

საქართველოს სახელმწიფო სასოფლო-სამეურნეო უნივერსიტეტი

ხელნაწერის უფლებით

მაია ნოდარის ასული კიკაბიძე

საოფლო-სამეურნეო კულტურების მორწყვის ნორმა
ბუნებრივ-კლიმატური კომპლექსური მახასიათებლების
გათვალისწინებით

სპეციალობა 06.01.02 – სასოფლო-სამეურნეო მელიორაცია
(ტექნიკური)

დ ი ს ე რ ტ ა ც ი ა

ტექნიკის მეცნიერებათა კანდიდატის სამეცნიერო ხარისხის
მოსაპოვებლად

- მეცნიერ-ხელმძღვანელები – 1. ტექნიკის მეცნიერებათა დოქტორი,
პროფესორი დ. გუბელაძე.
2. ტექნიკის მეცნიერებათა
დოქტორი, ასოცირებული
პროფესორი თ. ოდილავაძე

თბილისი 2006 წ.

შ ი ნ ა ა რ ს ი

1. სასოფლო-სამეურნეო სავარგულების წყლის ბალანსის გავლენა ზედაპირულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პროცესებზე;
 - 1.1 ჰიდრომეტეოროლოგიური და კლიმატური პირობების გავლენა ზედაპირული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესების ფორმირებაზე ;
 - 1.2 სარწყავი მიწათმოქმედების რეგიონებში აგროკლიმატური ზონების კლასიფიკაციის კრიტერიუმები ;
 - 1.3 ევაპორანსპიტაცია, როგორც სასოფლო-სამეურნეო კულტურების წყალმოთხოვნილების ძირითადი კომპლექსური მახასიათებელი ;
2. ნიადაგებში ფიზიკურ-ქიმიური პროცესების განპირობებული ძირითადი ფაქტორები;
 - 2.1 ნიადაგების მიკრო-სტრუქტურა და ჰიდროფიზიკური მახასიათებლები ;
 - 2.2 ნიადაგის კიროვან-კაპილარულ სისტემაში ბმული წყლის მოდიფიკაციური ფორმები ;
 - 2.3 ნიადაგის აქტიურ შრეში წყლის და ორთქლის დინამიკის კანონზომიერებანი ;
3. სასოფლო-სამეურნეო კულტურების მორწყვის ნორმა და მისი უზრუნველყოფის პროგნოზი;
 - 3.1 სასოფლო-სამეურნეო კულტურის წყალმოთხოვნილების განსაზღვრის მეთოდები;
 - 3.2 სასოფლო-სამეურნეო კულტურების მორწყვის ნორმის დადგენა;
 - 3.3 სასოფლო-სამეურნეო კულტურების გამრავლებისა და წყალმოთხოვნი-ლებას შორის კავშირის დადგენა;

ძირითადი დასკვნები;

ლიტერატურა .

თემის აქტუალურობა: დღეისათვის ჩვენი პლანეტის ერთ-ერთ აქტუალურ პრობლემას წარმოადგენს მოსახლეობის მუდმივად მზარდი მოთხოვნილების დაკმაყოფილება საკვებ პროდუქტებზე, რაც განაპირობებს მოწინავე ჰიდრობიოტექნოლოგიების გამოყენების ბაზაზე სასოფლიო-სამეურნეო წარმოების ინტენსიფიკაციას მოსავლიანობის ამაღლების მიზნით.

მცენარის ზრდა-განვითარებისა და მოსავლის ფორმირების პროცესში მონაწივე მრავალრიცხოვან ფაქტორებს შორის ძირითადი როლი ეკუთვნის წყლის სუბსტანციას სითბოსა და საკვებთან ერთად.

კონკრეტული რეგიონის ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის სპეციფიკურობა განსაზღვრავს მცენარის ნორმალურ ზრდა-განვითარებას, მხოლოდ წყლის საჭირო ოპტიმალური რაოდენობით უზრუნველყოფის პირობებში. მიუხედავად მრავალწლიანი და მრავალრიცხოვანი კვლევებისა, ჯერ-ჯერობით არ შეიძლება მცენარის წყალუზრუნველყოფის საკითხი ჩაითვალოს თუნდაც წინასწარ მიღებული სარწმუნო დონით გადაწყვეტილად, პრაქტიკისათვის დასაშვები სიზუსტით.

საქართველოს მთაგორიანი ტერიტორია ხასიათდება ტემპერატურული რეჟიმის კონტრასტულობით, ატმოსფერული ნალექების ცვალებადობით დიდ დიაპაზონში, რაც განაპირობებს ჰიდროლოგიური რეჟიმისა და აგროტექნიკურ-მელიორაციული ღონისძიებათა კომპლექსის სპეციფიკურობას.

სარწყავ მიწათმოქმედებაში წყლის რესურსების რაციონალური გამოყენება, ბუნებრივ-ეკოლოგიურ თავისებურებათა გათვალისწინებით, ასახვას პოულობს მორწყვის ნორმის ძირითად საანგარიშო პარამეტრში, რაც საფუძვლად უდევს სხვადასხვა სირთულის ბუნებრივ-ტექნიკური სისტემების მშენებლობისა და ექსპლუატაციის პროექტების განხორციელებას.

არსებული ნორმატული მითითებებისა და რეკომენდაციების თანახმად, მორწყვის ნორმა დგინდება ნიადაგის აქტიური შრის ზღვრული წყალტევადობის ინდექსის მიხედვით და ნაკლებად ითვალისწინებს მცენარის წყალმოთხოვნილებას. სწორედ ამიტომ, ჩვენს მიზანს წარმოადგენს განვსაზღვროთ მორწყვის ნორმა, მცენარის რეალური ფიზიკური წყალმოთხოვნილების შესაბამისად ევაპოტრანსპირაციის მახასიათებლის მიხედვით, რაც უზრუნველყოფს სარწყავი წყლის მაღალეფექტურად გამოყენებას და შესაბამისად სარწყავი ზონების აგროეკოსისტემების წონასწორობის მაქსიმალურ შენარჩუნებას. სწორედ ამის გამო, სარწყავი ნორმის რაოდენობრივი განსაზღვრა, მრავალრიცხოვან ბუნებრივ-კლიმატურ ფაქტორთა გათვალისწინებით, ჰიდრომელიორაციის ერთ-ერთ აქტუალურ პრობლემას წარმოადგენს.

კვლევის მიზანი: –სადისერტაციო შრომის ძირითადი მიზანია, ბუნებრივ-კლიმატური ფაქტორების რაოდენობრივი შეფასება, გავლენა და დამოკიდებულება ზედაპირულ ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის ინტენსივობის მახასიათებელ კრიტერიუმზე, რომელიც ინტეგრალურად გამოხატავს პროცესში მონაწილე ყველა კომპონენტის ხვედრით წილს.

– მელიორაციის პრაქტიკაში დღეისათვის გამოყენებული წყლის რეჟიმის შესაფასებელი ინდექსი ზედაპირული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის ინტენსივობის ერთ-ერთი კერძო მახასიათებელია და იგი სრულყოფილად ვერ ასახავს მრავალცვლად ფაქტორიან პროცესის ფიზიკურ სურათს. სწორედ ამის გამო ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის ინტენსივობის შეფასებისათვის შემოტანილ იქნა, წყლისა და სითბური ბალანსის ურთიერთკავშირზე აღმოცენებული კრიტერიუმი, რწყვის რეჟიმის ტექნოლოგიების შერჩევა აგროკლიმატური ზონების სპეციფიკურ ნიშან-თვისებათა გათვალისწინებით.

– აქტიურ შრეში პროდუქტიული წყლის რაოდენობის განსაზღვრა ფოროვანი შრის სხვადასხვა კატეგორიების დიფერენცირებული შეფასების გზით;

– სასოფლო-სამეურნეო კულტურების წყალმოთხოვნილების დადგენა, ევაპოტრანსპირაციის–ყველაზე სრულყოფილი ფიზიკური საანგარიშო პარამეტრის მიხედვით;

– მორწყვის ნორმის განსაზღვრა პროდუქტიული წყლის ხარჯვის დინამიკის შესაბამისად;

– რეკომენდაციების შემუშავება რწყვის ტექნიკისა, რეჟიმისა და ტექნოლოგიების შესახებ, მორწყვის ოპტიმალური ნორმის შესაბამისად;

– წყლის გამოყენების ეფექტურობის განსაზღვრის მეთოდის დამუშავება.

ნაშრომის ძირითადი შედეგები: დადგენილია, რომ ზედაპირული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის ენერგეტიკული ბაზა განისაზღვრება ნიადაგის აქტიურ შრეში რადიაციული ბალანსის რაოდენობრივი

მაჩვენებლით, ხოლო ოპტიუმის ძირითად პირობას წარმოადგენს ნიადაგის აქტიური ტენშემცველობის დინამიკა დროში, იგი გამორიცხავს როგორც ნიადაგის გამოშრებას, ასევე მის გადატენიანებას.

– მიღებულია სარწყავი მიწათმოქმედების რეგიონებში აგროკლიმატური ზონების კლასიფიკაციის კრიტერიუმები;

– დასაბუთებულია, რომ ევაპოტრანსპირაცია წარმოადგენს წყლის ბალანსის ძირითად ხარჯვით კომპონენტს, სისტემაში „ნიადაგი-მცენარე-ატმოსფერო“, რომელიც უზრუნველყოფს წყლის რესურსების რაციონალურ გამოყენებას და თესლბრუნვის ოპტიმიზაციას სავარგულებზე;

– მიღებულია, დროის ნებისმიერი მომენტისათვის წყალმარაგის სიდიდის განმსაზღვრელი დამოკიდებულება;

– შემოთავაზებულია ნიადაგური ტენის აორთქლების დინამიკის საანგარიშო მოდელი;

– ჩატარებულია კრიტიკული ანალიზი სასოფლო-სამეურნეო კულტურების წყალმოთხოვნილების განსაზღვრის მეთოდზე;

– მოცემულია საკონტროლო ევაპოტრანსპირაციის განსაზღვრის საანგარიშო დამოკიდებულება; ჩატარებულია კონკრეტულ მაგალითზე ევაპოტრანსპირაციის განსაზღვრა;

– მიღებულია მორწყვის ნორმის საანგარიშო დამოკიდებულება წყლის ბალანსში მონაწილე ყველა ძირითადი კომპონენტის გათვალისწინებით.

მეცნიერული სიახლე: მორწყვის ნორმის რაოდენობრივი განსაზღვრა დღეისთვის ხორციელდება ნიადაგის აქტიური შრის ძირითადი ჰიდროფიზიკური მახასიათებლით, ზღვრული წყალტევადობის მიხედვით. ცხადია, ამ შემთხვევაში არ არის გათვალისწინებული მცენარის ინდივიდუალური ბიოლოგიური თვისებები წყალმოთხოვნილების თვალსაზრისით. ამიტომ, ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის ინტენსივობის შეფასება საჭიროა მოხდეს ევაპოტრანსპირაციის კრიტერიუმით, რაც ინტეგრალურად გამოსახავს მცენარის წყალმოთხოვნილების უნარიანობას და შესაძლებლობას იძლევა სარწყავი სისტემების ფუნქციონირება წარმართოს წყლის რაციონალური გამოყენების პრინციპის რეალიზაციით. აქედან გამომდინარე, მორწყვის ნორმის განსაზღვრისათვის შემოთავაზებულია პროდუქტიული წყლის ხარჯვის დინამიკის გათვალისწინებით ევაპოტრანსპირაციის დიფერენცირებული დადგენა სავეგეტაციო პერიოდში.

რწყვის ტექნოლოგიების სახეობების მიხედვით შემუშავებულია რეკომენდაციები რწყვის ტექნიკისა და რეჟიმის შესახებ მორწყვის დადგენილი ოპტიმალური ნორმის შესაბამისად.

შემუშავებულია წყლის გამოყენების ეფექტურობის მაჩვენებლის განსაზღვრის მეთოდიკა ყოველი კონკრეტული წყალმიწოდებელი ცალკეული შუალედური რგოლების მიხედვით. დამუშავებულია წყალმოთხოვნილების კრიტერიუმის შესაბამისად მცენარის ზრდა-განვითარების ცალკეულ ფაზაში მორწყვის ნორმის დიფერენციალური განსაზღვრის მეთოდი.

ევაპოტრანსპირაციის განსაზღვრის მრავალრიცხოვანი დამოკიდებულებების ანალიზის შედეგად დასაბუთებულია მისი რაოდენობრივი შეფასებისათვის პენმანის, გამოსხივების და ჩვენს მიერ შემოთავაზებული რეგრესიის მეთოდის გამოყენების მიზანშეწონილობა მრავალფაქტორიანი მოვლენის სრულყოფილად ასახვის მიზნით, ლოკალურ აგროეკოლოგიურ სისტემაში.

ნაშრომის აპრობაცია: სადისერტაციო ნაშრომის ძირითადი შედეგები მოხსენებული იყო ასპირანტთა და ახალგაზრდა მეცნიერ-მუშაკთა სამეცნიერო კონფერენციაზე 1998-2005 წწ. საქართველოს სახელმწიფო აგრარული უნივერსიტეტის ჰიდროტექნიკისა და საინჟინრო ეკოლოგიის, სასოფლო –სამეურნეო ჰიდროტექნიკური მელიორაციის კათედრებზე 1999-2005 წწ; (ქუთაისი, 2006 წ.).

პუბლიკაცია: სადისერტაციო თემის ირგვლივ გამოქვეყნებულია 3 სამეცნიერო შრომა.

ნაშრომის სტრუქტურა და მოცულობა: სადისერტაციო ნაშრომი შედგება შესავლის, სამი თავისა და ძირითადი დასკვნებისაგან. იგი მოიცავს 142 ნაბეჭდ გვერდს, მათ შორის 12 ნახაზს და 24 ცხრილს.

თავი 1. სასოფლო-სამეურნეო სავარგულების წყლის ბალანსის გავლენა
ზედაპირულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პროცესებზე

1.1 ჰიდრომეტეოროლოგიური და კლიმატური პირობების გავლენა
ზედაპირულ კლიმატურ-გეოგრაფიული პროცესების
ფორმირებაზე

ნიადაგში წყლისა და სითბოს ბალანსი პირდაპირ კავშირშია ნებისმიერი რეგიონის ზედაპირულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პროცესებთან, რომლებიც განაპირობებენ გარემოს რეგიონალურ თავისებურებებს და მთლიანად განსაზღვრავენ ბიოინერტულ სისტემაში ციკლურ-დინამიკური პროცესების სტოქასტიკურ ხასიათს.

ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესს, როგორც მთელი რიგი ბუნებრივი პირობების შემადგენელი კომპონენტების რთული ურთიერთზემოქმედების ერთობლიობას, განსაზღვრავს კლიმატური და გეომორფოლოგიური მახასიათებელი კომპლექსების დინამიკა ლითოსფეროში.

ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პროცესის ფორმირების კანონზომიერება უდიდეს როლს თამაშობს ადამიანის სამეურნეო და სამრეწველო საქმიანობაში, რომელიც ძირითდად მოიცავს ლითოსფეროს ზედაპირულ შრეებს. ლითოლოგიური შრე პირობითად იყოფა ორ ნაწილად: სიღრმითი, რომელშიც პროცესები მიმდინარეობს ლითოსფეროს სიღრმეში და ზედაპირული, რომელიც მოიცავს ლითოსფეროს უმნიშვნელო სიმძლავრეებს ზედა შრეებს. ეს უკანასკნელი იმყოფება ანთროპოგენური ზემოქმედების ქვეშ,

წარმოადგენს ბიოეკოსისტემების ცხოველმყოფელობის საფუძველს და მხოლოდ და მხოლოდ ზედაპირული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის დინამიკა განსაზღვრავს მის კანონზომიერებას.

ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პროცესის ძირითად მახასიათებლად მიღებულია „ზედაპირულ ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის ინტენსივობის“ ცნება, რაც გულისხმობს, რომ ყველაზე ადვილად ეს მახასიათებელი ხარისხობრივად შეიძლება განისაზღვროს მცენარეული საფარით, ცოცხალი ორგანული მატერიის პროდუქტიულობის საზომად მცენარეული საფარის გამოყენება.

ხარისხობრივი ანალიზის საფუძველზე ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პროცესზე სხვადასხვა ფაქტორების გავლენა, მისი განვითარების ცალკეულ სტადიაზე დამოკიდებულია სითბური ენერჯის რაოდენობაზე, რომლის შესაბამისად დანარჩენი ფაქტორები განიცდიან ცვალებადობას გარკვეულ საზღვრებში:

- 1) ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა უახლოვდება ოპტიმალურს, რომელიც რამდენადმე აღემატება აორთქლებას, განპირობებულს ლოკალური სითბური რეჟიმით.
- 2) ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პროცესის სტრუქტურა დამოკიდებულია დროის განსაზღვრულ ინტერვალში წინა სეზონში მოსული ნალექების რაოდენობაზე. სხვანაირად, ეს ნიშნავს დროის მოცემულ მონაკვეთში ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის შეფასებას მისი მიმდინარეობის სხვადასხვა სტადიაზე, რომელიც უშუალო ასახვას პოულობს მცენარის ზრდა-განვითარების შესაბამის ფაზებში.

ზედაპირული ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პროცესის ინტენსივობის შეფასება მისი ინტეგრალური მაჩვენებელით – მცენარეული საფარის

ბიომასით, ცხადია გულისხმობს ამ მასის ფორმირებისათვის ყველა ძირითადი კომპონენტის სათანადო ბუნებრივ და ხელოვნურ ოპტიმიზაციას, რომელიც უზრუნველყოფს წინასწარ პროგნოზირებადი შედეგების მიღებას.

ცხადია ისიც, რომ ნებისმიერ კლიმატურ-რელიეფურ პირობებში თერმული და ორგანული რესურსები უზრუნველყოფს სხვადასხვა რაოდენობით ბიომასის დაგროვებას, თუმცა წყლის ფაქტორის გარეშე წარმოუდგენელია რაიმე რეალური მოსავალის მიღება. აქედან გამომდინარე საზოგადოების განვითარების ნებისმიერ ფორმაციაში აქტუალური იყო საკითხი წყლის უპირატესი როლის შესახებ. სწორედ ეს განაპირობებდა ანტიკური დროიდან დღემდე საირიგაციო დანიშნულების ბუნებრივ-ტექნიკური სისტემების მნიშვნელობას სხვადასხვა სირთულისა და ექსპლოატაციის სპეციფიკურობის გათვალისწინებით. სწორედ ამას უკავშირდება თავდაპირველად ემპირიული კვლევების მონაცემების შესაბამისად ბუნებრივი წყალგამტარების რაციონალური ჰიდრაულიკური კვებების შერჩევა, რომელიც გამორიცხავდა ნატანის სედიმენტაციას ან ინტენსიურ ეროზიულ პროცესებს. აქვე აღვნიშნავთ, რომ ეროზიის თემატიკა ტერმინოლოგიური თვალსაზრისით არ ასახავს ეროზიის რეალურ პროცესებს და ის მიუხედავად ხელოვნურად შექმნილი ეროზიის პროცესის სტადიებად დაყოფისა უნდა გაერთიანდეს პროცესის ერთიან საანგარიშო მოდელში და პასუხობს ნატანის ერთი ადგილიდან მეორეში გადატანას, რაც თავისთავად ზედაპირული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის ერთ-ერთი ძირითადი კომპონენტია თუნდაც გეომორფოლოგიური, ლანდშაფტური და ეკოლოგიური

თვალსაზრისით, არანაკლებ მნიშვნელოვანია მეტეოროლოგიური ფაქტორების რაოდენობრივი შეფასება და გავლენა. ზედაპირული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის ინტენსივობის დამოკიდებულება როგორც ძირითად მახასიათებელზე – კრიტერიუმზე, ინტეგრალურად გამოხატავს პროცესში მონაწილე ყველა კომპონენტის ხვედრით წილს. შეიძლება ითქვას, რომ რეგიონის წყლის რეჟიმის შესაფასებელი მაჩვენებელი, ე.წ. „მოცემული ტერიტორიის წყლის ბალანსის კოეფიციენტი“, შემოთავაზებული ჰიდრომელიორაციის ფუძემდებლის ა.ნ. კოსტიაკოვის მიერ, წარმოდგენილი იყო როგორც მოსული ეფექტური ნალექებისა P ფარდობა აორთქლებასთან E ანუ

$$K = \frac{\mu P}{E} \quad (1)$$

სადაც μ – წყლის დაკავების კოეფიციენტი;

E–ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლებული წყლის რაოდენობა, მ;

P – ატმოსფერული ნალექები, მ.

ცხადია, რომ K კოეფიციენტი ზედაპირული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის ინტენსივობის ერთერთი კერძო მახასიათებელია და იგი რა თქმა უნდა სრულყოფილად ვერ ასახავს მრავალცვლად ფაქტორიანი პროცესის ფიზიკურ სურათს. მიუხედავად ამისა, ი.ჩხენკელის მიერ კორექტირებული სწორედ ეს კოეფიციენტი საფუძვლად დაედო საქართველოს არიდულ და ნახევრადარიდულ ზონაში განხორციელებული თითქმის ყველა ჰიდრომელიორაციული ობიექტების მშენებლობისა და ექსპლოატაციის პროექტებს.

