Тр. мол. научн. сотр. ТГУ, т. 2, 1974.
97. Элизбарашвили Э.Ш., Варазанашвили О.Ш., Элизбарашвили М.Э., Церетели Н.С. Заморозки безморозного периода на территории Грузии. Метеорология и гидрология, №6, 2011, с.65-69.

98. Элизбарашвили Э.Ш., Варазанашвили О.Ш., Церетели Н.С., Элизбарашвили М.Э. Ураганные ветры на территории Грузии. Метеорология и гидрология, №3, 2013, с.43-46.
99. Элизбарашвили Э.Ш., Варазанашвили О.Ш., Церетели Н.С., Элизбарашвили М.Э., Элизбарашвили Ш.Э.. Опасные туманы на территории Грузии. Метеорология и гидрология, №2, 2012, с. 52-59.
100. Элизбарашвили Э.Ш., Варазанашвили О.Ш., Церетели Н.С., Элизбарашвили Э.Ш., Каишаури М.Н. Обледенение проводов в горных районах Грузии. Метеорология и гидрология, №8,2012. с.89-92.
101. Элизбарашвили Э.Ш., Гонгладзе Н.Ш. Климатография курортов Грузии.Тб., 1980.
102. Элизбарашвили Э.Ш., Гонгладзе Н.Ш., Власова С.Р., Алборова Б.Г.,Попов А.А. О грозовой деятельности в Восточной Грузии. . Известия АН СССР.,серия географ.,№1, 1983.
103. Элизбарашвили Э.Ш., Зубиташвили Т.К. Туманы в Восточной Грузии.- Известия РАН, серия географическая, №5, 2007, с.112-115.
104. Элизбарашвили Э.Ш., Кереселидзе Д.Н. Метеогический режим водохранилищ Грузии. Кавказский географический журнал, №11,2010, с. 32-38.
105. Элизбарашвили Э.Ш., Кереселидзе Д.Н., Элизбарашвили Ш.Э. К осреднению полей атмосферных осадков в горных условиях. .- Метеорология и гидрология, 2006, №8, с.54-58.
106. Элизбарашвили Э.Ш., Месхия Р.Ш., Элизбарашвили М.Э. Изменения климата западного Закавказья.- Известия РАН, сер. географическая, 2005, № 4, с.35-38.
107. Элизбарашвили Э.Ш., Месхия Р.Ш., Элизбарашвили М.Э., и др. Повторяемость и динамика засух в Восточной Грузии в XX столетии.- Метеорология и гидрология, 2009, №6, с.98-104,а.
108. Элизбарашвили Э.Ш., Месхия Р.Ш., Элизбарашвили М.Э., Мегрелидзе Л.С. Динамика климата ледников Большого Кавказа за XX столетие.- Метеорология и гидрология, 2009, №12, с.90-95, б.
109. Элизбарашвили Э.Ш., Попов А.А. Облачность над Закавказьем. Известия АН СССР.,серия географ.,№2, 1981.
110. Элизбарашвили Э.Ш., Татишвили М.Р., Элизбарашвили М.Э., Элизбарашвили Ш.Э., Месхия Р.Ш. Тенденции изменения температуры воздуха в Грузии в условиях глобального потепления.-Метеорология и гидрология, 2013, №4, с.29-36.
111. Элизбарашвили Э.Ш., Хеладзе Т.В. О влиянии Ингурского водохранилища на местный климат. Сообщения АН ГССР, т.136, №2, 1989.
112. Элизбарашвили Э.Ш., Хеладзе Т.В. О статистической модели климата горной страны. Метеорология и гидрология, №3, 1989.
113. Элизбарашвили Э.Ш., Хеладзе Т.В. Орографические факторы климатообразования на южном склоне Большого Кавказа. Известия АН СССР.,серия географ.,№1, 1988.
114. Элизбарашвили Э.Ш., Хеладзе Т.В., Гецадзе З.Д. Моделирование климата горной страны. Известия АН СССР.,серия географ.,№5, 1988.
115. Элизбарашвили Э.Ш., Элизбарашвили М. Э. К оценке вероятности опустынивания степных и полупустынных ландшафтов на основе концепции