რასაკვირველია, გაცილებით სრულყოფილი კრიტერიუმი წყლის ბალანსისა და რეჟიმის შეხასებ ეფუძნება გლობალურ ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესების ინტენსივობის შეფასებას წყლის სითბური

და რადიაციული ბალანსის ურთიერთკავშირს და გამოიხატება დამოკიდებულებით:

$$R(1 - \varphi) = Lr(1 - \psi) \quad (2)$$

სადაც R – რადიაციული ბალანსია, კკალ/მ²წმ;

φ – სითბური ნაკადის კოეფიციენტი;

L – აორთქლების ფარული სითბო კკალ/კგწმ;

r – ნალექების რაოდენობა მოცემულ პერიოდში, მ;

ψ – ჰიდროლოგიური ჩამონადენის კოეფიციენტი.

თუ ზედაპირული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის „ენერგეტიკული ბაზა“ მოცემულია და განისაზღვრება ნიადაგის აქტიურ შრეში რადიაციული ბალანსის მაჩვენებლით, მაშინ ზედაპირული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის ოპტიუმის ძირითად პირობას წარმოადგენს ტენშემცველობის ოპტიმალური მნიშვნელობის ნიადაგის აქტიურ შრეში, რომელიც შეესაბამება მცენარის ზრდა-განვითარების ხელსაყრელ პირობებს და გამორიცხავს, როგორც ნიადაგის გამოშრობას, ასევე მის ჭარბტენიანობას. საჭიროა აღინიშნოს, რომ გლობალური ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის თეორიული ინტერპრეტაციით წარმოდგენა წინააღმდეგობაში არ არის ბუნებრივი პროცესის ფორმირების ზოგად კანონზომიერებასთან, მაგრამ ცალკეული საანგარიშო პარამეტრები დამოკიდებული იქნება გასაშუალების ინტერვალზე, როგორც სივრცეში, ასევე დროში. ამასთან დაკავშირებით აუცილებელი ხდება ისეთ დანაწევრებულ მთაგორიანი რელიეფის პირობებში, როგორც საქართველოა, შეფასების ესა თუ ის ფაქტორი ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის კომპლექსიდან დაექვემდებაროს სწორედ ლოკალური ფართობებისათვის დამახასიათებელ სათანადო სტატისტიკას შესაბამისი პარამეტრების

დადგენის გზით. ამასვე მიუთითებს სხვადასხვა მეცნიერის [24] მიერ განზოგადება ე.წ. „დიდი მინდვრები“ მაგალითზე.

არსებული კონცეფციების და მიღებული ტერმინოლოგიების მიხედვით ზედაპირული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის ინტენსივობა ძირითადად დამოკიდებულია (2) განტოლებაში შემავალი ბუნებრივ-კლიმატურ მახასიათებლებზე, რომელთა განსაზღვრა და კონკრეტული საანგარიშო სიდიდის დადგენა დამოკიდებულია, როგორც სტატისტიკური მონაცემების დამუშავების მეთოდზე, ასევე დროის იმ პერიოდზე, რომლის განმავლობაშიც ხდება ამა თუ იმ პარამეტრის გასაშუალება. სწორედ ამის გამო ამ პარამეტრების მნიშვნელობებს შორის განსხვავება შეიძლება აღემატებოდეს რამდენიმე რიგს. ზოგადი გლობალური შეფასებისათვის ეს კრიტერიუმები ასახავს ამა თუ იმ ენერგეტიკული რესურსით უზრუნველყოფას დროში. ამის გამო საჭიროა ზედაპირული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის შესწავლა ლოკალურ არეში, სადაც ფუნქციონირებს. ასევე ლოკალური სისტემა ნიადაგი-მცენარე-ატმოსფერო.

აქედან გამომდინარე ცხადია, რომ ზედაპირული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის შეფასება დაიყვანება ნიადაგი-მცენარე ატმოსფეროს ლოკალური სისტემის შეფასებაზე, მისი ძირითად შემადგენელ ელემენტების „ენერგეტიკული ბაზის“ ხარჯვის დინამიკაზე. ეს შესაძლებლობას მოგვცემს განვიხილოთ მასა-სითბო გაცვლის პროცესები ლოკალურ სისტემაში, რაც განსაზღვრავს სასოფლო-სამეურნეო სავარგულების ფართობებზე გარემოს პირობების მდგომარეობას დროის მოცემულ ინტერვალში. თუ გავითვალისწინებთ, რომ მოცემული რადიაციულ ბალანსზე

აორთქლების ინტენსივობა უშუალოდ დაკავშირებულია ტენიანობასთან ნიადაგის ზედაპირულ შრეში (აორთქლება მცირდება ნულამდე ნიადაგში ტენიანობის მიახლოებისას ჰიდროსკოპიულ ტენტევადობამდე და იგი აღწევს მაქსიმუმს პირველ სტადიაში ჭარბტენიანი ნიადაგიდან), შეიძლება დავასკვნათ, რომ ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის R ოპტიმუმს შეესაბამება აორთქლების გარკვეული სიდიდე და ამასთანავე ტურბულენტური სითბოგაცვლის შესაბამისი მნიშვნელობა, რომელიც შეიძლება განისაზღვროს შემდეგი დამოკიდებულების მიხედვით:

$$R = LE + P \quad (3)$$

სადაც R – რადიაციული ბალანსი, კკალ/მ²წმ;

L – აორთქლების ფარული სითბო, კკალ/კმ;

E – ევაპოტრანსპირაცია, მ;

P – ჯამური ტურბულენტური სითბოგაცვლა ზედაპირის ქვედა ფენასა და ატმოსფეროს შორის, კკალ/მ²წმ.

შესაბამისად ზედაპირული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის ოპტიმუმის პირობა შეიძლება გამოიხატოს როგორც $\varphi = \varphi_{\text{ოპტ}}$. ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის მეორე პირობა $\psi = \psi_{\text{ოპტ}}$, დაკავშირებულია წყლის ჩამონადენის ოპტიმუმთან. თუ განვსაზღვრავთ მოცემული ლოკალური სისტემისათვის φ და ψ ოპტამალურ მნიშვნელობებს, მაშინ (2) განტოლებიდან ადვილად განვსაზღვრავთ ნალექების იმ რაოდენობას, რომელიც შეესაბამება მოცემული ქვენაფენის შრის რადიაციულ ბალანსის მნიშვნელობას და პასუხობს ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის უდიდეს ინტენსივობას.

φ და ψ კოეფიციენტების ოპტიმალურისაგან გადახრის მნიშვნელობა მოცემული რადიაციული ბალანსის დროს ასახავს ზედაპირული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის ინტენსივობის, ცვალებადობის ხარისხს მაქსიმალურთან შედარებით. ცხადია, რომ

სამი პარამეტრის ურთიერთკავშირი (φ - $\varphi_{\text{კვტ}}$), (ψ - $\psi_{\text{კვტ}}$) და R განსაზღვრავს მოცემული რეგიონის ზედაპირული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესის ინტენსივობის დონეს.

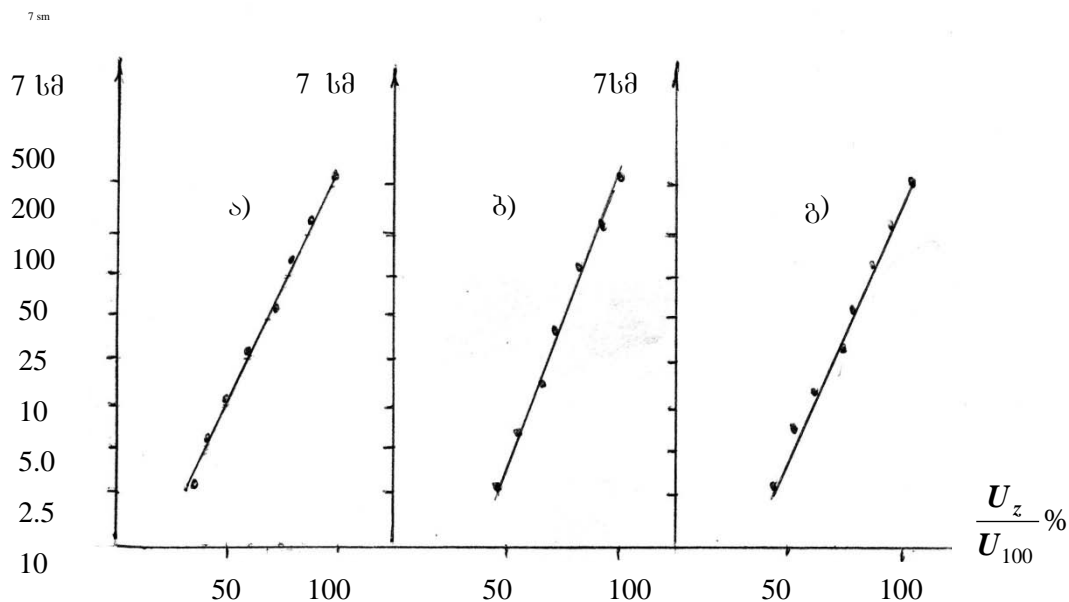
მრავალრიცხოვანი კვლევების შედეგად [93] შესწავლილია, რომ ტემპერატურისა და ტენიანობის განაწილება მიწისპირა ატმოსფეროს ზონაში კვაზი სტაციონალურ ხასიათს ატარებს, რაც განპირობებულია ამ სუბსტანციების გადამტან გრადიენტების დამოკიდებულებაზე შესაბამისი ნაკადების ინტენსივობასთან. ასევე დამტკიცებულია, რომ იგივე შეხედულება შეიძლება გავრცელდეს ქარის სიჩქარის განაწილებაზე ვერტიკალურ ჭრილში. ამიტომ მონაცემები მეტეოროლოგიური ელემენტების პროფილზე შეიძლება გამოვიყენოთ გამოთქმული შეხედულებების შესაფასებლად ტურბულენტური გაცვლის მექანიზმის მდგრადობაზე. ამ მიზნით საკმარისია ქარის ტემპერატურისა და ტენიანობის პროფილის აგება ნახევრადლოგარითმულ შკალაზე, როგორც ამ ფაქტორების ფუნქცია სიმაღლის მიხედვით.

კანონზომიერი გადახრა მრუდებისა გრაფიკებზე შეიძლება გამოყენებულ იქნას ჰიპოთეზების მართებულობის შესამოწმებლად, ტემპერატურის სტრატეფიკაციის გავლენისა ტურბულენტურ აღრევაზე. მეტეოროლოგიური ელემენტების ვერტიკალზე განაწილების კანონზომიერებები მიღებულია დეტალურ-ექსპერიმენტულ კვლევებში [103]. სადისკუსიო ხდება მონაცემების დამუშავების მეთოდი. ცხადია, რომ ქარის გავლენა მდგრადობის პროფილზე შედარებით ნაკლებია დაბალი სიჩქარეების შემთხვევაში. ნახ.1 ნაჩვენებია საშუალო სიჩქარის განაწილება ვერტიკალზე სამი სხვადასხვა შემთხვევისათვის. ამ

ნახაზზე მოცემულია სხვადასხვა სიმაღლეზე ქარის სიჩქარის თანაფარდობა ქარის სიჩქარესთან 1 მ. სიმაღლეზე.

ეს გრაფიკი დამაჯერებლად მიუთითებს, რომ სიმაღლის ცვალებადობის არეში რამდენიმე სანტიმეტრიდან - 2-5 მ-მდე კარგად აისახება ლოგარითმული კანონით. ასევე საჭიროა აღინიშნოს, რომ სამივე შემთხვევაში ექსპერიმენტალური მონაცემების დისპერსია არა არსებითია საშუალოსთან შედარებით, რაც მიუთითებს შემთხვევითი ფაქტორების უმნიშვნელო გავლენაზე გაზომვების ჩატარებისას.

მონაცემების დამუშავებით, როგორც მაღალი ინვერსიებისა და ქარის დაბალი სიჩქარეების, ასევე მაღალი გრადიენტებისა და ქარის დაბალი სიჩქარეების შემთხვევაში განაწილების ეპიურები კარგად თანხმდებიან ლოგარითმულ კანონს.



ნახ. 1. ქარის სიჩქარის განაწილება ვერტიკალზე

- ა) ტემპერატურის ინვერსია და ქარის სიჩქარე (1.5-4.0) მ/წმ;
- ბ) ტემპერატურის მცირე გრადიენტები და ქარის სიჩქარე > 4 მ/წმ;
- გ) ტემპერატურის ზედაპირული გრადიენტები და ქარის სიჩქარე (1.5-4.0) მ/წმ.

კომპლექსური კვლევების მასალები თავისი მოცულობითა და დაკვირვებების სიზუსტით დღეისათვის იძლევიან შედარებით დეტალურ და საიმედო სურათს ქარის ცვალებადობის შესახებ მიწისპირა ატმოსფერო ქვედა ნაწილში [110]. იმისათვის, რომ დადგინდეს ლოგარითმული თუ მაჩვენებლიანი კანონების სამართლიანობა შედგენილია შემდეგი სახის თანაფარდობის მაჩვენებელი K , რომელიც წარმოდგენილია შემდეგი სახით

$$k = \frac{u_2 - u_1}{u_5 - u_1} \quad (4)$$

სადაც, ინდექსები მიუთითებს მიწის ზედაპირიდან სიმაღლეს გამოსახულს მეტრებში. ლოგარითმული კანონის შესრულებისას გვექნება, რომ

$$k = \frac{\ln 2 - \ln 1}{\ln 5 - \ln 1} = 0,43$$

ლოკალური თეორიის ფორმულებით დიდი ინვერსიების შემთხვევაში გვექნება

$$K_0 = \frac{\sqrt{u_2} - \sqrt{u_1}}{\sqrt{u_5} - \sqrt{u_1}} = \frac{\sqrt{2} - \sqrt{1}}{\sqrt{5} - \sqrt{1}} = 0,33$$

ცალკეულ კვლევებში ამ კოეფიციენტის მნიშვნელობა სიმაღლის 20-დან 150 სმ-მდე მერყეობის ფარგლებში გვაძლევს 0,43. ეს გაანგარიშებანი გვარწმუნებს, რომ უპირატესობა უნდა მიენიჭოს ლოგარითმულ კანონს. სხვადასხვა მეცნიერთა მიერ გაზომვები 1,5 მ-მდე და ასევე 2 სმ-ის ჩათვლით დღის პერიოდში ემორჩილება ლოგარითმულ კანონს, ხოლო ღამით 1,2 მ-ზე ზემოთა შრეებში

შეინიშნება ამ კანონისაგან გადახრა, თუმცა სპეციალური განგარიშებით დადასტურებულია, რომ ამ გადახრის სიდიდე უმნიშვნელოა და სავარაუდოდ იმყოფება გაზომვის სიზუსტის ფარგლებში. ნიადაგის გახურებისას ჩატარებული კვლევები მიუთითებენ მოწესრიგებულ პულსაციურ რეჟიმზე ვერტიკალური ჭავლების პერმანენტულად გავლის შემთხვევაში. ჰაერის დიდი მასების ვერტიკალური გადაადგილება წარმოადგენს ცნობილ ანალოგიას ლამინარულ ნაკადებში და განსაზღვრავს თერმულ კონვენციას, ხოლო შეეხება თეორიულ გადაწყვეტას ატმოსფერულ თერმიულ კონვენციაზე ბოლო დრომდე რჩება გადაუწყვეტელ ამოცანად. მაღალი წონასწორული ტემპერატურული გრადიენტი მიანიშნებს თვისობრივად ახალი მოვლენის წარმოშობაზე, რომელიც მდგომარეობს იმაში, რომ „ამოფრქვეული“ კვამლის ბოლქვები არა თუ იშლებიან პირიქით, ერთდებიან და ქმნიან კვამლის მძლავრ სვეტებს, რომლებიც გადაადგილდებიან 100მ. სიმაღლემდე. კვამლის დრუბლის კონოტურების დეფორმაციის მკაფიო სურათი წარმოშობილი ვერტიკალური დინებით საშუალებას იძლევა ვიზუალური დაკვირვებების ბაზაზე შევავასოთ თერმული კონვექციის არსებობა. მიწისპირა ზონის გავლენა აორთქლებაზე მოიცავს ტურბულენტობის თეორიის მიღწევების პრაქტიკულ რეალიზაციას და ის ცალკე სპეციალურად არის განხილული. მიწისპირა ატმოსფეროს ზონაში ტურბულენტური აღრევის გარდა ბუნებრივ აორთქლებაზე არსებით გავლენას ახდენს ქვედებული ზედაპირის თვისებათა კომპლექსი.

აორთქლების ან კონდენსაციის სიჩქარე უდრის წყლის ორთქლის ნაკადის სიჩქარეს ატმოსფეროს ქვედა შრეში და ის შეიძლება გამოითვალოს შემდეგი ფორმულით:

$$E = \rho k \frac{dw}{dz} \quad (5)$$

სადაც ρ – სიმკვრივე კმ/მ³;

k – დიფუზიის კოეფიციენტი, მ²/წმ;

w – ტენიანობა;

z – კოორდინატი მ.

ამ განტოლების ინტეგრირებით 0-დან z -მდე, სადაც z არის კონკრეტული შრის სიმაღლე მივიღებთ:

$$q = \frac{E'}{\rho} \int_0^z \frac{dz}{k(z)} + W_0 \quad (6)$$

სადაც W_0 – გაჯერებული ჰაერის ხვედრითი ტენიანობა როცა $z = 0$.

W_0 –მნიშვნელობა წარმოადგენს ზღვარს, რომლისკენაც მიისწრაფვის ტენიანობა ყველაზე ქვედა შრეში, ხოლო ეს უკანასკნელი უშუალოდ კონტაქტშია აორთქლების შრესთან. ის შეიძლება განისაზღვროს, შედარებით ადვილად ბუნებრივი აორთქლების თავისუფალი ზედაპირებისათვის რომელიმე აპრობირებული ემპირიული დამოკიდებულების მიხედვით. ბუნებრივ პირობებში აორთქლების ლიმიტი განისაზღვრება სითბოს შემოდინების ალბათური სიდიდით, რომლის რაოდენობრივი შეფასებაც სიძნელეს არ წარმოადგენს. აქტიმეტრიული დაკვირვებების მონაცემებით მოკლე ტალღიანი რადიაციის სიდიდე 1 სმ²-ის ჰორიზონტალურ ფართობზე თითქმის არასდროს აღემატება 1.6 კალორიას წუთში. ამასთანავე აქედან, არა ნაკლები 5-10%-ისა იხარჯება არეკვლაზე (ალბედო) და დაახლოებით

0,2 კალ/სმ²წთ. ეფექტურ გამოსხივებაზე. მაშასადამე, უდიდესი შესაძლო რადიაციული ბალანსი უდრის 1,3 კალ/სმ²წთ. რადგან აორთქლება თავისუფალი ზედაპირიდან ეტალონად გამოვიყენეთ, ამიტომ აორთქლების სიჩქარის განტოლება შეიძლება ჩავწეროთ შემდეგი სახით:

$$E' = \frac{\rho(w_0 - w')}{\int_0^z k(z) dz} \quad (7)$$

ამ განტოლებიდან ჩანს, რომ აორთქლება წყლის თავისუფალი ზედაპირიდან პროპორციულია ჰაერის ტენიანობის დეფიციტის, ასეთი შედეგი ადასტურებს აორთქლების კანონზომიერების სისწორეს, რომელიც ემპირიულად დადგენილ იქნა მრავალი მკვლევარის მიერ.

ინტეგრალის $\int_0^z \frac{dz}{k(z)}$ განსაზღვრისათვის არსებითი მნიშვნელობა

ენიჭება ტურბულენტური აღრევის მახასიატებლების განსაზღვრას ქვედებული ზედაპირის სიახლოვეს სმ-ის წილის რიგით. მრავალრიცხოვანმა ემპირიულმა და თეორიულმა კვლევამ შესაძლებელი გახადა ჰიპოთეზის მიღება, რომლის მიხედვითაც სასაზღვრო ყველაზე დაბალ შრეში ტემპერატურისა და ტენიანობის განაწილების ხასიათი ემორჩილება ლოკალური დიფუზიის კანონს და ის აისახება ბოუენის ცნობილი განტოლებით, მრავალ თეორიულ

კვლევებში აორთქლებასა და სითბოგაცვლაზე. $\int_0^z \frac{dz}{k(z)}$ ინტეგრალის

განსაზღვრისათვის გამოყენებული იყო სხვადასხვა ჰიპოთეზა $k(z)$ ფუნქციის სახით და ის ვრცელდებოდა მცირე სიმაღლეებზე,

ყოველგვარი დასაბუთების გარეშე. ასე მაგალითად, [110] იძლევა დამოკიდებულებას

$$k(z) = k_1(z + z_0) \quad (8)$$

სადაც z_0 – აეროდინამიკური ხორკლიანობა.

მრავალრიცხოვანი დაკვირვებები ქარის სიჩქარის განაწილებისა ვერტიკალზე ბუნებრივი ზედაპირების უპირატესი სახეობისათვის წარმოადგენს („ხორკლიანს“), რაც ნიშნავს, რომ ზემოქმედება გადადის ქვედებულის შრიდან არა მოლეკულური სიბლანტით, არამედ შვერილების მეოხებით, რომლებზედაც წარმოიშობიან წნევის ლოკალური გრადიენტები. ამის გამო შეიძლება ვივარაუდოთ, რომ ბუნებრივ პირობებში აეროდინამიკური ლამინარული ქვედებული შრე არ მონაწილეობს წყლის ორთქლისა და დიფუზიის დინამიკაში და ის იშვიათად ვლინდება მხოლოდ წყლის გლუვ და ყინულის სწორ ზედაპირზე. ცალკე მსჯელობასა და ანალიზს საჭიროებს ნიადაგის გამოშრობა და მცენარეთა ტრანსპორაცია ბუნებრივი აორთქლების შესწავლისათვის.

1. 2 სარწყავი მიწათმოქმედების რეგიონებში აგროკლიმატური ზონების კლასიფიკაციის კრიტერიუმები

მცენარის წყალმოთხოვნილების შეფასებისათვის აუცილებელია ბუნებრივ-კლიმატური პირობების და ყველა იმ ფაქტორის შესწავლა, რომლებიც ურთიერთკავშირშია მცენარეებთან, ცხოველებთან და მათზე მოქმედ გარემოსთან. ამასთან დაკავშირებით საჭიროა განხილულ იქნას ისეთი მცნება, როგორცაა მიკროკლიმატოლოგია, რომელიც მოიცავს

მეტეოროლოგიის ზოგიერთ საკითხებს, ნიადაგების ფიზიკას, მცენარის ფიზიოლოგიას, ეკოლოგიას და სხვა. მიკროკლიმატოლოგია ძირითადათ განიხილავს ტემპერატურის, ტენიანობის და ქარის სიჩქარის განაწილებას ნიადაგთან ახლოს მდებარე ატმოსფეროს ქვედა შრეებში და იმ ფაქტორებს, რომლებიც მოქმედებენ ამ ელემენტებზე – ამ ფაქტორებიდან ყველაზე დიდი მნიშვნელობა აქვს სითბური და წყლის ბალანსის ცვალებადობას, მცენარის ბიოლოგიას და აღნაგობას, აგრეთვე ნიადაგის ზედაპირსა და ატმოსფეროს შორის სხვადასხვა სახის წინაღობას, უპირატესად ხახუნის სახით.

საქართველოს ტერიტორიის აგროკლიმატური დარაიონებისათვის იყენებენ ე.წ. ჰიდროთერმიულ კოეფიციენტს, რომელიც განსაზღვრავს სითბოუზრუნველყოფისა და წყალუზრუნველყოფის პირობებს. თერმიული რესურსების შეფასების მაჩვენებლად სავეგეტაციო პერიოდში გამოყენებულია საშუალო დღერამური ტემპერატურების ჯამი პერიოდისათვის, როდესაც ჰაერის ტემპერატურა მეტია 10°C , აღნიშნული ჰიდროთერმიული კოეფიციენტი პირველად შემოთავაზებული [90] მიერ, ითვლება პირობით მაჩვენებლად ტერიტორიების ტენიანობის შესაფასებლად და ის მიახლოებით გამოსახავს ტენიანობის ბალანსს ნიადაგში.

ჰიდროთერმიული კოეფიციენტი არის ნალექების ჯამის შეფარდება, მოსული 10°C ტემპერატურაზე მეტი რაღაც პერიოდში. შესაძლებელ ჯამურ აორთქლებასთან, უფრო სწორად აორთქლებადობასთან იგივე პერიოდში. აორთქლებადობას პირობითად იღებენ საშუალო დღელამური ტემპერატურების ჯამს (მეტი 10°C) შემცირებულის 10-ჯერ და გამოსახება შემდეგნაირად:

$$K = \frac{\Sigma P}{0,1 \Sigma t^{\circ}C} \quad (9)$$

სადაც K – ჰიდროთერმული კოეფიციენტი;

ΣP – ნალექების ჯამი მოსული $10^{\circ}C$ -ზე მეტი

ტემპერატურების პერიოდში. მ:

$\Sigma t^{\circ}C$ – ტემპერატურების ჯამი მეტი $10^{\circ}C$

ამ კოეფიციენტის საშუალებით შეიძლება გამოვყოთ ტერიტორიები ტენიანობის სხვადასხვა პირობებით, რადგან ორ ზონას ერთი და იგივე ნალექების რაოდენობით, მაგრამ სხვადასხვა ტემპერატურული პირობებით ექნებათ ტენიანობის სხვადასხვა ხარისხი და შესაბამისად მცენარისათვის განსხვავებული წყალუზრუნველყოფა.

დასავლეთ საქართველოში ზღვის დონიდან 600-700 მ-ზე $k > 4$ ჭარბი ტენის ზონაა, $k = 3,0 \div 4,0$ ტენიანი ზონაა, $k = 2,0 \div 3,0$ საკმარისად ტენიანი ზონა, $k = 1,3 \div 2,0$ არასაკმარისად ტენიანი ზონა, $k < 1,3$ – მშრალი ზონა.

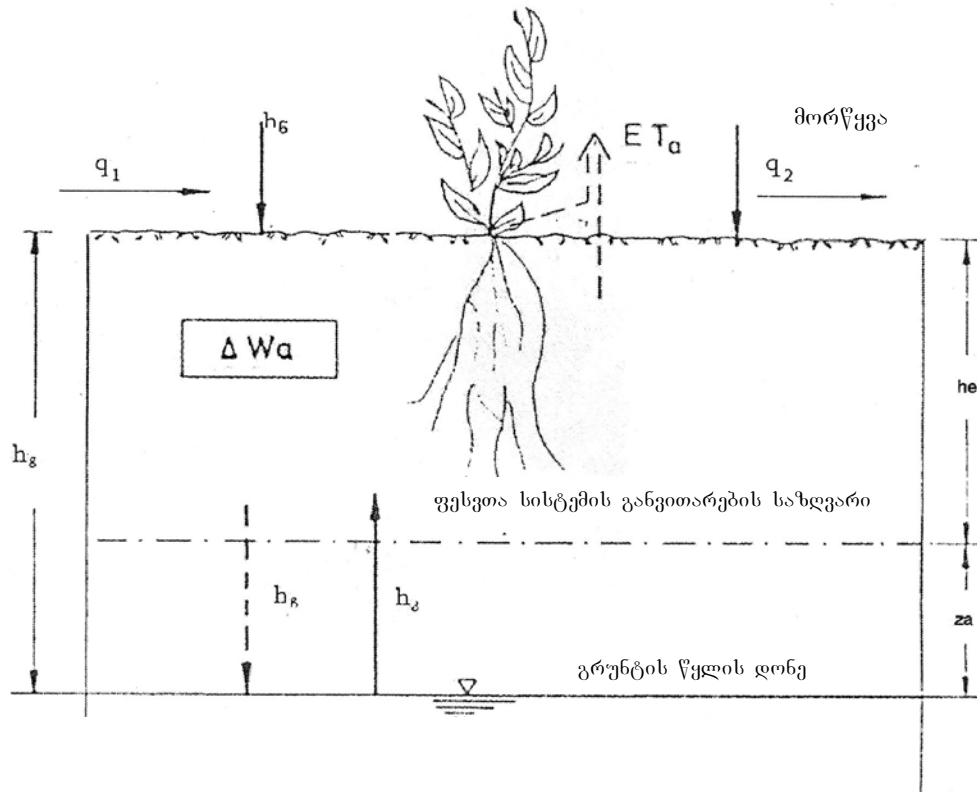
აღმოსავლეთ საქართველოში 300-1000 მ ზღვის დონიდან $k > 2,5$ ჭარბი ტენიანობის ზონაა, $k = 2,5 \div 2,1$ ტენიანი ზონაა, $k = 2,0 \div 1,6$ საკმარისად ტენიანი ზონა, $k = 1,6 \div 1,2$ არასაკმარისად ტენიანი ზონა, $k = 1,2 \div 0,7$ – მშრალი ზონა.

ჰიდროთერმული კოეფიციენტის მიხედვით საქართველოს ტერიტორია დაყოფილია 8 აგროკლიმატურ ზონად. ჩვენთვის განსაკუთრებულ ინტერესს წარმოადგენს V ზონა (აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკე) და ნაწილობრივ VI ზონა (აღმოსავლეთ საქართველოს მთისწინა ზონები), რადგან ამ ზონებში ჰიდროთერმული კოეფიციენტი $k = 0,7 \div 1$. წარმოადგენს დაბალი ტენიანობის ზონას და შესაბამისად სასოფლო-სამეურნეო კულტურების მაღალი მოსავლის

მოყვანა დაკავშირებულია ტენიანობის (წყლის) დეფიციტთან და შესაბამისად მთლიანად დამოკიდებულია სარწყავი ბუნებრივ-ტექნიკური სისტემის ფუნქციონირებასთან. არ შეიძლება არ აღვნიშნოთ, რომ დღედამური ტემპერატურების ჯამი 10°C -ზე მეტი ტემპერატურებისა, თუნდაც პირობითად გაიგივებული აორთქლებადობასთან, მიუთითებს ჰიდროთერმიული კოეფიციენტის კრიტერიუმად გამოყენების არასრულყოფილობაზე, რადგან განსხვავება ცალკეული აგროკლიმატური ზონებისათვის აორთქლებასა და 10°C -ზე მეტი ტემპერატურების ჯამი შემცირებული 10-ჯერ, იძლევა მნიშვნელოვან განსხვავებას (3 ÷ 5 ჯერ). ტენიანობის მიხედვით ტერიტორიების კლიმატურ ზონებად დასაყოფად შეიძლება გამოყენებული იქნას ისეთი მეთოდი, როგორცაა ნიადაგში წყლის ბალანსის მეთოდი. წყლის ბალანსის მეთოდის გამოყენების სქემა მოცემულია **ნახ.2-ზე**.

ამ სქემის თანახმად შეიძლება დავწეროთ წყლის ბალანსის განტოლება ყოველი დღისათვის

$$h_6 + (q_1 - q_2) + (h_3 - h_6) - ET_a = \Delta W_a \quad (10)$$



ნახ. 2 ნიადაგის წყლის ბალანსის საანგარიშო სქემა

სადაც h_6 – დღე-ღამეში მოსული ნალექები, მმ;

$h_γ$ – კაპილარული აწევა ფესვთა სისტემის არეში დღე-ღამეში;

$h_φ$ – ფესვთა სისტემიდან ქვემოთ ჩადენილი წყლის რაოდენობა, მმ;

q_1 – ნიადაგის ზედაპირიდან მოდინებული წყალი, მმ;

q_2 – ნიადაგის ზედაპირიდან გადენებული წყალი, მმ;

ET_a – ფაქტიური ევაპორანსპირაცია, მმ;

ΔW_a – ფესვთა სისტემის არეში გრუნტის წყლის რაოდენობა, მმ.

თუ $q_1 = 0$ და $q_2 = 0$, მაშინ (10) განტოლება ნიადაგის წყლის ბალანსისათვის ფესვთა სისტემის არეში i -ურ დღისათვის ვეგეტაციის პერიოდში მიიღებს შემდეგ სახეს:

$$W_{ai} = W_{a,i-1} + h_{\zeta,i} - ET_{ai} - h_{h,i} , \quad (11)$$

გრუნტის წყლის შემცველობა W_a დამოკიდებულია ნიადაგის წყალტევადობაზე FK და აქტიური შრის სიმაღლეზე h_e .

$$\text{როცა } h_{hi} = 0, \text{ მაშინ } W_{ai} \leq FK \cdot h_e, \quad (12)$$

ხოლო როცა

$$W_{ai} > FK \cdot h_e \text{ მაშინ } h_{hi} = W_{ai} - FK \cdot h_e, \quad (13)$$

კლიმატური წყლის ბალანსი h_6-ET_p (სადაც ET_p არის პოტენციური ევაპორანსპირაცია), გრუნტის წყლის ფაქტიური რაოდენობა W_a და მცენარისათვის გამოსაყენებელი გრუნტის წყალი W_p , შეიძლება გამოვიყენოთ მცენარის მიერ დახარჯული ნიადაგის ტენის განსაზღვრისათვის ET_a .

აქ შეიძლება განვიხილოთ შემდეგი შემთხვევები:

$$\left. \begin{array}{l} \text{ა) } h_{6,i} - ET_{p,i} \geq 0 \\ \text{ბ) } h_{6,i} - ET_{p,i} < 0 \\ \quad W_{p,j-1} \geq 50\% nFKh_e \\ \text{გ) } h_{6,i} - ET_{p,i} < 0 \\ \quad W_{p,j-1} < 50\% nFKh_e \end{array} \right\} ET_{a,i} = ET_{p,i}, \quad (14)$$

i-ური დღისათვის ET_a შეიძლება განისაზღვროს [122] როგორც

$$ET_{a,i} = h_{6,i} - W_{a,i-1}(1-e^\beta), \quad (15)$$

სადაც
$$\beta = \frac{h_{6,i} - ET_{p,i}}{nFK \cdot h_e}$$

ხოლო nFK არის ნიადაგის სასარგებლო ტენტევალობა და $e = 2,718$ ანუ

$$nFK = FK - PWP, \quad (16)$$

სადაც PWP არის ჭკნობის მდგრადი ტენიანობა;

ამგვარად ამ მეთოდით სარგებლობის დროს საჭიროა შევაფასოთ პოტენციალური ევაპორანსპირაცია, ფაქტიური ევაპორანსპირაცია და მოსული ნალექების რაოდენობა. (14) გამოსახულება საშუალებას გვაძლევს განვსაზღვროთ ნიადაგის ტენიანობის მდგომარეობა და გამოვიყენოთ იგი როგორც აგრომეტეოროლოგიური კრიტერიუმი და ჩავატაროთ შესაბამისი ღონისძიებანი.

ჯერ კიდევ გასული საუკუნის დასაწყისში პირველად ტერიტორიების წყლის რეჟიმის დასადგენად [28] გამოიყენებული იქნა ტენიანობის კლიმატური პირობების მაჩვენებელი, როგორც მოსული ნალექების ჯამის შეფარდება აორთქლებადობასთან. უფრო მოგვიანებით ეს მახასიათებელი გამოყენებული იქნა მიერ და დღემდე არ დაუკარგავს თავისი დანიშნულება. აღნიშნულიდან გამომდინარე გატენიანების კოეფიციენტი

$$K = \frac{h_6}{ET_0} \quad (17)$$

სადაც K – გატენიანების კოეფიციენტია

h_6 – მოსული ნალექების ჯამი, მმ

ET_0 – აორთქლებადობა, მმ

ე. ოლდეკოპი აორთქლებადობას თვეში განსაზღვრავდა, როგორც

$$ET_0 = md \quad (18)$$

სადაც d – ჰაერის ტენიანობის დეფიციტია, მმ;

m კოეფიციენტი, რომელიც წყლის თბილი პერიოდისათვის შეადგენს 22,7, ხოლო ცივი პერიოდისათვის – 16.

ყველა ბიოკლიმატური ანუ აგროკლიმატურ ზონას შეესაბამება თავისი გატენიანების კოეფიციენტი, თავისი წყლის რეჟიმი. ასე მაგალითად ტუნდრასა და ტყიან ზონაში $k > 1,0$ სტეპის ზონისათვის $k = 1,0 \div 0,5$ ნახევრად უდაბნოსათვის $k = 0,5 \div 0,33$ და უდაბნოსათვის $k < 0,33$;

ბუდიკომ [23] გატენიანების კოეფიციენტისათვის გამოიყენა ისეთი კლიმატური პარამეტრები, როგორცაა ნალექები, ორთქლადქცევის ფარული სითბო და რადიაციული ბალანსი. აორთქლებადობის საანგარიშოდ მან შემოგვთავაზა განტოლება:

$$ET_0 = \frac{R}{L} \quad \text{ანუ}$$

$$ET_0 = \frac{R}{60} , \quad (19)$$

სადაც ET_0 – აორთქლებადობაა, მმ ,

L – ორთქლადქცევის ფარული სითბო,

R – რადიაციული ბალანსი, მმ

1 სმ³ წყლის ასაორთქლებლად იხარჯება 600 კალორია სითბო. ნალექებისა და რადიაციული ბალანსის ნებისმიერი მნიშვნელობების დროს შეიძლება ადგილი ჰქონდეს სამ შემთხვევას:

$$h_6 = \frac{R}{L} \quad \text{ან} \quad \frac{h_6}{R} = 1,0 \quad (20)$$

$$h_6 > \frac{R}{L} \quad \text{ან} \quad \frac{h_6}{R} > 1,0 \quad (21)$$

$$h_6 < \frac{R}{L} \quad \text{ან} \quad \frac{h_6}{R} < 1,0 \quad (22)$$

განვიხილოთ თითოეული შემთხვევა.

1. ტოლობა $h_6 = R/L$ გვიჩვენებს, რომ მოვიდა იმდენი ნალექების რაოდენობა რამდენიც შეუძლია ააორთქლოს მოსულმა რადიაციულმა სითბომ. მოსული ნალექები და ექვივალენტური სითბო ამ შემთხვევაში ქმნის შეუზღუდავ პირობებს მცენარის წყლით უზრუნველყოფისათვის, მისი მაქსიმალური ზრდა-განვითარებისა და მოსავლიანობისათვის.

კლიმატური პირობები, როდესაც ჯამური ნალექების ფარდობა აორთქლებადობასთან ახლოს არის 1-თან, წარმოადგენს ოპტიმალურს სასოფლო-სამეურნეო კულტურების ზრდა-განვითარებისა და მოსავლიანობისათვის.

2. $h_6 > R/L$ გვიჩვენებს, რომ მოსული ნალექების რაოდენობა მეტია ვიდრე შეუძლია ააორთქლოს მოსულმა სითბომ და ადგილი აქვს ნიადაგში ჭარბ ტენიანობას. ჭარბი ტენი თავის მხრივ აუარესებს აერაციას, ამცირებს ტრანსპირაციას და შესაბამისად მცენარის ზრდა-განვითარების პროცესს.

3. $h_6 < R/L$ გვიჩვენებს იმ შემთხვევას, როდესაც მოსული ნალექების რაოდენობა ნაკლებია იმ რაოდენობაზე, რომელიც შეუძლია ააორთქლოს მოსული სითბოს რაოდენობამ. ამ შემთხვევაში ნიადაგში იქნება ტენიანობის დეფიციტი და შესაბამისად მცირდება მცენარის ზრდა-განვითარება ტრანსპირაციის შეზღუდვის გამო.

$h_6 = R/L$ – ხშირად უწოდებენ აორთქლებადობის რადიაციულ მაჩვენებელს და როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ შეიძლება გამოვიყენოთ ნიადაგის გატენიანების მაჩვენებლად, რასაც დიდი მნიშვნელობა აქვს პრაქტიკული მელიორაციული პრობლემების გადაჭრისათვის და დაკავშირებულია მორწყვასა და დაშრობასთან.

ამ მეთოდის პრაქტიკული გამოყენება, ერთი შეხედვით თითქოს მარტივია და მის საანგარიშოდ არ არის საჭირო რთული მათემატიკური გამოთვლები, მაგრამ იგი დაკავშირებულია რადიაციული მაჩვენებლების განსაზღვრის რთულ და ძვირადღირებულ აპარატურასთან, რის გამოც მხოლოდ შეზღუდული რაოდენობის მეტეოსადგურებში შეიძლება შესაბამისი მონაცემების მოპოვება.

ნიადაგის გატენიანების მაჩვენებლისათვის გამოიყენება აგრეთვე ე.წ. აორთქლების დეფიციტის მეთოდი. თუ ვიცით აორთქლებადობა ET_0

და აორთქლება E , მაშინ შეგვიძლია განვსაზღვროთ აორთქლების დეფიციტის მნიშვნელობა.

$$\Delta E = ET_0 - E \quad , \quad (23)$$

რომელიც რაოდენობრივად ასახავს მცენარის შესაძლებელი (ოპტიმალური) და ფაქტიური წყალმოთხოვნილების შეუსაბამობის ხარისხს. ზოგჯერ გატენიანების მაჩვენებლის მაგივრად იყენებენ ე.წ. გამოშრობის კოეფიციენტის მნიშვნელობას ვეგეტაციის პერიოდში

$$K = \frac{R}{LE} \quad (24)$$

აორთქლების დეფიციტსა და გამოშრობის კოეფიციენტს შორის დამოკიდებულება, როგორც წინა მეთოდის განხილვის დროს აღვნიშნეთ, დაკავშირებულია რადიაციული მაჩვენებლების განსაზღვრის სირთულესთან.

მოცემული რეგიონის აგროკლიმატური ზონალობისა და წყალუზრუნველყოფის შესაფასებლად ჰიდრომელიორაციული თვალსაზრისით მრავალრიცხოვანი მკვლევარების მიერ [2, 13, 48 61, 73, 108] შემოთავაზებულია კრიტერიუმები, რომლებიც წარმოდგენილია სხვადასხვა ტერმინოლოგიური სინონიმებით: „წყლით უზრუნველყოფის კოეფიციენტი“, „წყლის ბალანსის კოეფიციენტი“, „ჰიდროთერმიული კოეფიციენტი“ , „წყლის დეფიციტის სიმძლავრის კოეფიციენტი“ [108], „გატენიანების კოეფიციენტი“ [48], „აორთქლებადობის კოეფიციენტი“ [13], „სიმშრალის კოეფიციენტი“ ან „სიმშრალის რადიაციული ინდექსი“ [2], „აორთქლები დეფიციტი“ , „წყალსითბოუზრუნველყოფის კოეფიციენტი“ [73].

ზემო სამგორის სისტემის დაპროექტებას საფუძვლად დაედო ი. ჩხენკელის მიერ დამუშავებული აგროზონალობის კრიტერიუმი და

ასევე ზღვრული წყალტევადობის განსაზღვრის მეთოდი მორწყვის ნორმის დასადგენად.