- периодического закона географической зональности. Метеорология и гидрология, №11, 2002.
116. Элизбарашвили Э.Ш., Элизбарашвили М. Э. О нестационарной статистической модели климатического поля температуры горной страны. Метеорология и гидрология, №11, 2004.
 117. Элизбарашвили Э.Ш., Элизбарашвили М.Э., Реакция различных типов ландшафтов Закавказья на глобальное потепление. Известия РАН, с.Географическая, №5, 2002, с. 52-56.
 118. Элизбарашвили Э.Ш., Элизбарашвили М.Э. О возможной трансформации природных ландшафтов Кавказа в связи с глобальным потеплением. Метеорология и гидрология, №10, 2005, с.53-57.
 119. Элизбарашвили Э.Ш., Элизбарашвили М.Э. Основные проблемы климатологии ландшафтов. Зеон. Тбилиси, 2006, 118 с.
 120. Элизбарашвили Э.Ш., Элизбарашвили М.Э. Стихийные метеорологические явления на территории Грузии. Зеон. Тбилиси, 2012, 104 с.
 121. Элизбарашвили Э.Ш., Элизбарашвили М.Э., Куталадзе Н.Б., Кеггенхофф И., Киквадзе Б. М., Гогия Н. М. География и динамика некоторых температурных индексов для оценки изменения климата Грузии.- Метеорология и гидрология, 2015, №1, с.58-67.
 122. Climate Change 1995. IPCC. Cambridge, UK, 1996 p.570
 123. Climate Change: 2001, Cambridge, UK, 2001, P.475.
 124. Elizbarashvili M. Response of the Temperature Field in Georgia to the Current Global Warming.// Bulletin of the Georgian Academy of Sciences, 159, №2, 1999. p254-256.
 125. Elizbarashvili E., Aladashvili T. Solar Activity and Climate Centennial Fluctuations in Tbilisi. Bulletin of the Georgian Academy of Sciences. 155 № 3, 1997, p. 369 - 371
 126. Elizbarashvili E.Sh., Amiranashvili A. G., Varazanashvili O.Sh., Tsereteli N. S., Elizbarashvili M. E., Elizbarashvili S. E, Pipia M.G. Hailstorms in the Territory of Georgia. European Geographical Studies, Vol.(2), № 2, 2014, p. 55-69.
 127. Elizbarashvili E.Sh., Chavchanidze Z. B., Elizbarashvili M.E., Maglakelidze R. V., Sulkhaniashvili N.G., Elizbarashvili Sh.E.. Soil-climatic zoning of Georgia. Eurasian Soil Science , 2006, Volume 39, Issue 10, pp 1062-1065
 128. Elizbarashvili E., Elizbarashvili M., Chelidze N.Z., Kamadadze C.J. The Climate of Soils in Adjara. European Geographical Studies. Vol.(7), Is. 3, 2015, p. 114-127.
 129. Elizbarashvili E., Elizbarashvili M., Khutsishvili E., Kamadadze C., Chelidze N. The Potential of Georgia's Climatic Resources. European Geographical Studies, Vol.(5), Is. 1, 2015, p. 4-10.
 130. Elizbarashvili E., Elizbarashvili M., Tatishvili M., Meskhia R., Shavliasvili L.. Climate change tendencies under global warming conditions in Georgia.- 12-th International multidisciplinary scientific geoconference. SGEM 2012. Albena, Bulgaria, vol.4. 2012., p. 293-298
 131. Elizbarashvili E.Sh., Elizbarashvili M.E., Maglakelidze R.V., Sulkhaniashvili N. G., Elizbarashvili Sh. E.. Specific features of soil temperature regimes in Georgia. Eurasian Soil Science , 2007, Volume 40, Issue 17, pp 761-765
 132. Elizbarashvili E. Sh., Urushadze T. F., Elizbarashvili M. E., Elizbarashvili Sh. E., Schaefer M. C . Temperature regime of some soil types in Georgia. Eurasian Soil Science, 2010, Volume 43, Issue 4, pp 461-470.