გატენიანების მაჩვენებლად მიღებულია ატმოსფერული ნალექების წლიური ჯამის შეფარდება წლიურ აორთქლებადობასთან, ხოლო აორთქლებადობის დეფიციტად – სავეგეტაციო პერიოდში აორთქლებადობასა და ეფექტურად გამოყენებულ ნალექებს შორის სხვაობა. პირველი წარმოადგენს ხარისხობრივ მაჩვენებელს, ვინაიდან, რაც ნაკლებია K მით მეტია წყლის დანაკლისი მოთხოვნილებასთან შედარებით, ხოლო მეორე – $(E-P)$ – წარმოადგენს რაოდენობრივ მაჩვენებელს, რაც მეტია დეფიციტი მით მეტია წყლის საჭირო რაოდენობა. გარემო პირობების ობიექტურ ინტეგრალურ მაჩვენებელს წარმოადგენს აორთქლებადობა და აორთქლების დეფიციტი [6, 9, 58]. აღებული რეგიონის წყალუზრუნველყოფის შეფასებისთვის მიზანშეწონილია გამოყენებული იქნას წყალუზრუნველყოფის კომპლექსური ერთიანი კოეფიციენტი. ასეთი კოეფიციენტი პირველად შემოტანილი იქნა [100] მიერ. ის წარმოდგენილია შემდეგი სახით:

$$K_3 = \frac{\Delta P}{K} = \frac{p - E_0}{p \cdot E_0} = \frac{E_0(p - E_0)}{p} \quad (25)$$

სადაც E_0 – აორთქლებადობაა საანგარიშო პერიოდში, რომელიც შეიძლება განისაზღვროს შემდეგი ემპირიული ფორმულით [47];

$$E_0 = 0,002(t+25)^2(100-r) \quad \text{მმ/თვე}$$

p – ატმოსფერული ნალექების რაოდენობაა საანგარიშო (სავეგეტაციო) პერიოდში

$\Delta p = p - E_0$ – ატმოსფერული ნალექების დეფიციტი იმავე პერიოდში;

$K = \frac{P}{E_0}$ – გატენიანების მაჩვენებელი ანუ წყალუზრუნველყოფის

კოეფიციენტი;

t – ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურა, C°,

r – ჰაერის საშუალო თვიური ფარდობითი ტენიანობა.

რაც მეტია კომპლექსური კოეფიციენტის K_p აბსოლუტური სიდიდე, მით მეტი იქნება ატმოსფერული ნალექების ან სიუხვით გამოწვეული დაძაბულობა. აღნიშნული კოეფიციენტის დადებითი ნიშანი მიუთითებს ჭარბ ნალექებზე, ხოლო უარყოფითი - ნალექების დეფიციტზე.

კომპლექსური კოეფიციენტის ფიზიკური და საწარმოო არსის ასახსნელად ვისარგებლოთ მასალებით, რომლებიც მოყვანილია შრომაში [90] და სხვა.

მაგალითების ანალიზიდან შეიძლება ვიმსჯელოთ K_p -კოეფიციენტის შინაარსობრივ მხარეზე. სასოფლო-სამეურნეო მელიორაციის ერთ-ერთ ძირითად მიზანს შეადგენს წყალუზრუნველყოფის ნორმალიზაცია ანუ წყალუზრუნველყოფის კოეფიციენტის 1-თან ტოლობა, ხოლო კომპლექსური კოეფიციენტი აღიქმება, როგორც K -ს ერთეულ მნიშვნელობაზე მოსული Δp ხვედრითი დეფიციტი, ამგვარად K_p -კოეფიციენტი გამოხატავს არსებულ ბუნებრივ პირობებში ხელოვნური ნორმალიზაციის სირთულის ხარისხს და პირდაპირ კავშირში იმყოფება წყლის რესურსების მართვა-რეგულირების ყოველის მომცველ რეგულირებასთან. ასე მაგალითად, თუ p უდრის E_0 -იანს მაშინ ცხადია $\Delta p = 1$.

1. 3 ევაპოტრანსპირაცია, როგორც სასოფლო – სამეურნეო კულტურების წყალმოთხოვნილების ძირითადი კომპლექსური მახასიათებელი.

სასოფლო – სამეურნეო წარმოების ინტენსიფიკაციის ერთ-ერთ ძირითად ამოცანას წარმოადგენს მარცვლეულ და ტექნიკური კულტურების მოსავლიანობის ამაღლება თანამედროვე აგროტექნიკური ღონისძიებების დანერგვის გზით სარწყავ მიწათმოქმედებაში.

ამასთან აუცილებელია სხვადასხვა აგროტექნიკური ღონისძიებების გავლენის შეფასება ჰიდრომეტეოროლოგიური პირობების ფონზე სასოფლო – სამეურნეო კულტურების ვეგეტაციის მთელ პერიოდში.

სასოფლო – სამეურნეო კულტურების ზრდა-განვითარების დინამიკურ პროცესზე მრავალრიცხოვან ჰიდრომეტეოროლოგიური ფაქტორებიდან განსაკუთრებულ მნიშვნელობას იძენს ისეთი კომპლექსური მახასიათებელი, როგორცაა ევაპოტრანსპორცია, რადგან ის წარმოადგენს მცენარის ზრდა-განვითარების წყლის ბალანსის ძირითად ხარჯვით კომპონენტს.

ევაპოტრანსპორაციის პროცესისა და მისი განმაპირობებელი ფაქტორების შესწავლა სხვადასხვა კლიმატური პირობებისათვის წარმოადგენს ძირითად მაჩვენებელს წყლის რესურსების ოპტიმალური განაწილებისა და სასოფლო-სამეურნეო კულტურების წყალუზრუნველყოფისათვის.

სასოფლო – სამეურნეო სავარგულებიდან ევაპოტრანსპორაცია განისაზღვრება მცენარის ზრდა განვითარებაზე ურთიერთმოქმედი

გარეგანი და შინაგანი ფაქტორებით. შიგა ფაქტორებში იგულისხმება არა მხოლოდ მცენარის ზრდა, როგორც პროცესი ორგანული მასის რაოდენობის დაგროვებისა, არამედ მისი ზრდა-განვითარების პროცესში ხარისხობრივი ცვლილებები. მცენარის ზრდასთან ერთად იცვლება პროტოპლაზმის კოლოიდურ-ქიმიური თვისებები და მათ შორის გამჭოლობა [14, 21]. შედარებით მაღალი გამტარობით ხასიათდება მცენარის ყველაზე უფრო ახალგაზრდა უჯრედები, ხოლო მცენარის განვითარების მომდევნო სტადიებზე პროტოპლაზმის გამტარობა მცირდება. ამის შედეგად ქვეითდება მცენარეებში წყლის გადაადგილება, მცირდება უჯრედების მიერ წყალგაცემა და ეცემა წყლის ორთლადქცევის ინტენსივობა. მცენარის განვითარების სტადიები უშუალო გავლენას ახდენს ტრანსპირაციის სიდიდეზე. ნიადაგის სახეები და აგროტექნიკური ფონი უშუალოდ გავლენას არ ახდენს ევაპოტრანსპირაციაზე. საშუალო მრავალწლიურმა ნიადაგურმა და აგროტექნიკურმა პირობებმა თავისი კონცენტრირებული ასახვა ჰპოვა მცენარის ბიოლოგიურ წყალმოთხოვნილობაში და გარდაისახა შინაგან ფაქტორში. გარეგან ფაქტორებს შეიძლება მივაკუთნოთ სისტემური გადახრები საშუალო მრავალწლიური მახასიათებლებისაგან, რომელიც გამოიხატება ნიადაგის ნაყოფიერების თანდათანობით ამალღებაში მისი სტრუქტურის შექმნით, სასუქების შეტანით, სწორი აგროტექნიკური ღონისძიებების კომპლექსით და ა.შ. ყველა აღნიშნული ღონისძიებანი ან აუმჯობესებენ ნიადაგის ტენიანობას ან ნიადაგის კვებით რეჟიმებს. აქედან გამომდინარე, არ არის აუცილებელი დამატებით გავითვალისწინოთ ნიადაგისა და აგროტექნიკის გავლენა ევაპოტრანსპირაციის პროცესზე. თუმცა ასეთი დასკვნა არასაკმარისად

თვალსაჩინოა, რის გამოც ამ საკითხებზე სხვადასხვა ავტორების მოსაზრებები ურთიერთ განსხვავებულია და აუცილებელია ამ საკითხის დეტალური ანალიზი. მრავალი მეცნიერი [38, 88, 94, 99]. ექსპერიმენტალურ მონაცემებზე დაყრდნობით ამტკიცებენ, რომ ბიოლოგიური მოსავლის გაზრდა იწვევს ევაპოტრანსპორაციის გაზრდას. ავტორთა მეორე ჯგუფი [29, 102] . თვლიან, რომ მოსავლის ზრდა სავსებით არ ადსტურებს წყლის საერთო ხარჯის ზრდას (ევაპოტრანსპირაცია + ჩამონადენი) მოცემული სასოფლო – სამეურნეო კულტურებისათვის. ამ დასკვნის სასარგებლოდ ლაპარაკობს მოსავლიანობის მონაცემები, რომელთა მიხედვითაც ერთმანეთის გვერდით მოთავსებული ფართობები იძლევიან მოსავალს განსხვავებულს 1,5 – 3 ჯერ. ეს საკითხი დეტალურად შესწავლილია [16], რომლებმაც ექსპერიმენტის მასალებზე დაყრდნობით აჩვენა, რომ ცალკეულ შემთხვევებში ადგილი აქვს მოსავლის ზრდასთან ერთად ევაპოტრანსპირაციის გაზრდას ან რჩება უცვლელი. ნიადაგის ნაყოფიერების ამაღლების და სასოფლო სამეურნეო კულტურების სწორი შერჩევა აუმჯობესებს მცენარის კვების პირობებს, რის შედეგადაც მიიღწევა მცენარეული მასის მაქსიმალური მატება, რაც თავის მხრივ დამატებით ამცირებს არაპროდუქტულ აორთქლებას ნიადაგის დაჩრდილული ზედაპირიდან. ამ შემთხვევაში ტრანსპირაციაზე შეიძლება დახარჯული იქნას წყლის დიდი რაოდენობა, მაშინ როდესაც ევაპოტრანსპირაცია პრაქტიკულად უცვლელია ანალოგიური ფართობებთან შედარებით დაბალი აგროტექნიკური ღონისძიებებისას. ექსპერიმენტალური მონაცემების ანალიზი და საორიენტაციო გამოთვლები [25, 56, 89, 95] გვიჩვენებენ,

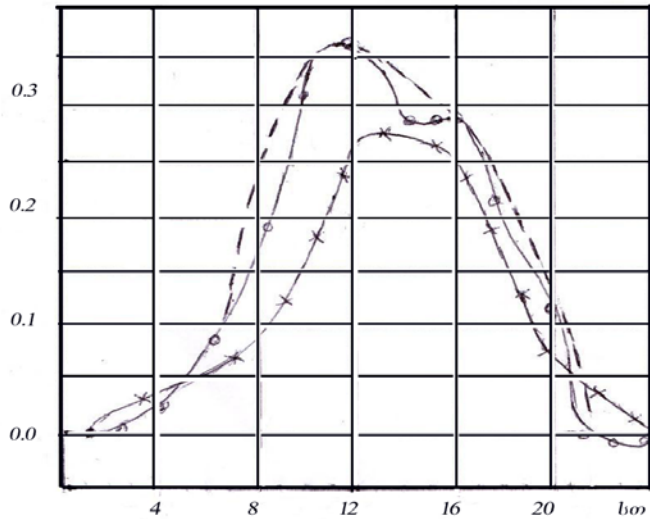
რომ მცენარის ტრანსპირაცია ერთნაირი მეტეოროლოგიური პირობებში მაღალი აგროტექნიკის დროს შეიძლება გაიზარდოს 20-100%-ით ვიდრე დაბალი აგროტექნიკური ღონისძიებების დროს.

მეორე ფაქტორი რომელიც შეიძლება ახსნილი იყოს მაღალი მოსავლის მიღების შესაძლებლობით, პრაქტიკულად უცვლელი მთლიანი ნიადაგის ტენის ხარჯვით წარმოადგენს მცენარეთა ერთობლიობის შესაძლებლობას მაღალგანვითარებული ბიოლოგიური მასით, წარმოქმნას თავისი დამოუკიდებელი ფიტო-კლიმატი ხელშემწყობი მოცემული სასოფლო – სამეურნეო კულტურის ზრდა განვითარებისათვის [15, 85].

ნახევარი საუკუნის წინათ, ა.მ. ალპატიევი [16] წერდა, რომ წყლის ხარჯის რეგულირების მძლავრ ფაქტორად ევაპოტრანსპირაციაზე წარმოადგენს მცენარეთა ჯგუფების ერთობლიობა, რომლებიც ქმნიან თავის ლოკალურ ფიტოკლიმატს.

წყლის ხარჯის გაზრდა ტრანსპირაციაზე (უცვლელი ჯამური აორთქლების დროს) და მისი პროდუქტიულობის გაზრდა გამოწვეული მიწათმოქმედების ტექნოლოგიის გაუმჯობესებით და სელექციის თანამედროვე ჯიშებთან ერთობლიობაში ცხადია უზრუნველყოფილი იქნება შესაბამისად მაღალი მოსავლიანობა წყლის ოპტიმალური გამოყენების პირობებში მოცემული სასოფლო – სამეურნეო ფართობისათვის. განვიხილოთ მეტეოროლოგიური პირობების გავლენა უფრო დეტალურად დღე-ღამური და სეზონური აორთქლების

მმ/სთ ამიკაზე ამინდის სხვადასხვა პირობებში.



ნახ. 3 მდელოდან დღე-ღამური ევაპოტრანსპირაცია

○— ცვალებადი მოღრუბლელობა. x x მოღრუბლელობა ;
 — — მოღრუბლელობა არ არსებობს.

მცენარის ბიოლოგიური წყალმოთხოვნილების სეზონურ და დღეღამურ დინამიკაზე მუდმივ გავლენას ახდენს მეტეოროლოგიური პირობები. ნახ. 3 კარგად ჩანს თუ როგორ მძლავრ გავლენას ახდენს მეტეოროლოგიური ფაქტორები მდელოს ევაპოტრანსპირაციაზე. კერძოდ გრაფიკებზე გამოსახულია დღეღამური აორთქლების დინამიკა სხვადასხვა დრუბლიანობის (განათებულობის) დროს. სხვა თანაბარი პირობების დროს მდელოდან ევაპოტრანსპირაცია მზიან ამინდში ორჯერ აღემატება ევაპოტრანსპირაციის სიდიდეს დრუბლიან ამინდში.

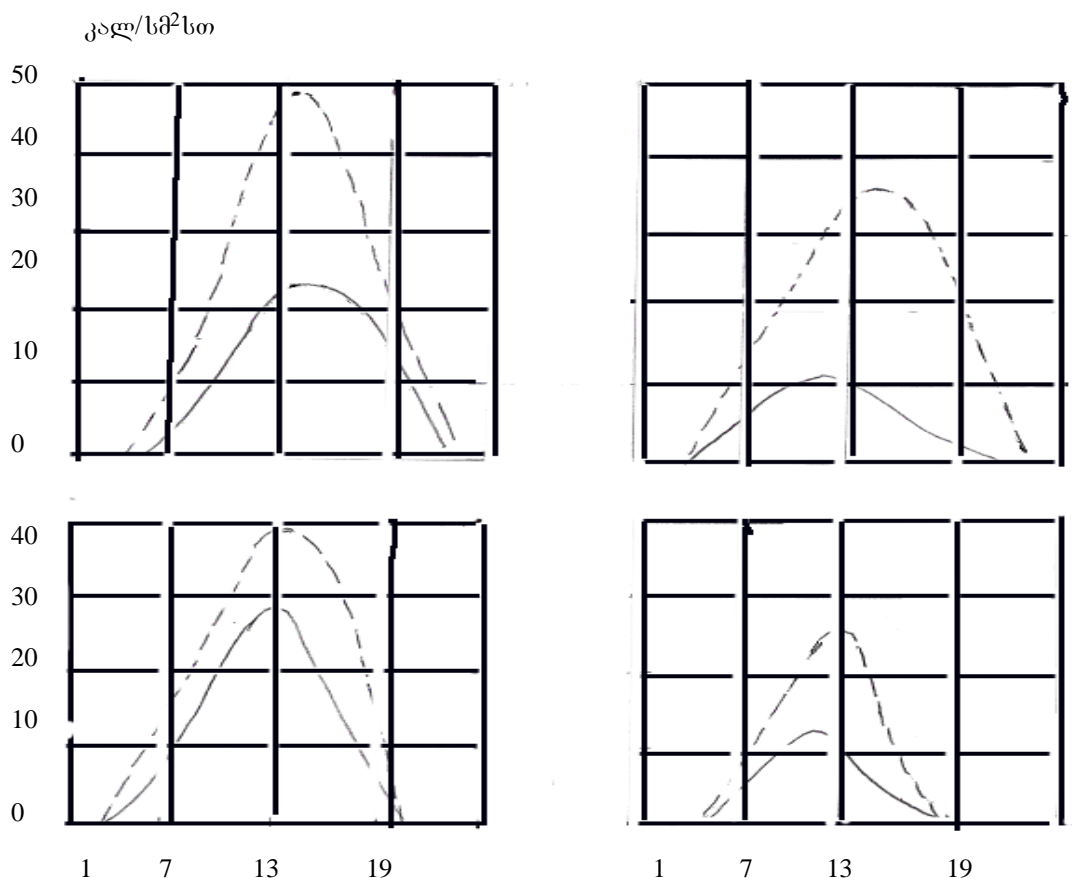
დღეღამური აორთქლების დინამიკა რაოდენობრივად შეიძლება დავახასიათოთ შემდეგი ფარდობითი კოეფიციენტებით. მეტეოროლოგიურ სადგურებზე ყველაზე უფრო მიღებულია დაკვირვებები 1, 7, 13, 19 საათზე; მათი შესაბამისი დროის ინტერვალებია 22-4, 4-10, 10-16, 16-22 საათი. თუ მივიღებთ, რომ დღე-ღამური აორთქლების სიდიდეს E დღე/ღამე ერთის ტოლად, მაშინ E_i რომელიც მოდის დროის ინტერვალზე შესაბამისი გაზომვების

მონაცემების შესაბამისად 1, 7, 13, 19 საათზე შეიძლება გამოვსახოთ მთელის ანუ ერთის ნაწილებში.

$$X_i = \frac{E_{i1}}{E_{\text{დ/დ}}} < 1$$

ზემოთ მოყვანილი ექსპერიმენტალური მონაცემების დამუშავებამ და სათანადო ანალიზმა საშუალება მოგვცა დაგვედგინა, რომ აორთქლება, რომელიც მიმდინარეობს დროის ერთეულში და ხასიათდება გაზომილი მონაცემებით 1 საათზე, შეადგენს (ერთის ნაწილებში) 0,007 საათზე – 0,20, 13 საათზე – 0,60 და 19 საათზე – 0,20.

ნიადაგის (ხმელეთის) ზედაპირიდან დღე-ღამური აორთქლების დინამიკის განმსაზღვრულ ფაქტორს წარმოადგენს ჯამური რადიაციის ცვალებადობა, ხოლო აორთქლების ინტენსივობის მაქსიმალური მნიშვნელობა დამოკიდებულია ნიადაგის ტენიანობაზე. (ნახ.4)



ნახ. 4 საშუალო დღე-ღამური ჯამური რადიაცია თვეში და სითბოს დანახარჯები აორთქლებაზე მდელოდან ნიადაგის სხვადასხვა ტენიანობის დროს

1 — სითბოს დანახარჯი აორთქლებაზე; 2 — — — ჯამური რადიაცია.

ამ გრაფიკებიდან ჩანს, რომ ნალექების რაოდენობის გაზრდა რამდენადმე ამცირებს ჯამური რადიაციის სიდიდეს და ზრდის აორთქლების სიდიდეს.

ზემოთ აღნიშნულ შემთხვევები იძლევა საფუძველს, რომ აორთქლება განვიხილოთ როგორც ფიზიკური პროცესი და მიგვაჩნია, რომ მისი მკვეთრი ზრდა განპირობებულია უმთავრესად ფიზიკური კანონზომიერებით, და არა მცენარის ფიზიოლოგიური წყალმოთხოვნილებით. სწორედ ასეთ შემთხვევას ეხება კ.ა. ტიმირიაზევის [98] წარმოდგენა ამ საკითხზე, რომელიც ამბობდა: „თითქმის შეუძლებელია ვაღიაროთ, რომ მცენარის მიერ აორთქლებული წყლის რაოდენობა, როგორც ეს ხდება ჩვეულებრივად ბუნებაში შეესაბამებოდეს მცენარის პირდაპირ წყალმოთხოვნილებას”.

მზის რადიაციის ინტენსივობის გაზრდა ერთეულ ჰორიზონტალურ ფართობზე იწვევს მცენარის ზედაპირის ტემპერატურის ზრდას და გაძლიერებულ აორთქლებას, რადგანაც წყლის გარდაქმნისათვის ორთქლისებრ მდგომარეობაში იხარჯება სითბოს მნიშვნელოვანი რაოდენობა. ენერგეტიკული თვალსაზრისით მცენარის მიერ აორთქლების პროცესი (ტრანსპირაცია) ანალოგიურია წყლის თავისუფალ ზედაპირიდან აორთქლებისა იმ საზღვრამდე სანამ ნიადაგიდან წყლის მოდინება არ გამოიწვევს ტრანსპირაციის

ინტენსივობის შეზღუდვას. მცენარისათვის შეუზღუდავი წყლის მიწოდების დროს კ.ა. ტიმირიაზევი თვლიდა, რომ „მცენარის მიერ წყლის აორთქლება სრულად ემორჩილება ფიზიკურ კანონებს” და რომ „მთავარ ფაქტორებად უნდა მივიჩნიოთ ატმოსფეროს ტენიანობა, ქარი და მზით გათბობა”. ასეთივე მოსაზრებას გამოთქვამდნენ მრავალი ავტორები [71] და აღნიშნავდნენ რომ „ტრანსპირაცია თავის ბუნებაში წარმოადგენს აორთქლების ფიზიკურ პროცესს”. მცენარიდან აორთქლების ინტენსივობის პირდაპირ კავშირს მეტეოროლოგიურ ფაქტორებთან ადგილი აქვს არა მხოლოდ ცალკეული დაკვირვებების პერიოდში, არამედ ცალკეული დღეღამის, თვის და სეზონისათვის. ცხრილ 1 –ში.

ცხრილ 1-ში მოყვანილია მონაცემები მდელოდან აორთქლების სიდიდეებზე, გაზომილი ჰიდრაულიკური ამორთქლების საშუალებით სამი მზიანი, სამი ცვალებადი მოლრუბლულობის და სამი ღრუბლიანი დღისათვის. ამ ცხრილის მონაცემები გვიჩვენებს, რომ აორთქლება მდელოდან და წყლის ზედაპირიდან თითქმის ერთნაირად არის დამოკიდებული მეტეოროლოგიურ პირობებზე.

ცხრილი 1. წყლის თავისუფალი ზედაპირიდან და მდელოდან აორთქლების მაჩვენებლები სხვადასხვა ამინდის დროს

ამინდი	თარიღი	აორთქლება მდელოდან, მმ.	აორთქლება წყლის ზედაპირიდან, მმ.
ღრუბლიანი	7 VIII	0,0	1,3
	8 VIII	1,4	1,8
	9 VIII	0,4	0,8
	7 – 9 VIII	1,8	3,9

ცვალებადი მოდერუბლულობა	11 VIII	1,8	2,2
	12 VIII	1,2	1,5
	13 VIII	1,7	1,5
	11 – 13 VIII	4,7	5,2
მზიანი	4 VIII	2,7	1,2
	5 VIII	3,0	3,5
	3 – 5 VIII	3,1	2,7
		8,8	7,4
აგვისტოს თვის 9-დღის ჯამი		15,3	16,3

ევაპოტრანსპირაციის სიდიდე მცენარის განვითარების ცალკეული სტადიებისათვის (ფაზებისათვის) ერთი და იგივე სასოფლო – სამეურნეო კულტურებისათვის წლიდან წლამდე მნიშვნელოვნად იცვლება ამინდის პირობების მიხედვით: შესაბამისად ევაპოტრანსპირაციის სიდიდე სხვადასხვა სავარგულებიდან განისაზღვრება მეტეოროლოგიური პირობებით და ნიადაგის ტენიანობით არა მხოლოდ ცალკეული დღეღამისათვის, არამედ დროის საკმაოდ დიდი პერიოდებისათვის – მცენარის განვითარების ცალკეული სტადიებისათვის, რომლის საზღვრებში აორთქლების პროცესი ხარისხობრივად არ იცვლება.

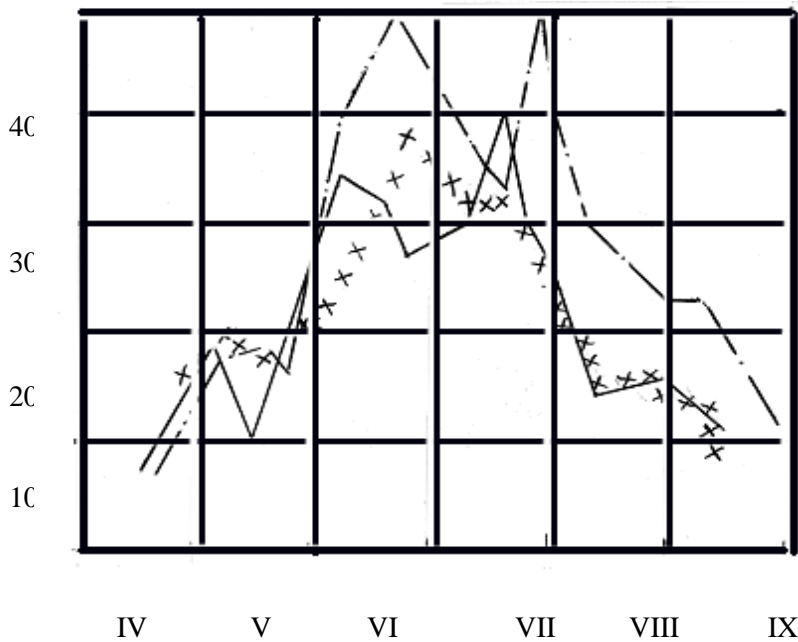
განვიხილოთ სხვადასხვა სასოფლო-სამეურნეო კულტურების ევაპოტრა-ნსპირაციის მონაცემები ვეგეტაციის პერიოდში. [20, 25, 84, 104] ნახ4-ზე მოყვანილია მონაცემები ალდაიზე 1951, 1952, 1953, 1957, 1958, 1959წწ. და დუბოვკაზე 1956, 1958, 1959წწ. სხვადასხვა ტენიანობის ხარისხის მიხედვით. 1951, 1959, 1960 წლები იყო გვალვიანი. ნალექები მაისში–სექტემბერში შესაბამისად შეადგენდა 224, 271 და 129მმ. 1952, 1956 და 1958 წლები იყო ზომიერი (ნალექიანი 460, 354 და 193მმ, ხოლო

1953, 1957 და 1958წწ. იყო ტენიანი (ნალექები 530, 472, 220მმ). ამ გრაფიკებიდან ჩანს, რომ ევაპოტრანსპირაცია როგორც ნაკლებტენიან ისევე ჭარბტენიან ზონებში იზრდება ნალექების ზრდასთან ერთად და აღწევს მაქსიმუმს 1953, 1957 და 1958 წვიმიან წლებში.

იგივე დასკვნამდე მივდივართ, როდესაც ვახდენთ შედარებას მდელიოდან ჯამურ აორთქლებასა და წყლის ზედაპირიდან აორთქლების სიდიდეებს შორის. ასე მაგალითად, 1951 და 1959 გვალვიან წლებში აორთქლება წყლის ზედაპირიდან იყო მეტი, ვიდრე სასოფლო-სამეურნეო სავარგულებიდან, ხოლო 1952 და 1958წწ. თითქმის იგივე, და 1953 და 1957 წვიმიან წლებში აორთქლება წყლის ზედაპირიდან იყო რამდენადმე მცირე მდელიობიდან ჯამურ აორთქლებაზე.

თუ აორთქლება მცირე ფართობებიან წყლის ზედაპირებიდან შეიძლება იყოს მეტი, ტოლი ან ნაკლები სასოფლო – სამეურნეო სავარგულებიდან აორთქლებაზე ჭარბტენიან ზონებში, იგი არ შეიძლება ყოველთვის მივიღოთ მაქსიმალურად შესაძლებელ აორთქლების მახასიათებელ სიდიდედ.

ამ თვალსაზრისით აორთქლება ოპტიმალურად გატენიანებული მდელიოდან სრულად შეესაბამება აორთქლებადობის ტერმინის გაგებას. იგი ყოველ წელს რა თქმა უნდა დარჩება მაქსიმალური. მხოლოდ 1988 წელს, როდესაც ადგილი ჰქონდა ძლიერ წვიმებს „კლევერის“ აორთქლების სიდიდე მიუახლოვდა ოპტიმალურად გატენიანებული მდელიოს აორთქლების სიდიდეს.



ნახ.5. სასოფლო სამეურნეო სავარგულებიდან ევაპოტრანსპირაციის სეზონური მნიშვნელობები.

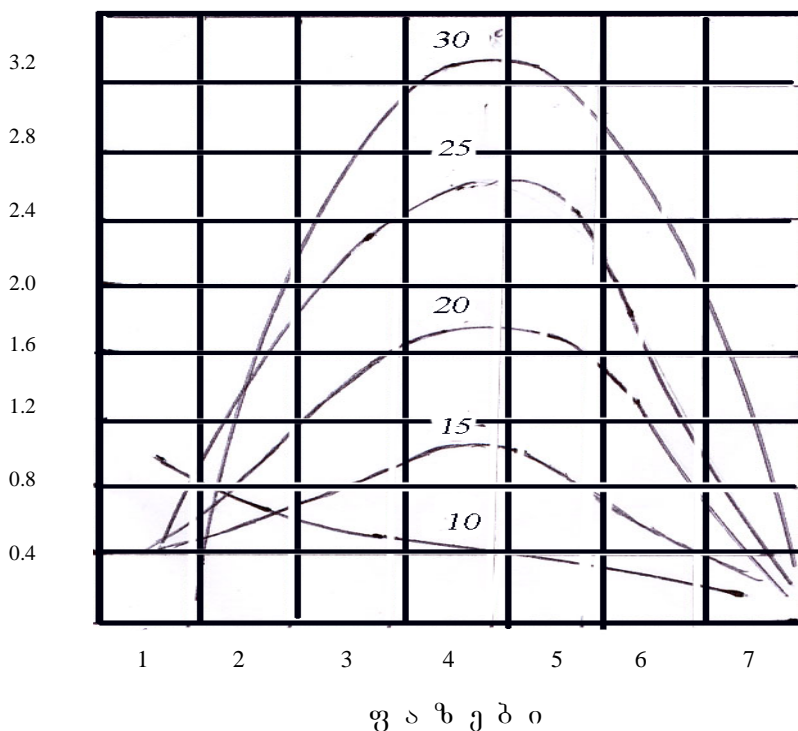
ევაპოტრანსპირაცია სავარგულებიდან სხვადასხვა წლებში.

— · — 1, ——— 2, x x x x x 3 .

ნახ. 5-ზე მაგალითისთვის მოყვანილია აორთქლების სეზონური დინამიკა ზოგიერთი კულტურებისთვის სხვადასხვა ტენიანობის წლებში. ამ შედარებიდან ჩანს, რომ ერთი და იგივე მეტეოროლოგიური პირობების შემთხვევაში, ე.ი. ერთი და იგივე წელს აორთქლების სეზონური დინამიკას სხვადასხვა კულტურებიდან აქვთ უფრო მეტი საერთო, ერთნაირ ტენიანობის პირობებში ვიდრე ანალოგიური აორთქლების დინამიკას ერთი და იგივე კულტურებისათვის სხვადასხვა წლებში. შესაბამისად აორთქლება განსახილველი კულტურებიდან უფრო მეტად დამოკიდებულია მეტეოროლოგიურ ფაქტორებზე ვიდრე კულტურის სახეობაზე [16].

სხვადასხვა კულტურების თავისებურებანი მათი გავლენის სპეციფიკურობით აორთქლებაზე შეიძლება ახსნილი იყოს უშუალო ექსპერიმენტალურ მონაცემებთან შედარების გზით. ნახ.6

$$\frac{ET_{\text{მარც}}}{ET_{\text{მდ}}}$$



ნახ. 6 ფარდობითი ევაპორანსპირაციის დინამიკა ვეგეტაციის პერიოდის სხვადასხვა ფაზებსა და ტემპერატურების მიხედვით.

$ET_{\text{მარც}}$ - ევაპორანსპირაცია მარცვლოვანი კულტურებიდან;
 $ET_{\text{მდ}}$ - ევაპორანსპირაცია მდელოდან.

ნახ. 6-ზე მოცემულია საგაზაფხულო მარცვლოვანი კულტურების აორთქლების სეზონური დინამიკა აღებული ექსპერიმენტალური მონაცემების მიხედვით [56, 57, 81]. აორთქლების პროცესში, როგორც ცალკეულ ვადებში ასევე სხვადასხვა დროის მონაკვეთში განსაკუთრებით დიდ როლს თამაშობს ნიადაგის ტენზარაგი. ხშირ

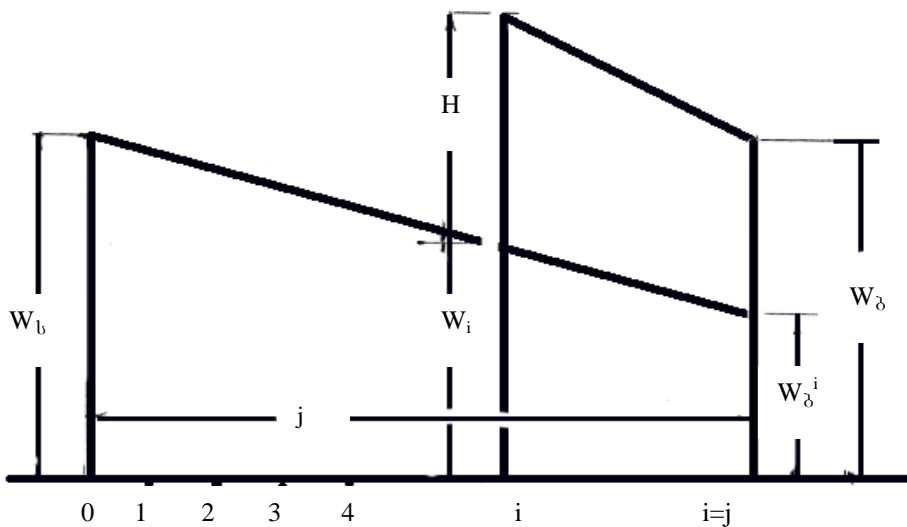
შემთხვევებში ნიადაგის ტენმარაგის საშუალო მნიშვნელობა $W_{საშ}$ აღებული დროის მონაკვეთში განისაზღვრება, როგორც საწყისი და საბოლოო ტენმარაგის ნახევარჯამი. ე.ი. იგულისხმება, რომ ტენის მარაგი დროის განსახილველი მონაკვეთში იცვლება $W_{საწყ}$ -დან $W_{ბ}$ -მდე საზოგადო კანონით ($W_{საწყ}$ – საწყისი; $W_{ბ}$ – საბოლოო).

საშუალო ტენმარაგის განსაზღვრის ასეთი სქემატური ხერხი არაზუსტია, რადგან არ ითვალისწინებს საანგარიშო პერიოდში მოსულ ნალექებს. თუ განსახილველი ინტერვალის დასაწყისში მოვიდა ნალექები, რომლებიც პერიოდის ბოლოს მთლიანად აორთქლდა, მაშინ ცხადია მისი გათვალისწინება შეუძლებელია ფორმულით.

$$W_{საშ} = \frac{W_{საწყ} + W_{ბ}}{2}, \quad (26)$$

ხოლო ფაქტიური წყლის მარაგის მნიშვნელობა განსახილველ პერიოდში იქნება საშუალო ტენმარაგზე მაღალი, განსაზღვრული ამ უკანასკნელი ფორმულით. თუ ნალექები მოვიდა პერიოდის სულ ბოლო ეტაპზე, მაშინ ისინი არ ახდენენ არსებით გავლენას აორთქლებაზე და ამიტომ მნიშვნელოვნად ზრდიან ტენმარაგის სიდიდეს პერიოდის ბოლოში. მაშასადამე, ასეთი შეფასება იძლევა ტენიანობის მარაგის საერთო მაჩვენებლის გაზრდას ფაქტიურთან შედარებით. გაზაფხულისა და შემოდგომის პერიოდებში, როდესაც ზედაპირული ჩამონადენი და ფილტრაცია მაქსიმალურია, ნიადაგის ტენმარაგი ახლოა სრული ან უმცირესი მინდვრის წყალტევადობის, ამიტომ ნალექების გათვალისწინება საწყის და ბოლო ეტაპზე საჭირო არ არის. ნალექების გათვალისწინება ნიადაგის საშუალო ტენმარაგის

გასაგებად განსაკუთრებით აუცილებელია წლის თბილ სეზონში, როდესაც ზედაპირული ჩამონადენი და ფილტრაცია თითქმის არ არსებობს, ხოლო ნიადაგის ტენმარაგს ახასიათებს მკვეთრი მერყეობა. ვისარგებლოთ მე-7 ნახაზზე მოცემული საანგარიშო სქემის მიხედვით ადვილად შეიძლება განვსაზღვროთ ნიადაგის აქტიურ შრეში ტენიანობის მარაგის სიდიდე მოსული ნალექების გათვალისწინებით.



ნახ. 7. ნიადაგში საშუალო ტენმარაგის განსაზღვრის სქემა მოსული ნალექების გათვალისწინებით.

J – ავლნიშნოთ დროის პერიოდი, $W_{საშ}$ და W_b ტენმარაგს შორის, ხოლო i – დღე-ღამის რაოდენობა გასული პერიოდის დაწყებიდან ნალექების მოსვლის მომენტამდე. ნალექების ეს რაოდენობა ავლნიშნოთ H . მივიღოთ ისე, როგორც საშუალო ტენმარაგის განსაზღვრისას, (ნალექების გარეშე) ტენის მარაგი იცვლება ხაზოვნად. ასეთი დაშვება მეტად უხეში მიახლოებაა სინამდვილესთან, მაგრამ სხვა უფრო რთული დამოკიდებულება ტენმარაგისა დროზე (მაგ. ექსპონენციალური კანონით) გვაძლევს ისეთ საანგარიშო ფორმულებს,

რომლის გამოყენებაც პრაქტიკულად შეუძლებელია. ფორმულის მიღების გასაადვილებლად W_i – ავღნიშნოთ ნიადაგის ტენის მარაგს ნალექების მოსვლის მომენტში, ხოლო W_y პირობითი მნიშვნელობა ტენმარაგი განსახილველი პერიოდის ბოლოში. მე-8 ნახაზიდან შეიძლება განისაზღვროს ტენიანობის მარაგი J – პერიოდის განმავლობაში შემდეგი დამოკიდებულებით:

$$W_i = \left(1 - \frac{i}{j}\right) W_{\text{საწ}} + \frac{i}{j} H + \frac{i}{j} W_{\text{ბ}} \quad (27)$$

საშუალო ტენის მარაგი დროის i – ინტერვალში განისაზღვრება ფორმულით.

$$W_{\text{საწ}i} = \frac{W_{\text{საწ}} + W_i}{2}, \quad (28)$$

ხოლო შემდგომ პერიოდში $J-i$ ტენის საშუალო მარაგი განისაზღვრება

$$W_{\text{საწ}J-i} = \frac{W_i + H + W_{\text{ბ}}}{2} \quad (29)$$

მარტივი გარდაქმნის შედეგად (27)-ის გათვალისწინებით მივიღებთ საშუალო ტენის მარაგს განსახილველ პერიოდში $J-i$, რომელიც გამოითვლება ფორმულით:

$$W_{\text{საწ}} = \frac{W_{\text{ბ}} - W_{\text{საწ}}}{2} + \left(\frac{1}{2} - \frac{i}{j}\right) H \quad (30)$$

როცა $H=0$ ფორმულა (30) გადადის (26), როცა $i=0$ ე.ი. იმ შემთხვევაში, თუ ნალექები მოვიდა წყალმარაგის განსაზღვრის შემდეგ (იმავე დღეს), მაშინ (30) შეიძლება გამოვსახოთ შემდეგნაირად:

$$W_{\text{საშ}} = \frac{W_{\text{საწ}} + H + W_{\text{ბ}}}{2} \quad (31)$$

როცა $i=J$ (ნალექები მოვიდა ინტერვალის ბოლო დღეს, უშუალოდ ნიადაგის აქტიურ შრეში წყალმარაგის განსაზღვრისას) მაშინ (30) მიიღებს სახეს:

$$W_{\text{საშ}} = \frac{W_{\text{საწ}} - H + W_{\text{ბ}}}{2} \quad (32)$$

ნალექებს მოსული განსახილველი ინტერვალის დასაწყისში ემატება საწყისი და საბოლოო ტენმარაგები, ხოლო ინტერვალის ბოლოში აკლდება ნალექები მოსული ზუსტად ინტერვალის შუაში (ე.ი. როცა $i = \frac{1}{2}J$) და არ ახდენს მნიშვნელოვან გავლენას საშუალო ტენმარაგზე. თუ განსახილველ პერიოდში ნალექები მოდის რამდენჯერმე, მაშინ ფორმულა საშუალო ტენმარაგის განსაზღვრისათვის დებულობს შემდეგ სახეს:

$$W_{\text{საშ}} = \frac{W_{\text{საწ}} + W_{\text{ბ}}}{2} + \sum \left(\frac{1}{2} - \frac{i_H}{I} \right) H_n, \quad (33)$$

სადაც n – მოსული ნალექების განმეორებადობაა;

ამგვარად (33) საშუალებას იძლევა პირველი მიახლოებით განვსაზღვროთ ნიადაგში ტენის მარაგი დროის j ინტერვალში (დეკადა, ფაზათშორისი პერიოდი, თვე და ა.შ.) მოსული ნალექების გათვალისწინებით.