133. Elizbarashvili E.SH., Khorava S.G., Chichileishvili Kh.K. The Peculiarities of Climate Changes in a Coastal Zone of the Black Sea in Adjara.- European Geographical Studies. Vol.(6), Is. 2, 2015, p. 75-82
134. Elizbarashvili E.Sh., Kotaladze N.B., Keggenhoff I., Elizbarashvili M.E., Kikvadze B. M., Gogia N. M. Climate Indices for the Moistening Regimen in the Territory of Georgia amidst Global Warming.- European Researcher, Vol.(66), № 1-1, 2014, p.102-107.
135. Elizbarashvili M. Response of the Temperature Field in Georgia to the Current Global Warming.- Bull. Georgian Acad. Sciences, 1999, v.59, №2, p. 254-256.
136. Varazanashvili O, Tsereteli N, Amiranashvili A, Tsereteli E, Elizbarashvili E, Dolidze J, Qaldani L, Saluqvadze M, Adamia S, Arevadze N, Gventcadze A. Vulnerability, hazards and multiple risk assessment for Georgia. **Natural Hazards Journal of the International Society for the Prevention and Mitigation of Natural Hazards**. vol.64. 2012, 2021-2056.
137. <http://etccdi.pacificclimate.org/indices.shtml>.
138. Peterson, T.C.Climate Change Indices. *WMO Bulletin*, 2005, **54 (2)**, 83-86.

სარჩევი

წინასიტყვაობა.....	88
3	
საქართველოს კლიმატოლოგიური გამოკვლევების განვითარების მოკლე ისტორია.....	5
თავი 1. ჰავის წარმომქმნელი ძირითადი ფაქტორები	18
1.1. საქართველოს ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები	18
1.2. ჰავის რადიაციული ფაქტორები.....	23
1.3. ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესები.....	30
1.4. შავი ზღვა.....	36
თავი 2. მიწისპირა ქარის რეჟიმი.....	41
2.1. ქარის გაბატონებული მიმართულება.....	41
2.2. დამახასიათებელი ადგილობრივი ქარები.....	45
2.3. ქარის სიჩქარეები.....	52
2.4. ქარის სიჩქარის დღეღამური სვლა.....	57
თავი 3. ჰაერის ტემპერატურა.....	60
3.1. რელიეფის გავლენა ტემპერატურის ველის ჩამო- ყალიბებაზე.....	60
3.2. საშუალო წლიური და თვიური ტემპერატურები..	68
3.3. ექსტრემალური ტემპერატურები.....	74
3.4. ცივი, ყინვიანი და ცხელი დღეები.....	76
3.5. ტროპიკული ღამეები.....	82
3.6. აქტიურ ტემპერატურათა ჯამები.....	86
თავი 4. ჰაერის ტენიანობის რეჟიმი.....	89
4.1. ჰაერის სინოტივე.....	89
4.2. ღრუბლიანობა.....	98
4.3. ნალექთა მორფოლოგიური და გენეტიკური ტი- პები.....	103
4.4. რელიეფის გავლენა ნალექებზე.....	106
4.5. ნალექების განაწილება საქართველოს მდინარე- თა აუზებში.....	111
4.6. ნალექთა ჯამების ტერიტორიული განაწილება და რეჟიმი.....	116
4.7. ნალექების ხანგრძლივობა და ინტენსივობა, დღეღამური მაქსიმუმი.....	129
4.8. ნალექიან დღეთა რიცხვი.....	135
4.9. ნალექიანი და უნალექო პერიოდები.....	138
4.10. თოვლის საფარი.....	144