ის ფაქტი, რომ ნალექები, მოდის ზუსტად აღებული ინტერვალის შუაში, გავლენას არ ახდენენ საშუალო ტენზარაგზე მოსული ნალექების რაოდენობის მიუხედავად, რაც განაპირობებს ამ ფორმულის გარკვეულ უზუსტობას. ეს გამოწვეულია შედარებით უხეში დაშვებით (ტენზარაგის დროში ცვალებადობის სწორხაზოვანი კანონით), გამოყენებული (33) –ფორმულის მიღებისას. დროის ინტერვალის j გათვალისწინება, რომლის განმავლობაშიც მოსული ნალექები მთლიანად აორთქლდება, საშუალებას იძლევა დავაზუსტოთ მოცემული დამოკიდებულება, აღებული ინტერვალის ნებისმიერი ხანგრძლივობისათვის. ამასთანავე საჭიროა მხედველობაში მივიღოთ, რომ იმ შემთხვევაში თუ მოსული ნალექები მთლიანად აორთქლდება საბოლოო წყლის მარაგის განსაზღვრამდე (ე.ი. როცა $j \leq J - i$), ფორმულები (30) და (33) სამართლიანია. სიძნელეები წარმოიქმნება მხოლოდ იმ შემთხვევაში, როცა მოსული ნალექების ნაწილი ვერ ასწრებს აორთქლებას, არჩეული დროის ინტერვალში (ე.ი. როცა $J > J - i$) და განაპირობებს ნიადაგის ტენზარაგის საბოლოო მნიშვნელობის გაზრდას. ამ შემთხვევაში საშუალო ტენზარაგის სიდიდე შეიძლება განისაზღვროს შემდეგი დამოკიდებულები

$$W_{\text{საშ}} = \frac{W_{\text{საწ}} - W_{\text{ბ}}}{2} - \sum \left(\frac{1}{2} - \frac{j - i_n}{j_n} \right) H_n \quad (34)$$

ეს დამოკიდებულება ნალექების არ არსებობის ($H_n=0$) შემთხვევაში გადადის ფორმულაში (27), როცა $n=1$; $i=J$ გადადის (32) ფორმულაში, ხოლო როცა $n=1$ და $j=J-i$ – (31) ფორმულაში. როცა $n=1$ და $J > J-i$, j -ის ზრდასთან ერთად $W_{\text{საშ}}$ მცირდება $W_{\text{საშ}} = \frac{W_n + H + W_k}{2}$

–მდე როცა $j=j-i$ და შემდეგ $W_{საშ} = \frac{W_{საწ} + W_{ბ}}{2}$ როცა $j=2 (J-i)$ და შემდეგ

$$W_{საშ} = \frac{W_n - \frac{1}{2}H + W_{ბ}}{2} \text{ როცა } j=3 (J-i) \text{ როცა } j=4(j-i) \text{ და ა.შ.}$$

მაშასადამე ნიადაგის ჭეშმარიტი საშუალო წყლის მარაგი, შედარებით მიღებული თანაფარდობიდან $\frac{W_n + W_k}{2}$ შეიძლება ნალექების მიხედვით გაიზარდოს, დარჩეს უცვლელად ან შემცირდეს. უკანასკნელი შემთხვევა შეესაბამება ნალექების დიდ რაოდენობას, მოსულს აღებული პერიოდის ბოლო დღეს. ფორმულების (33) და (34) პრაქტიკული გამოყენების გაადვილებისათვის უნდა განვსაზღვროთ დროის პერიოდი j , რომლის განმავლობაშიც მოსული ნალექები ასწრებენ აორთქლებას. მისი მნიშვნელობა დამოკიდებულია ნალექების რაოდენობასა და მეტეოროლოგიურ პირობებზე ნალექების მოსვლის შემდგომ პერიოდში. საშუალო დღე-ღამური აორთქლება E_n ნალექების მოსვლის შემდგომ დღეებში შეიძლება განისაზღვროს ჰარის ტენიანობისა და ტემპერატურის მიხედვით, რაც შეიძლება დავადგინოთ მეტეოსადგურების მონაცემებით. დღეების რაოდენობა, რომელთა განმავლობაში მოსული ნალექები მთლიანად აორთქლდებიან გამოისახება, როგორც

$$j = \frac{\sum H_n}{\sum E_n} \quad (35)$$

ამის გათვალისწინებით (34) ფორმულა შეიძლება წარმოვადგინოთ შემდეგი სახით:

$$W_{საშ} = \frac{W_{საწ} - \sum H_n - W_{ბ}}{2} + \sum (j - i_n) E_n \quad (36)$$

მიღებული (34) და (35) ფორმულები საშუალებას იძლევიან ნიადაგის ტენიანობის მარაგი განისაზღვროს J პერიოდის მანძილზე ამ დროში მოსული ნალექების გათვალისწინებით, საბოლოოდ განვიხილოთ კერძო მაგალითზე საშუალო ტენიანობის დაზუსტება, მოსული ნალექების გათვალისწინებით გარკვეული დროის მონაკვეთში. დავუშვათ, დროის პერიოდი უდრის 1 – დეკადას, საწყისი ტენიანობის მარაგი $W_{საწყ}$ ნიადაგის 1 მ-იან შრეში 100 მმ-ს, ხოლო W_g – 80 მმ-ს. დეკადაში მოვიდა 40 მმ. ნალექი და მისი აკუმულაცია მოხდა ნიადაგის ზედა მეტრიან შრეში ნალექების გათვალისწინების გარეშე. საშუალო ტენიანობის მარაგი ნიადაგის განსახილველ შრეში (27) ფორმულის თანახმად შეადგენს 90 მმ-ს. თუ ნალექები მოვიდა განსახილველი დეკადის პირველ – დღეს მაშინ (31) ფორმულის თანახმად საშუალო ტენიანობის მარაგი შეადგენს 110 მმ-ს. როცა ნალექები მოდის დეკადის ბოლო დღეს ტენიანობის საშუალო მარაგი (27) ფორმულის თანახმად შეადგენს 70 მმ-ს. მაშასადამე, ნალექების მოსვლის დროის მიხედვით ნიადაგის მეტრიანი შრის საშუალო ტენიანობის მარაგი აღებულ შემთხვევაში იცვლება 70-იდან 110 მმ-მდე, ნაცვლად მუდმივი 90 მმ-ისა, რომელიც მიიღება დღემდე არსებული მეთოდების გამოყენებით. განსხვავება დაზუსტებული და გაანგარიშებული გამარტივებული (27) ფორმულით საშუალო ტენიანობის მარაგის სიდიდეებს შორის შეადგენს 20%-ზე მეტს, ხოლო მაქსიმალურ და მინიმალურ საშუალო ტენიანობებს მარაგებს შორის 40 – 50%-ს. ნიადაგის უფრო დაბალი ტენიანობების მარაგის ფარდობითი განსხვავება კიდევ უფრო იზრდება. ასეთი განსხვავება ტენიანობის მარაგებს შორის შეიძლება მიზეზი აღმოჩნდეს მცენარის „დაჩაგრული“ ან კარგი მდგომარეობის, ამიტომაც საჭიროა გათვალისწინებულ იქნას ნალექები საშუალო ტენიანობის მარაგის პრაქტიკული გაანგარიშებისას. ცხრილი 3. წყლის

ორთქლის ნაკადის ფორმირებაში ნიადაგში ცალკეული შრეების ტენზარაგის მახასიათებელი კოეფიციენტის სიდიდე (C_n)

ცხრილი 2

Z სმ ...	0-5	5-10	10-20	20-30	30-40	40-50
C_n სმ ...	0,78	0,48	0,24	0,09	0,03	0,01

ანალიზური დამოკიდებულება C_n კოეფიციენტის სიღრმისგან მოცემულია ექსპონენციალური ფუნქციის სახით.

$$C_n(Z)=a^{-bz} \quad (37)$$

სადაც b – ($სმ^{-1}$) – განზომილებიანი კოეფიციენტია, a – პარამეტრი, დამოკიდებული ნიადაგის სტრუქტურაზე.

ჩვეულებრივი ნიადაგებისათვის $a=1,105$ კარგი სტრუქტურის ნიადაგებისათვის $a=1,10$, ხოლო მტვრისებური (უსტრუქტურო) ნიადაგებისათვის $a=1,11 - 1,12$.

დავუბრუნდეთ ჯამურ აორთქლებას ნიადაგის ტენიანობასთან კავშირში. ჩვენ არ შეგვიძლია ასე მარტივად გავაკვიროთ სხვადასხვა სიღრმეზე ნიადაგის ტენიანობის მონაწილეობა ჰაერის ორთქლის ფორმირებაში მიწის ზედაპირიდან ატმოსფეროში გამავალი ნაკადის სახით. ფესვთა სისტემის არსებობა ართულებს ამ საკითხის შესწავლას, მაგრამ ნიადაგის ზედა შრეების ტენიანობის მარაგის გაზრდილი როლის შესახებ ტენდენცია ძალაში რჩება. ამ საკითხის შესწავლა სხვადასხვა კულტურების მიმართ და მცენარის განვითარების ფაზებთან კავშირში განსაკუთრებით რთულია და სცილდება ჩვენი ნაშრომის ფარგლებს.

თავი 2. ნიადაგებში ფიზიკურ-ქიმიური პროცესების განმაპირობებელი ძირითადი ფაქტორები

2. 1 ნიადაგის მიკრო სტრუქტურა და ჰიდროფიზიკური მახასიათებლები

ნიადაგი მრავალკომპონენტიანი და მრავალფაზიანი დისპერსიული სხეულია, რომელშიც მიმდინარე პროცესები მთლიანად ემორჩილება თერმოდინამიკისა და ფიზიკურ-ქიმიური კანონზომიერებათა ფართო სპექტრს.

დღეისათვის ამ ურთულეს კანონზომიერებათა გამოვლენა, ზედაპირულ-მოლეკულური ეფექტების რაოდენობრივი შეფასება და სათანადო პარამეტრების გათვალისწინება რიგი პრაქტიკული საკითხების გადაწყვეტაში დაკავშირებულია დიდ სირთულეებთან.

ნიადაგების შესწავლის საქმეში განსაკუთრებით დიდია გამოჩენილ მეცნიერთა ფუნდამენტური ნაშრომები, [4, 5, 7, 19, 31, 33, 41, 43, 59, 66]. რომლებიც მოიცავდნენ ნიადაგის შესწავლის მრავალმხრივ ასპექტებს ეს შრომები ძირითადად აქცენტირებული იყო ნიადაგის, როგორც ინერტულ-დისპერსიული სხეულის ფრაქციული შედგენილობის შესწავლაზე, რაც საფუძვლად უდევს საერთო ფორიანობის გასაზღვრას, ნიადაგის შემადგენელი ნაწილაკების ზომების დადგენას, მინერალოგია-პეტროგრაფიულ ნიშანთვისებას და სხვ. ბუნებრივია, რომ საკითხების შეზღუდვა არასრულყოფილად წარმოაჩენდა ნიადაგის ისეთ თვისებებსა და შესაბამის ინდექსებს, როგორცაა ნიადაგებსა და ბუნებრივ სორბენტებში ფილტრაციულ-

კაპილარული მახასიათებლები. განსაკუთრებით საყურადღებოა გამოჩენილი ნიადაგმცოდნის [50] გამონათქვამი იმის შესახებ, რომ ფილტრაციის კოეფიციენტი წარმოადგენს პარამეტრს, რომელშიც ფოკუსირებულიანიადაგის ყველა თვისებები და მათ შორის არსებული კორელაციური კავშირები.

ამის საილუსტრაციოდ გამოდგება დარსის ფილტრაციის ხაზოვანი კანონის გამოყენება ნიადაგ-გრუნტების ფართო კატეგორიებისათვის, რაც სავსებით გაუმართლებელია მაღალდისპერსიული ჰიდროფილური კაპილარულ-ფოროვანი სისტემებისათვის, რომლის ანალოგადაც შეიძლება მივიჩნიოთ თიხა ნიადაგ-გრუნტების და განსაკუთრებით კი გაჯირჯვებადი, მოძრავგისოსიანი სტრუქტურის მქონე ნიადაგები (მონტმორილონიტი, კაოლინიტი).

ნიადაგ-გრუნტების კლასიფიკაციური ნიშანი ხშირად ეფუძნება მის გრანულომეტრიულ შედგენილობას, მაგრამ თვით გრანულომეტრიული შედგენილობა განისაზღვრება აგრეგატ-ნაწილაკების ფრაქციული ანალიზით, რომელიც ემყარება ექსპერიმენტალურ მეთოდს. მიღებული შედეგების მიხედვით რთულია დავადგინოთ ისეთი აუცილებელი საანგარიშო პარამეტრები, როგორცაა წყალგამტარი ფორების ზომები, ხვედრითი ზედაპირები, სორბციული წყლის საერთო რაოდენობა, წყალშევსების ხარისხი, კაპილარული პოტენციალი, პანდიალური წყლის რაოდენობა და სხვ. [86] მიხედვით ნიადაგის ფორებს უმრავლეს შემთხვევაში გააჩნიათ საკმაოდ მცირე ზომები, რომლებშიც მოხვედრილი წყლის „ქცევა“ ხასიათდება მთელი რიგი თავისებურებებით, რომელთა შესახებ წარმოდგენისათვის

საჭიროა ნიადაგის საერთო ფორიანობის რაოდენობრივი განსაზღვრა და რაც ყველზე უფრო აუცილებელია ცალკეული ფორიანი არხების ზომების დადგენა და მისი განაწილების ხასიათი არა მხოლოდ რთული სტრუქტურის თიხა-ნიადაგებისათვის არამედ შედარებით მარტივი სტრუქტურის მქონე ქვიშა-ნიადაგებისათვის. საერთო ფორიანობის მაჩვენებელი არავითარ წარმოდგენას არ იძლევა ფორიანი სივრცის რთული-ლაბირინთული სისტემის არქიტექტურაზე.

ხანგრძლივი დროის განმავლობაში გამოიყენებოდა ნიადაგ-გრუნტების ფორმებში თავისუფალი წყლის მოძრაობის შესწავლისათვის ს.ლიხტერის მიერ შემოთავაზებული იდეალური გრუნტის მოდელი.

აღნიშნული მოდელი გამოყენებული იქნა [62,114,115,118,124] და სხვათა მიერ. იდეალურ მოდელად რატომღაც მიჩნეული იყო ისეთი ფხვიერი სხეული, რომელიც შედგებოდა ერთი და იგივე დიამეტრის მქონე სფერული ნაწილაკებისაგან, ეს იმ დროს როდესაც გრუნტების მექანიკაში ერთი და იგივე დიამეტრის მქონე სფერული მყარი ნაწილაკებისაგან შედგენილი სხეულის დასახასიათებლად გრუნტების მექანიკის თეორიის ფუძემდებელმა ტერცაგმა [97] შემოიტანა ტერმინი „ფიქტიური გრუნტი“. ვინაიდან ჩვენს ერთ-ერთ ძირითად ამოცანას შეადგენს აქტიურ შრეში პროდუქტიული წყლის რაოდენობის პროგნოზირება. ამიტომ მიზანშეწონილად მიგვაჩნია იდეალური მოდელის მცნების ქვეშ ვიგულისხმოთ ფორიან-კაპილარული სისტემა, რომელიც შედგება ერთი და იგივე დიამეტრის მქონე ღრუტანიანი ცილინდრული მილებისაგან, რომელთა დიამეტრი გამოითვლება შემდეგი პირობიდან – რეალური ნიადაგ-გრუნტის წყალგამტარობა (ფილტრაციული ხარჯი) და წნევის მოცემულ გრადიენტზე ტოლია

იდეალური მოდელის წყალგამტარობის. უნდა აღვნიშნოთ, რომ ფიქტიურ მოდელში ფორიანობის სიდიდე დამოკიდებულია ნაწილაკ-აგრეგატების ურთიერთგანლაგებაზე და არა მათ გეომეტრიულ ზომებზე (თუმცა, როგორც შემდგომში დავინახავთ მალალდისპერსიულ სისტემებში და ზოგიერთ ნარევებში ეს კანონზომიერება ირღვევა). კერძოდ სელურ მასებში თუ ფრაქციული ზომები 2მმ-ზე მეტია, მაშინ ასეთი ნარევების მოცულობითი წონები ერთი და იგივეა, [1,32,65,96].

უახლესი კვლევების შედეგად ცნობილი გახდა ისიც, რომ ფორების ზომების შემცირებისას 0,1 მკმ-მდე მასში არსებული წყალი განიცდის მოდიფიცირებას და გარდაიქმნება რა კვაზიმყარ სხეულად წყვეტს ნიუტონის სითხეებისათვის დამახასიათებელ კანონზომიერებათა გამოვლენას [27].

თუ წარმოვიდგენთ სფერულ ნაწულაკს, რომელიც ჩახაზულია კუბში, მაშინ ფორიანობის განმარტების მიხედვით მისი მნიშვნელობა განისაზღვრება როგორც კუბისა და სფეროს მოცულობების სხვაობა გაყოფილი კუბის მოცულობაზე. ე.ი.

$$n = \frac{d^3 - \frac{\pi d^3}{6}}{d^3} = 1 - \frac{\pi}{6} \quad (38)$$

სადაც d – აგრეგატის დიამეტრია ნიადაგ-გრუნტის ფაქტიურ მოდელში;

(38) ჩანს, რომ ფორიანობა არ არის დამოკიდებული აგრეგატის დიამეტრზე კაჩინსკის, ვერშანინის [30, 49] და სხვათა მიერ შემოთავაზებული იქნა ემპირიული დამოკიდებულებანი აგრეგატების და ფორების გასაშუალებული ზომებს შორის სტრუქტურული ნიადაგებისათვის

$$r_{\text{ფ}} = \frac{d}{2}(0,18 \div 0,22)$$

სადაც $r_{\text{ფ}}$ – ფორის რადიუსი, მ;

ნიადაგის ფორიანობის დასადგენად არსებობს საანგარიშო დამოკიდებულება:

$$n = \frac{\gamma - \delta}{\gamma} \cdot 100 \quad (39)$$

სადაც n – ფორიანობა, %

δ – მოცულობითი წონა აბსოლუტურად მშრალ მდგომარეობაში, ნ/მ³

γ – მოცულობითი წონა ფორების გარეშე, ნ/მ³

(39) არ გამოიყენება გაჯირჯვებადი ნიადაგ-გრუნტებისათვის, რადგან მოცულობითი წონის ცვალებადობა ტენიანობასთან კავშირში აისახება არა ხაზოვანი დამოკიდებულებით. სტრუქტურული ნიადაგ-გრუნტების მოცულობითი წონა განისაზღვრება, როგორც

$$\delta_w = \delta(1 + w) \quad (40)$$

სადაც

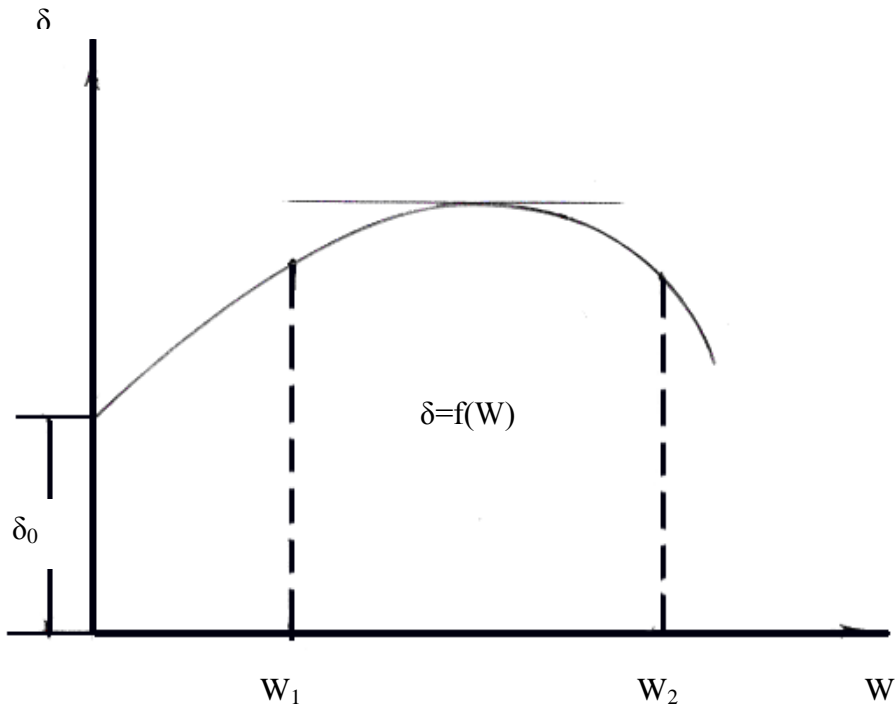
$$W = \frac{G_{\text{წყ}}}{G_{\text{მყ}}}$$

$G_{\text{წყ}}$ – წყლის წონა ფორებში, ნ;

$G_{\text{მყ}}$ – ნიადაგ-გრუნტის ჩონჩხის წონა აბსოლუტურად მშრალ მდგომარეობაში, ნ;

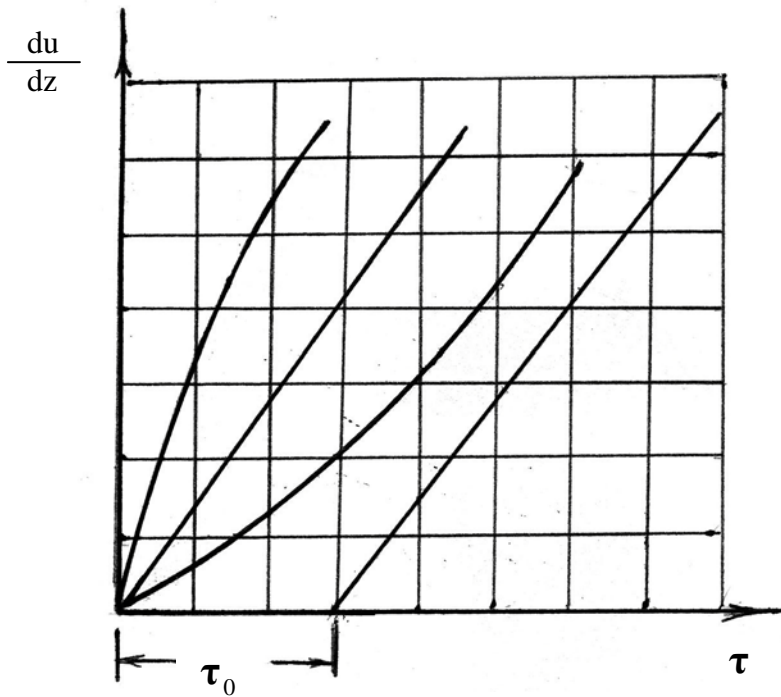
ტენიანობის წონითი მაჩვენებლის განსაზღვრის სიზუსტე დამოკიდებულია ნიადაგ-გრუნტის მინერალოგიური შემადგენლობის ადსორბციული თვისებების და ფორებში არსებული წყლის ელექტროლიტურ მახასიათებლებზე. ნიადაგ-გრუნტების უმრავლესობა,

როგორც სტრუქტურულ, ასევე არასტრუქტურული მეტნაკლებად ექვემდებარება გაჯირჯვებას და ის მიჩნეულია კოსმოსური მოვლენების ანალოგიურად მარალდისპერსიული ჰიდროფილური სისტემებში, კერძოდ ვინაიდან ნიადაგის ფორიანობა დამოკიდებულია ორ ძირითად ფიზიკურ მახასიათებელზე, როგორცაა კუთრი და მოცულობითი წონები, ამიტომ მათი განსაზღვრის სიზუსტე აისახება ფორიანობის მნიშვნელობაზე. განსაკუთრებით მგრძნობიარეა ეს პარამეტრი და მისი ვარიაცია ტენიანობის ცვალებადობის გარკვეულ დიაპაზონში, რომელიც შეესაბამება მოცულობითი წონის ცვალებადობის არახაზოვან კანონს[10, 37, 46, 52, 53, 64, 74]. ამ ავტორების ექსპერიმენტალური მონაცემებიდან მიღებული ინტერპოლირებული მრუდი ხასიათდება მკაფიოდ გამოხატული მაქსიმუმით, რომელიც შეესაბამება ნულოვანი საწყისი ფორიანობის ექვივალენტურ წყალშევსების ხარისხის მნიშვნელობას. ამავე მრუდიდან ნათლად ჩანს, რომ ერთი და იგივე მოცულობითი წონის მინიშვნელობას შეესაბამება სხვადასხვა ტენიანობა. ეს კი ნიშნავს, რომ გაანგარიშების დროს ჩვენ გვექნება ნიადაგის ფორების სხვადასხვა წყალშევსება და შესაბამისად ორი ურთიერთგანსხვავებული წყალჰაეროვანი რეჟიმი.



ნახ. 8 მოცულობითი წონის ცვალებადობა ტენიანობის მიხედვით.

ფორიანობა ხშირად გამოიყენება, როგორც ირიბი მახასიათებელი ფილტრაციის შესფასებლად, თუმცა ტრადიციულად მიღებული სავარაუდო ცალსახა კავშირის არსებობა [82] ფილტრაციის კოეფიციენტსა და ფორიანობას შორის ვერ უძღებს ელემენტარულ კრიტიკას. ეს ძირითადად აისახება ჰიდრაულიკის კანონების სწორ გამოყენებაში და ნიადაგ-გრუნტის ამა თუ იმ მოდელებში სითხეების მოძრაობის და წონასწორობის პირობების სრულფასოვანად გაუთვალისწინებლობაში(ნახ.9).



ნახ.9 რეოლოგიური მრუდები

რეოლოგიური შკალის საშუალებით ხდება ნიადაგ-გრუნტის ფორმებში წყლის მოძრაობის ჭეშმარიტი ფიზიკური სურათის ადაპტაცია რომელიმე დამოკიდებულებასთან (ფსევდო პლასტიკა, ნიუტონური დილატანსია, შვედლოვ-ბინგამი). ასეთი მიდგომა ატარებს დღეისათვის რამდენადმე თეორიულ ხასიათს, რადგან ნიადაგმცოდნეობა და მომიჯნავე დარგები ძირითადად პრაქტიკული გაანგარიშებისათვის იყენებენ მეტად გამარტივებულ ტრივილურ მოდელებს, რომლებიც შორს არიან სრულყოფილი თანამედროვე წარმოდგენებისაგან და საერთოდ არ შეესაბამებიან ნიადაგ-გრუნტებში მიმდინარე წყალაკუმულაციისა და წყალგაცემის ურთულეს ფიზიკურ-ქიმიურ პროცესებს.

ნიადაგ-გრუნტების ფორმების სრული შევსება გრავიტაციული და ბმული წყლით (ყველა სახეობა) ხასიათდება სრული წყალტევადობით. დღეისათვის სპეციალურ ლიტერატურაში [18, 36, 40, 60, 77, 91]. გრავიტაციულ წყალს განსაზღვრავენ, როგორც სრულ და

კაპილარული წყალტევადობების სხვაობას. ასეთი განსაზღვრა ეწინააღმდეგება ფორებში არსებული წყლის სხვადასხვა ფორმებისა და კატეგორიების არსებობის კონცეფციას [22,39,51,75,87].

თუ მივიღებთ რომ წყლის მოცულობითი წონა ტოლია $1 \cdot 10^4$ ნ/მ³ მაშინ ნიადაგ-გრუნტის სრული წყალშევსების შემთხვევაში რიცხობრივად მისი მასა ტოლი იქნება ფორების მოცულობის. აქედან გამომდინარე შეგვიძლია მივიღოთ, რომ სრული წყალშევსების შემთხვევაში

$$\varphi = \frac{V_{\text{ფ}}}{V} = \frac{\delta \cdot W}{\gamma_0 n} \quad , \quad (41)$$

როცა $\varphi=1$, მაშინ

$$W = \frac{\gamma_0 \cdot n}{\delta} \quad , \quad (42)$$

სადაც φ – წყალშევსების ხარისხი ანუ ფარდობითი ტენიანობა წონით მაჩვენებლებში; $V_{\text{ფ}}$, V – ფორისა და საერთო მოცულობები შესაბამისად.

მიუხედავად მრავალრიცხოვანი თეორიული და პრაქტიკული კვლევებისა თავისუფალ-გრავიტაციული წყლის რაოდენობრივი შეფასება ნიადაგ-გრუნტის ფორებში უდიდეს სირთულეებთან არის დაკავშირებული, რაც აიხსნება ჰეტეროგენულ–მინერალურ ზედაპირებზე ფაზური გარდაქმნებითა და რთული თერმოდინამიკური პროცესების მიმდინარეობით.

2. 2 ნიადაგის ფოროვან-კაპილარულ სისტემაში ბმული წყლის მოდიფიკაციური ფორმები

როგორც ცნობილია, ტენიანობა გავლენას ახდენს ნიადაგის მექანიკურ თვისებებსა და სტრუქტურაზე, განსაზღვრავს ფორების

წყალშევსების ხარისხს და ენერგოდანახარჯებს მის დამუშავებაზე. ნიადაგის ფოროვან არხებში წყლის გადაადგილება იწვევს მასში გახსნილ და შეტივნარებულ ნივთიერებათა გადატანას. წყალი აუცილებელია მიკროორგანიზმების ცხოველმყოფელობისათვის, რომლებიც თავის მხრივ წარმოადგენენ მცენარეთა ნორმალური ზრდა-განვითარებისათვის აუცილებელ კომპონენტებს. ამასთან წყალი ნხშირორჟანგთან ერთად წარმოადგენს ფოტოსინთეზისათვის აუცილებელ ნივთიერებას (მასალას). როგორც ყველა ცოცხალი ორგანიზმის უმრავლესობა მცენარე შეიცავს 80-90% წყლის სხვადასხვა ფორმებსა და კატეგორიებს. მშრალი მასის ერთეულის შესაქმნელად იხარჯება 400-800-ჯერ მეტი წყალი. ნიადაგის ტენიანობაზე დამოკიდებულია მასში არსებული ხსნარების კონცენტრაცია და შესაბამისად საკვები ნივთიერების გამოყენების შესაძლებლობა. ნიადაგი და მცენარე წყლის აორთქლებით არეგულირებენ თავიანთ ტემპერატურებს, რაც განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ცხელ პერიოდებში.

ჰიდრომელიორაციულ პრაქტიკაში ნიადაგში ტენიანობის რაოდენობა ხასიათდება ორი მაჩვენებლით – ნიადაგის ტენიანობით და მისი მარაგით. ზოგიერთ შემთხვევაში ტენიანობას გამოხატავენ პროცენტებში ან მთელის ნაწილებში ამა თუ იმ ტენტევადობის სახეობის მიხედვით. სახელდობრ სრულ წყალტევადობას (წყალგაჯერებას) ან საველე ზღვრულ წყალტევადობას – პროცენტებში. ცხადია ეს მახასიათებელი იქნება ფარდობითი სიდიდე. პრაქტიკაში ტენიანობის განსაზღვრისათვის გამოიყენება სხვადასხვა ფიზიკური და ელექტრომაგნიტური მეთოდები. ნიადაგში წყლის ფორმები

განისაზღვრება მისი აგრეგატული მდგომარეობით, დისპერგაციის ხარისხით, და როგორც აღვნიშნეთ ურთიერთქმედებით მყარ და აიროვან ნაწილებთან.

განასხვავებენ ნიადაგის ტენის ფორმების ორ ჯგუფს: ბმული წყალი, რომლის გადაადგილებაში პრაქტიკულად არ მონაწილეობენ გრავიტაციული ძალები და თავისუფალი წყალი, რომელიც გადაადგილდება, როგორც გრავიტაციული, ასევე სხვადასხვა ძალების ზემოქმედებით. წყლის ცალკეული ფორმების ასეთნაირად დაყოფა არის პირობითი, მაგრამ ის საშუალებას იძლევა ხარისხობრივად შევაფასოთ მრავალფეროვან ზემოქმედებათა გავლენა ნიადაგის ტენიანობაზე.

ქიმიურად ბმული წყალი ანუ კონსტიტუციური და კრისტალიზაციური შედიან ნიადაგის მინერალების მოლეკულების შემადგენლობაში. კონსტიტუციური წყალი შეიძლება ნიადაგისაგან გამოყოფილი იქნას გადახურებით $400-800^{\circ}\text{C}$ –ზე, რასაც თან სდევს მინერალების რღვევა. კონსტიტუციური ტენიანობის უდიდესი რაოდენობა (3-5% მშრალი ნიადაგის მასის) იმყოფება თიხა-მინერალებში.

კრისტალიზაციური წყლის გამოყოფა ხდება შედარებით დაბალ ტემპერატურაზე $100-200^{\circ}\text{C}$. მარილების გახსნისას ის შეიძლება გადავიდეს ნიადაგის ხსნარებში. ასეთი წყალი გავლენას ახდენს ნიადაგის ფიზიკურ თვისებებზე.

ჰიგროსკოპიული წყალი წარმოადგენს ატმოსფეროდან ნიადაგის მიერ წყლის ორთქლის შთანთქმის პროცესის შედეგს, რაც იწვევს ნიადაგის ტენიანობის გაზრდას მოცემული ტემპერატურის შესაბამის თერმოდინამიკურ წონასწორობამდე. ჰიდროსკოპიული წყლის

ზღვრული რაოდენობა შთანთქმული ნიადაგების მიერ, როცა ჰაერის ფარდობითი ტენიანობა 100% უახლოვდება იწოდება ნიადაგის მაქსიმალურ ჰიდროსკოპიულობად და წარმოადგენს მის ერთ-ერთ წყალ-ფიზიკურ კონსტანტას.

ჰიგროსკოპიულ წყალს ახასიათებს მაღალი სიმკვრივე $(1.2 \div 2.4) \cdot 10^4$ ნ/მ³ [42,86] შეიძლება გამოდევნილი იქნას ნიადაგიდან მისი გახურებით 100-105 °C ფარგლებში და რასაკვირველია მცენარისათვის ის არ არის მისაწვდომი.

ცხადია, რომ ამ კატეგორიის წყლის რაოდენობა დამოკიდებულია ნიადაგის მყარი კომპონენტის დანაწევრების ხარისხზე ანუ დისპერგაციაზე და კოლოიდების ნაყარის რაოდენობაზე. ხშირად მის რაოდენობას გასაზღვრავენ ჩონჩხის ხვედრით ზედაპირთან კორელაციურ კავშირში. ხვედრითი ზედაპირის გამოთვლა პირობითად ხდება გეომეტრიულად სწორი ფიგურებისათვის (კუბი ან სფერო), რომელთა ექვივალენტი დგინდება ნიადაგის ფიქტიური მოდელის შესაბამისად. საორიენტაციოდ ქვიშებიდან თიხების ჩათვლით ჰიგროსკოპიული ტენიანობის რაოდენობა ფიქსირდება 10-20% დადგნილია, რომ მცენარის წყლისა და კვების რეჟიმში ჰიგროსკოპიული წყლის როლი უმნიშვნელოა, თუმცა ნიადაგის გამოშრობისას მცენარემ შეიძლება გამოიყენოს აფსკური წყლის გარკვეული ნაწილი.

ჰიგროსკოპიული და აფსკური წყლის უდიდეს რაოდენობას ა.ფ. ლებედევმა უწოდა მაქსიმალური მოლეკულური წყალტევადობა. [66] ქვიშა ნიადაგებში იგი უდრის 4-6%, ხოლო თიხებში 24-32%.

მაქსიმალურ ჰიგროსკოპიულობასა და მაქსიმალურ მოლკულურ წყალტევადობას შორის იმყოფება მცენარის ჭკნობის მდგრადი ტენიანობა. ტენიანობის შემცირებით ამ მნიშვნელობამდე მცენარეს არ შეუძლია აღიდგინოს სიცოცხლის უნარიანობა შემდეგი გატენიანებით. არსებობს აგრეთვე ჭკნობის საწყისი ტენიანობა, რომლის ლიკვიდაცია შესაძლებელია წყლის ახალი პორციის მიწოდებით (მორწყვით). მცენარეთა ჭკნობა იწყება მაშინ, როდესაც წყლის შეწოვა ფესვთა სისტემით ნაკლებია ვიდრე ტრანსპირაცია. სხვადასხვა მცენარის ფესვებს გააჩნიათ სხვადასხვა შეწოვის უნარი, ამიტომაც ჭკნობის კრიტიკული ტენიანობა სხვადასხვაა.

თავისუფალ წყალს ნიადაგმცოდნეობაში მიაკუთვნებენ კაპილარულ, გრავიტაციულ და ორთქლისებრ წყალს, რომლის გადაადგილებაში მნიშვნელოვან როლს თამაშობს გრავიტაციული ძალები.

კაპილარული წყლის წონასწორობისა და მოძრაობის კანონზომიერებას განსაზღვრავს კაპილარული ანუ მენისკის და გრავიტაციული ძალები. ნიადაგებში, როცა დომინირებს კაპილარული ძალები, როგორც წესი წარმოიქმნება ტენიანობის აღმავალი დენი, ხოლო გრავიტაციულ ძალებს უპირატესი მოქმედების დროს ტენიანობის გადაადგილება ხდება ზემოდან ქვემოთ. ამ ძალების ტოლობის შემთხვევაში წარმოიშვება წონასწორულ-სტატისტიკური მდგომარეობა. კაპილარებში წყლის აწევის სიმაღლეს განსაზღვრავენ ჯერ კიდევ ლაპლასის მიერ აღოჩენილი კანონის მიხედვით, რომელიც იდეალური მოლეკულისათვის გამოისახება შემდეგნაირად:

$$h_k = \frac{2\sigma \cos \theta}{\rho g r} \quad (43)$$

სადაც h_k – კაპილარული აწევის სიმაღლე, მ;

σ – ზედაპირული დაჭიმულობის კოეფიციენტი, ნ/მ;

ρ – წყლის სიმკვრივე, კგ/მ³;

g – თავისუფალი ვარდნილი სხეულის აჩქარება, მ/წმ²;

θ – დასველების კუთხე, გრად;

r – კაპილარის რადიუსი, მ;

(43) ფორმულის ნაცვლად ნიადაგმცოდნეობაში გამოიყენება სახეშეცვლილი დამოკიდებულება ცნობილი ლაპლას-ჟიურენის ფორმულის სახელწოდებით.

$$h_k = \frac{0,15}{r} \quad (44)$$

როდესაც ტემპერატურა 15⁰-ია, $\sigma = 73,41$ ნ/მ, $g = 9,8$ მ/წმ², $\theta = 0^0$, რაც შეესაბამება სრულ დასველებას და ნიშნავს, რომ კაპილარის გეომეტრიული რადიუსი მენისკის რადიუსის ტოლია. აქვე საჭიროა აღინიშნოს, რომ (43), (44) დამოკიდებულებების გამოყენების არე შეზღუდულია, რადგან მაღალდისპერსიულ თიხა-ნიადაგებში მიმდინარე ფილტრაციულ-კაპილარულ პროცესები განპირობებულია მაღალი ხვედრითი ზედაპირების გამო შესაბამისი ანომალიების წარმოშობით და კაპილარულ პოტენციალის ცვალებადი არაჰიპერბოლური კანონით..

ნიადაგის რთული ლაბირინთული ფორვანი სივრცის წარმოდგენა რაიმე მკაცრი გეომეტრიული ფორმებით შეუძლებელია, თუმცა ჩვენ ზემოთ აღვნიშნეთ ფიქტიური და იდეალური მოდელის შემოტანის აუცილებლობის შესახებ, რომელსაც აკისრია მხოლოდ რომელიმე საანგარიშო პარამეტრის ხარისხობრივი შეფასება და არა

ფიზიკური არსიდან გამომდინარე რაოდენობრივი შეფასების ფუნქცია. ნიადაგში არსებული სხვადასხვა ფორმისა და ზომების ფორების არსებობა, მიკროაგრეგატების სტრუქტურა და ტექსტურა, იწვევენ უშუალოდ გრუნტის წყლების სარკის ზედაპირის ზემოთ ნიადაგის შრეში კაპილარულად დაყრდნობილი, ხოლო ზედა ჰორიზონტების გატენიანებისა კაპილარულად დაკიდული (შეკიდული) წყლის წარმოშობას. ამ უკანასკნელის ტენიანობა აღემატება მაქსიმალურ მოლეკულურ ტენიანობას (მმტ) ნიადაგის მყარი ნაწილაკების პირაპირებზე წყლის „სამაჯურების“ წარმოშობის გამო, რაც ასევე დამოკიდებულია აგრეგატებისა და აგრეგატებს შორისეთების დიამეტრების ზომების განსხვავებაზე. დაკიდული წყლის მინიმალური რაოდენობა შეიმჩნევა ნიადაგის ერთგვაროვანი ქრილის ზედა ჰორიზონტებში გრუნტის წყლის ღრმად განლაგების შემთხვევაში მორწყვის ხანგრძლივი პერიოდის შემდეგ, რასაც თან ახლავს გრავიტაციული და ნაწილობრივ ზეკაპილარული წყლის ქვემოთ ჩადინება. ამ შემთხვევაში არ არის გათვალისწინებული ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლება და ფესვთა სისტემაში წყლის ხარჯვა. წყლის ეს რაოდენობა წარმოადგენს ნიადაგის წყალფიზიკურ მახასიათებელს, რომელსაც ეწოდება უმცირესი ტენტევალობა[87]. ალბათ უფრო სწორი იქნება ვუწოდოთ მას უმცირესი საველე წყალტევალობა, რადგან ნიადაგში ხშირად გამოვყოფთ ტენიანობის ისეთ ფორმებს, რომელიც ნაკლებია აღნიშნულზე.

აღსანიშნავია, რომ კაპილარული წყალი ნიადაგის მინერალურ ნაწილაკებთან დაკავშირებულია შედარებით სუსტი შესაძლებლობის ძალებით. სხვადასხვა კატეგორიის ადსორბციული წყალთან შედარებით

კაპილარული წყალი ადვილად მისაწვდომია (შეთვისებულია) მცენარისათვის და ამიტომაც ის შეიძლება მივიჩნიოთ აქტიურ შრეში პროდუქტიული წყლის ერთ-ერთ ძირითად კომპონენტად.

გრავიტაციული წყალი ეს ისეთი წყლის კატეგორიაა, რომელიც ემორჩილება გრავიტაციული წყლების ზემოქმედებას. ამ კატეგორიის წყალი ნიადაგში წარმოიქმნება ატმოსფერული ნალექებისა და სარწყავი წყლის მეშვეობით და ზოგ შემთხვევაში ნიადაგ-გრუნტის წყლის ორთქლის კონდენსაციის შედეგად. გრავიტაციული წყლის მოქმედებასთანაა დაკავშირებული ელუვიური და ილუვიური ჰორიზონტების ჩამოყალიბება. დაუმლაშებელ ნიადაგ-გრუნტებში გრავიტაციული წყლის ოსმოსური წნევა ნაკლებია 0,5 ატმოსფეროზე და შესაბამისად ის ადვილად გამოსაყენებელია მცენარეებისათვის. ხშირ შემთხვევაში, როდესაც ნიადაგის პროფილიდან წყლის ჩაჟონვის სიჩქარე მნიშვნელოვანია, გრავიტაციული წყალი მცენარისათვის ფაქტიურად გამოუყენებელი რჩება. ორთქლისებრი წყალი, როგორც უკვე აღვნიშნეთ მიეკუთვნება თავისუფალ წყალს, რომელიც თითქმის ყოველთვის არსებობს ნიადაგში არსებულ ჰაერში, რომლის ტენიანობა ახლოა 100%. ასეთი წყლის არსებობა ნიადაგში საკმაოდ მცირეა, მაგრამ ამას აქვს გარკვეული მნიშვნელობა ნიადაგშია წყალბრუნვაში. ნიადაგში არსებული ჰაერის გატენიანების შედეგად წყლის ორთქლი იცავს მცენარის ფესვებს გამოშრობისაგან. ორთქლისებური ტენი ხასიათდება კონვექციური გადაადგილებით წნევების და ტემპერატურების გრადიენტების გამო და ასევე წყლის ორთქლის დრეკადობის ხარჯზე (კონვექციური გადაადგილება). გამომშრალ ნიადაგებში იზოლირებულ პირობებში შეინიშნება წყლის ორთქლის

დიფუზია ადსორბციული წყლის ნაკლებობის ზონებში. ნიადაგის შიგნით ყოველთვის მიმდინარეობს აორთქლებისა და კონდენსაციის პროცესი ტემპერატურის ცვალებადობის გამო. ტემპერატურისა და წნევის ცვლილება იწვევს ნიადაგისა და ატმოსფეროს შორის ჰაერის გაცვლას, ცირკულაციას, რასაც თან ახლავს ნიადაგის ზედაპირიდან ტენის აორთქლება, რომელსაც ფიზიკურს უწოდებენ განსხვავებით ბიოლოგიურისაგან.