თაზი 5. კომპლექსური კლიმატური მახასიათებლები	148
5.1. ორგანოზომილებიანი კლიმატური კომპლექსები.....	148
5.2. ეფექტური ტემპერატურები.....	152
5.3. ჰაერის სითბოშემცველობა.....	156
5.4. ჰაერის “სიმკაცრე” და დაყვანილი ტემპერატურა.....	159
5.5. ამინდის კლასები.....	161
თაზი 6. ნიადაგების კლიმატი	166
6.1. სითბოცვლა სისტემა ნიადაგ-ატმოსფეროში.....	166
6.2. ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის დამოკიდებულება ადგილის სიმაღლეზე და მორფოგრაფიულ ფაქტორებ.....	171
6.3. სხვადასხვა ტიპის ნიადაგების ზედაპირის ტემპერატურული რაჟიმი.....	176
6.4. სითბოს გავრცელება ნიადაგში.....	178
6.5. ნიადაგების დატენიანების რეჟიმი.....	185
6.6. ნიადაგების კლიმატური დარაიონება.....	189
თაზი 7. მიკროკლიმატი	192
7.1. შავი ზღვის სანაპირო ზოლის მიკროკლიმატები..	192
7.2. ქალაქ თბილისის მიკროკლიმატი.....	198
7.3. ქალაქ თელავის მიკროკლიმატი.....	202
7.4. წყალსაცავების მიკროკლიმატი.....	203
თაზი 8. კლიმატური რაიონები	211
8.1. საქართველოს კლიმატური დარაიონება მკორძახიას მიხედვით.....	211
8.2. საქართველოს კლიმატური დარაიონება გ.ჭირაქაძის მიხედვით.....	213
8.3. საქართველოს საკურორტო კლიმატური დარაიონება.....	216
თაზი 9. კლიმატური რესურსები	219
9.1. კლიმატური რესურსების ძირითადი სახეობები.....	219
9.2. საკურორტო კლიმატური რესურსები.....	226
9.3. აგროკლიმატური რესურსები.....	240
9.4. კლიმატური ენერგორესურსები.....	245
თაზი 10. ამინდის საშიში და სტიქიური მოვლენები	251
10.1. მაღალი დისკომფორტული ტემპერატურები.....	251
10.2. გვალვა.....	254

10.3.	წაყინვა.....	261
10.4.	ძლიერი და გრიგალური ქარები.....	266
10.5	საშიში ნისლი.....	272
10.6	უხვი ნალექები.....	277
10.7.	ელჭექი.....	281
10.8.	სეტყვა.....	284
10.9.	შემოყინულობა.....	293
თაზო 11.	კლიმატის თანამედროვე ცვლილება.....	298
11.1.	ტემპერატურის თანამედროვე ცვლილების ტენდენციები.....	298
11.2.	ატმოსფერული ნალექების თანამედროვე ცვლილების ტენდენციები.....	304
11.3	ცხელი დღეების რაოდენობის ცვლილება.....	309
11.4.	ტროპიკული ღამეების რაოდენობის ცვლილება....	315
11.5.	დატენიანების კლიმატური ინდექსების მრავალწლიური ცვლილებები.....	318
11.6.	შავი ზღვის კლიმატის რეაქცია გლობალური დათბობის მიმართ.....	321
11.7.	კლიმატის ცვლილების გავლენა ნიადაგების ეკოქიმიურ მონაცემებზე.....	323
თაზო 12.	ბუნებრივი ლანდშაფტების ტრანსფორმაციის გლობალური დათბობის პირობებში.....	328
12.1.	გეოგრაფიული გარსის დიფერენციაციის ძირითადი ფაქტორები.....	328
12.2.	კავკასიის ბუნებრივი ლანდშაფტების ფორმირების და ტრანსფორმაციის კლიმატური კრიტერიუმები	331
12.3.	გაუდაბნობა.....	338
12.4.	კავკასიონის მყინვარების კლიმატის დინამიკა.....	344
ძირითადი ლიტერატურა.....	350	