ჩვენს მიერ განხილული წყლის ფორმები და კატეგორიები განსაზღვრავენ ნიადაგ-გრუნტების ტენტევალობის სახეებს, რომლებიც გამოიყენება სარწყავ მიწათმოქმედების წარმოებაში მთელი რიგი საანგარიშო პარამეტრების განსაზღვრისათვის.

2. 3 ნიადაგის აქტიურ შრეში წყლისა და აორთქლის დინამიკის კანონზომიერებანი

ნიადაგის დაუფარავი ზედაპირიდან აორთქლების პროცესის შესწავლისადმი პირველი აღწერილობითი ხასიათის ნაშრომები სათავეს იღებს მე-20 საუკუნის დასაწყისიდან. მთელ რიგ ავტორთა [66,67,111] მიერ ნიადაგის გარკვეული სიმძლავრის შრის გამოშრობის პროცესი წარმოდგენილ იქნა სამი დამახასიათებელი სტადიით.

აორთქლების პირველი სტადია მოიცავს უშუალოდ ატმოსფერული ნალექების მოსვლის ან ხელოვნური მორწყვის დამთავრების მომენტს და აორთქლების ინტენსივობა ამ სტადიაში განისაზღვრება ძირითადად მეტეოროლოგიური ფაქტორების გავლენით. რაც შეეხება ნიადაგ გრუნტის აქტიური შრის (აერაციის ზონის)

წყალგაჯერების დინამიკას, ის უნდა შევაფასოთ ანალოგიურად, როგორც ნაწილობრივ გაჯერებული ფოროვან-კაპილარულ სხეულში მიმდინარე ფილტრაციული პროცესი.

აორთქლების მეორე სტადია ხასიათდება ნიადაგის ზედაპირული შრეების ინტენსიური გამოშრობით, რომლის დროსაც წყლის ორთქლად ქცევა მიმდინარეობს არა უშუალოდ ზედაპირზე, არამედ ვრცელდება გარკვეულ სიღრმეზე. ამასთანავე აორთქლების ინტენსივობა განისაზღვრება წყლის მიდინების სიჩქარით ორთქლწარმოქმნის ზონასთან და გამყოფი ზედაპირი ხასიათდება ტენიანობის ხარისხის უმნიშვნელო ცვლილებით ზედა გამომშრალ შრეში. რადგან მეტეოროლოგიური ფაქტორის როლი გაცილებით მნიშვნელოვანია, წყლის კაპილარულ პოტენციალთან შედარებით, ამის გამო, ჩვეულებრივად, მიჩნეულია, რომ აორთქლების მეორე სტადიაში პროცესის ინტენსივობა მთლიანად განისაზღვრება ორთქლადქცევის არეალში წყლის მიდინების სიჩქარით.

აორთქლების მესამე სტადია იწყება მაშინ, როდესაც ორთქლადქცევის არეში წყდება აღმავალი მოძრაობა და თანდათან ხდება ნიადაგის ზედა ფენების ინტენსიური გამოშრობა. აორთქლების ინტენსივობა ამ მომენტში მნიშვნელოვნად მცირდება და ისე, როგორც პირველ სტადიაში, განისაზღვრება მეტეოროლოგიური ფაქტორების კომპლექსით. წარმოდგენილი აორთქლების ფიზიკური სურათის ხარისხობრივი აღწერის სქემატური მოდელი საყოველთაო აღიარებით სარგებლობდა როგორც ყოფილ საბჭოთა კავშირში, ასევე საზღვარგარეთის ქვეყნებში.

მიუხედავად ამისა, ბუნებრივი რეალური გეოტექნიკური პირობებისათვის, მეტეოროლოგიური მახასიათებლების კომპლექსის ცვალებადობა დღე-ღამური ციკლის ფარგლებში, ხასიათდება რა გარკვეული სპეციფიკით, ამითომ კონცეფცია ჩამოყალიბებული აორთქლების მეორე სტადიისათვის მოითხოვს არსებით გადასინჯვას [22], რასაც უდიდესი პრინციპული მნიშვნელობა ენიჭება ნიადაგური ტენის აორთქლების არსებული მოდელების კრიტიკული შეფასებისა და ასევე მოვლენის ფიზიკური სურათის მათთან ადექვატურობის დადგენისათვის.

განვიხილოთ ტრივიალური შემთხვევა, როცა ექსპერიმენტულ ცდებში შენარჩუნებულია აორთქლებაზე მოქმედი ძირითადი მეტეოროლოგიური ფაქტორების მუდმივობა (რადიაციული გამოსხივება, ჰაერის ტემპერატურა, ქარის სიჩქარე, ფარდობითი ტენიანობა, ფარდობითი განათებულობა) და იწყება აორთქლების მეორე სტადია, რომელიც ლიმიტირებულია აორთქლების ზონაში წყლის უწყვეტი მიდინებით. ამ დროს აორთქლადქცევის პროცესის ფორმირება ხდება ნიადაგის ზედაპირიდან გარკვეული მანძილით დაშორებულ შრეში. ამის შემდეგ, თუ შევცვლით აღნიშნულ მეტეოროლოგიურ ფაქტორებს ისე, რომ პოტენციურად შესაძლებელია აორთქლება მნიშვნელოვნად გაიზარდოს, მაშინ ნიადაგიდან რეალურად აორთქლებული წყლის რაოდენობა დასაწყისში ასევე გაიზრდება, მაგრამ გარდამავალი პროცესის დასრულების შემდეგ ისევე გაუტოლდება აორთქლადქცევის სიჩქარეს და დამოკიდებული იქნება გამომშრალი შრის სიმძლავრეზე. როდესაც წყლის „მიდინების“ რეჟიმი უცვლელია, მაშინ აორთქლების სიდიდე დაემთხვევა საწყის

ინტენსივობას, მიუხედავად იმისა, რომ ორთქლადქცევის არეალი გავრცელდება უფრო დიდ სიღრმეზე. მეტეოროლოგიური ფაქტორების მაჩვენებლები, როდესაც მიაღწევენ საწყის მნიშვნელობებს, შეიძლება ვივარაუდოთ, რომ პროცესის ჰისტერიზაციის გამო ორთქლადქცევის ზონის სიღრმე (საზღვარი) უცვლელი დარჩება.

აორთქლების მოყვანილ სქემებში შეინიშნება პარადოქსული, მაგრამ სავსებით ლოგიკური სურათი, პირველი სტადიის დამთავრების შემდეგ იწყება ურთულესი გარდამავალი პროცესი, რომელიც არ თავსდება უშუალოდ ზემოთ აღწერილი აორთქლების მარტივი სქემის ჩარჩოებში. ნიადაგიდან აორთქლება ასეთ შემთხვევაში დამოკიდებულია, როგორც წყლის მიდინების პოტენციურ შესაძლებლობაზე, ასევე მეტეოროლოგიური ფაქტორების კომპლექსზე. მათი ცვალებადობის გათვალისწინებით დროში, პროცესის უფრო ლაკონური ფორმით აღწერისათვის, მოქმედ ფაქტორთა შემავალი კომპლექსის ერთობლიობას ვუწოდებთ „აორთქლებადობას“ და ამასთანავე მივიჩნევთ, რომ „აორთქლებადობა“ ტოლია სრული წყალგაჯერებული ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლების. აქვე საჭიროა აღინიშნოს, რომ ასეთი ტერმინი არ არის ზუსტი, მაგრამ მისი გამოყენება ამ შემთხვევაში არ წარმოშობს გაუგებრობას. თუმცა ჩვენ აუცილებლად მიგვაჩნია აღვნიშნოთ ისიც, რომ აორთქლებადობის ქვემოთ იგულისხმება აორთქლება, როდესაც აორთქლების ზედაპირის (საკონტაქტო სიბრტყის) მთელ კვეთში წყლის მიწოდება ხდება უწყვეტად.

აორთქლების პროცესის მიმდინარეობის მოქმედი ფაქტორების ცვალებადობის აღწერა დღე-ღამის განმავლობაში და შესაბამისად მათი

გავლენა აორთქლების რაოდენობრივ მაჩვენებელზე ხშირად გარკვეული კრიტიკული შეფასების საგანს წარმოადგენდა ზოგიერთი მკვლევარისათვის. ასე მაგალითად, მეტეოროლოგიური ფაქტორების შეფასების მიზნით, გამოიყენება ჰიპოტეტიური ექსპერიმენტის შედეგების ანალიზი, რომლის მიხედვითაც დადგინდა, რომ თუ პირობითად დახურულ სივრცეში აორთქლება უფრო მაღალია, ვიდრე შესაძლო პოტენციური სიჩქარე, რომელიც ტოლია ქვემოდან წყლის მიწოდების პოტენციური სიჩქარის, მაშინ აორთქლების სიჩქარე ტოლია წყლის მიწოდების ფიქტიური სიჩქარის. აორთქლებადობის გაზრდა ადიდებს გარდამავალი პროცესის ხანგრძლივობის პერიოდს. მოყვანილი ანალიზი მიზნად ისახავდა რაოდენობრივად შეგვეფასებინა დეტერმინირებული ლოკალური ცდის შემთხვევაში მეტეოროლოგიური მონო ფაქტორთა გავლენა აორთქლებაზე, რომელიც ცხადია სხვადასხვა ინტენსივობის შემთხვევაში ერთი და იგივე გამომშრალი ნიადაგის სიმძლავრის ფორმირებას სხვადასხვა დროის მინაკვეთში ახდენს.

ასეთი წანამძღვრები არ არის საკმარისი იმ მოდელის შექმნისათვის, რომელიც ასახავს აორთქლების პროცესის დინამიკას ურთულესი სტოქასტიკური მოვლენის ფიზიკური არსის გათვალისწინებით. ეს აიხსნება იმით, რომ ყველა არსებული მოდელები ეყრდნობიან მხოლოდ პროცესის ფორმალურ მხარეს და ნაკლებად ითვალისწინებენ თვით კაპილარული მოვლენების და კერძოდ, კაპილარული აწევის სიჩქარის ექსპონენციალურ ხასიათს, რომელიც მთლიანად გამორიცხავს მოცემულ არეალში სასრულო კონტურებზე ამა თუ იმ პოტენციალის რაოდენობრივი შეფასების შესაძლებლობას. ამასთან ერთად საჭიროა აღინიშნოს, რომ ჩვენს მიერ

დამუშავებული კაპილარული აწევის დინამიკის მოდელი ემყარება არა ფორმალურ მოსაზრებას ან მათემატიკურ სიმბოლიკას, არამედ კაპილარულ ქობში სიჩქარის ცვალებადობის განმსაზღვრელ გრადიენტის სიდიდეს, რომელიც დამოკიდებულია და შებმულია ამა თუ იმ ნიადაგის ჰიდროფილურ-მინერალოგიურ მახასიათებელთან.

სხვადასხვა ავტორთა ინტერპრეტაცია აორთქლების მეორე სტადიაში ნაკლებად გასაგები და თვალსაჩინოა, რადგან რთულია მისი აღქმა რაიმე მექანიკური საილუსტრაციო მოდელის გარეშე. ამ სიძნელის დასაძლევად ჩვენს მიერ დამუშავებული იქნა კაპილარული გადაადგილების სიჩქარის საანგარიშო მოდელი [3,78,79].

საანგარიშო სქემის მიხედვით კაპილარული გადაადგილების სიჩქარის გრადიენტი:

$$J = \frac{(H - \Delta H) - Z}{Z} , \quad (45)$$

სადაც J – კაპილარული გადაადგილების სიჩქარის გრადიენტი;

H – კაპილარული აწევის სიმაღლე, მ;

ΔH – ვაკუუმური დაწნევა, გამოწვეული ქარის სიჩქარით, მ;

Z – კაპილარული მენისკის კოორდინატა, მ.

აქედან ცხადი ხდება, რომ მეორე სტადიაში ერთ-ერთი მძლავრი მეტეოროლოგიური ფაქტორი, კერძოდ, ქარის სიჩქარე ადიდებს აორთქლების ინტენსივობას და შესაბამისად ზრდის ნიადაგის გამომშრალი შრის სიმძლავრეს. ცნობილია რომ გამომშრალი შრის სიმძლავრის გაზრდამ უნდა გამოიწვიოს აორთქლების შემცირება.

მოვლენის ასახვის პირობითობა და სქემატიზაცია შორს არის პროცესის რეალური ფიზიკური სურათისაგან, თუმცა ის საკმაოდ დამაჯერებლად ხსნის მეტეოფაქტორის (ქარის სიჩქარის) ზემოქმედებით გამომშრალ შრეში წყლის პერმანენტულ მიწოდების

სინქრონულ მექანიზმს აორთქლებასა და წყლის მიწოდებას შორის [22,79].

საკითხის შესწავლის ამ ეტაპზე ჩვენ მიზნად დავისახეთ ჩვენს მიერ შემოთავაზებული ვერიფიცირებული [3] დამოკიდებულების მიხედვით ჩაგვეტარებინა კონკრეტული გაანგარიშება მიწოდებული კაპილარული წყლის სიჩქარის საანგარიშოდ აეროდინამიკური წნევის (ვაკუუმის ეფექტი) გათვალისწინებით [12, 107].

ნიადაგ-გრუნტის იდეალური მოდელისათვის კაპილარულ ქობში წყლის ვერტიკალური მიმართულებით გადაადგილების სიჩქარე შეიძლება ვიანგარიშოთ [78] მიხედვით.

$$\frac{Z}{t} = \frac{Z}{\frac{n}{K} h_j \left(\ln \frac{h_j}{h_j - Z} - \frac{Z}{h_j} \right)}, \quad (46)$$

- სადაც Z – კაპილარული ქობის აპლიკატი, მ;
 t – კაპილარული აწევის დრო, წმ;
 n – ფორიანობა;
 $\eta=Z/h$ – ფარდობითი კოორდინატი;
 h_j – კაპილარული აწევის სიმაღლე, მ;
 K – ფილტრაციის კოეფიციენტი, მ/წმ.

თუ გავითვალისწინებთ, რომ საანგარიშო სქემის მიხედვით Z იცვლება 0- დან h_j – მდე და შემოვიოტანოთ აღნიშვნას $\frac{Z}{h_j} = \eta$,

რომელიც იცვლება 1 –მდე, მაშინ მივიღებთ:

$$\frac{Z}{t} = \frac{\eta}{\frac{n}{K} \left(\ln \frac{1}{1-\eta} - \eta \right)}, \quad (47)$$

შემოვიღოთ შემდეგი აღნიშვნები: $\frac{K}{n} = a$ და $\varphi(\eta) = \frac{\eta}{\ln \frac{1}{1-\eta} - \eta}$,

მაშინ კაპილარული გადაადგილების საშუალო სიჩქარე გამოისახება შემდეგნაირად:

$$V = a\varphi(\eta) \quad (48)$$

ვაკუუმეტრული წნევის განმსაზღვრელი ფაქტორების დიფერენცირებული შეფასება სპეციალური ექსპერიმენტული და თეორიული კვლევების გარეშე დღეისათვის შეუძლებელია. ამასთანვე აღსანიშნავია ისიც, რომ წყლის მიწოდების ინტენსივობა აორთქლების პროცესის გარკვეულ ეტაპზე არ არის დამოკიდებული გამოშრობის ზონის გავრცელებაზე, თუმცა აირგამტარობა, ცხადია, დამოკიდებულია გამოშრობის ზონის სიმძლავრეზე.

საბოლოოდ შეიძლება დავასკვნათ, რომ ჩვენს მიერ შემოთავაზებული მოდელი საშუალებას მოგვცემს რაოდენობრივად განვსაზღვროთ კაპილარული ნაკადის პერმანენტული მიწოდების შემთხვევაში აორთქლების ინტენსივობა, რაც საშუალებას მოგვცემს დავადგინოთ ნიადაგის აქტიურ შრეში პროდუქტიული წყლის მარაგი და შესაბამისად მორწყვის ნორმა დროის გარკვეულ ინტერვალში.

3. 1 სასოფლო-სამეურნეო კულტურების წყალმოთხოვნილების განსაზღვრის მეთოდები

ა) რადიაციის მეთოდი

ბ)

მზის რადიაცია წარმოადგენს სითბოს ერთადერთ არსებით წყაროს დედამიწის ზედაპირისათვის, რადგანაც სხვა ციური სხეულების გამოსხივება და სითბოს მოდინება იძლევიან შედარებით უნიშვნელო სითბური ენერგია. მზის რადიაციის ნაკადის სიდიდე ატმოსფეროს ზედა საზღვართან შეადგენს 1,9კალ/სმ²წთ და მისი ცვალებადობა დროში წარმოადგენს მცირე სიდიდეს აბსოლუტურ მნიშვნელობასთან შედარებით. მოკლექტალდიანი რადიაცია ატმოსფეროში შემოსვლის შედეგად ნაწილობრივ შთაინთქმება ან ნაწილობრივ განიბნევა, რის შედეგად დედამიწის ზედაპირზე მოსული სითბო ორი სახისაა: პირდაპირი და გაბნეული მოკლექტალდიანი რადიაცია.

დედამიწის ზედაპირზე ნებისმიერ მოცემულ სისტემაში აორთქლება წარმოადგენს წყლისა და სითბოს ბალანსებს შორის დამაკავშირებელ კვანძს. სითბურ ბალანსში განიხილება მოქმედ ზედაპირზე მოსული და დახარჯული სითბოს რაოდენობების თანაფარდობა. სითბური ბალანსი შეიძლება გამოისახოს შემდეგი სახით

$$R_n = L_e E + H + G \quad (49)$$

სადაც R_n – რადიაციული ბალანსი, კალ/სმ²;

L_e – ორთქლადქცევის ფარული სითბო, კალ/გ;

E – აორთქლება, მ;

H – ტურბულენტური ნაკადის სითბო ატმოსფეროში, კალ/სმ²;

G – სითბოს ნაკადი ნიადაგში, კალ/მ²;

მოსული რადიაციის საერთო რაოდენობის ძირითადი ნაწილი შთაინთქმება მიწის ზედაპირთან და გარდაიქმნება შინაგან ენერგიად. აორთქლება და აშკარა სითბოს ნაკადი ატმოსფეროში დაკავშირებულია ენერგიის ხარჯვასთან. რომლის შესასწავლად საჭიროა განვიხილოთ სითბური ბალანსის განტოლება მოცემული ქვენაფენი შრის ზედაპირისათვის. გარემოს მიხედვით ეს შრე შეიძლება წარმოდგენილი იყოს წყლის, ნიადაგის, მცენარეული საფარის და ა.შ. სახით. პრაქტიკული მიზნებისათვის სითბური ბალანსის განტოლება შეიძლება ჩავწეროთ უფრო ზოგადი სახით ვიდრე განტოლება (49):

$$R_n - L_e E - H + L_p F_p - G + A_B = \frac{dw}{dt} \quad (50)$$

სადაც R_n – რადიაციული ბალანსი შრის ზედა ზღვარზე;

L_e – ორთქლწარმოქმნის ფარული სითბო;

L_p – ნახშირორჟანგის (CO_2) შთანთქმის თერმული ექვივალენტის კოეფიციენტი;

F_p – CO_2 ნაკადი;

G – სითბოს ნაკადი მიმართული შრის შიგნით;

A_B – სითბოს ადვექცია შრეში;

H – აორთქლება;

$\frac{dw}{dt}$ – სითბოშემცველობის ცვლილების სინქარე ერთეულ ფართობზე

ჩვენს მიზანს არ წარმოადგენს სითბური ბალანსის ყოველმხრივი ანალიზი, მაგრამ მიუხედავად ამისა ქვემოთ განვიხილავთ სითბური ბალანსის მდგენელების განსაზღვრის მარტივ მეთოდებს, რომლებიც გამოიყენება სხვადასხვა საინჟინრო ამოცანების გადასაწყვეტად.

რადიაციული ბალანსი შეიძლება ჩავწეროთ შემდეგი სახით:

$$R_n = R_s(1 - \alpha_s) + \epsilon_s R_{ld} - R_{lu} \quad (51)$$

სადაც R_s – მოკლე ტალღიანი რადიაციის ჯამური ნაკადი;

α_s – ზედაპირის ალბედო;

R_{ld} – ქვემოთ მიმართული გრძელტალღიანი რადიაციის ნაკადი;

ϵ_s – ზედაპირის შთანთქმის კოეფიციენტი;

R_{lu} – ზემოთ მიმართული გრძელტალღიანი რადიაციის ნაკადი;

დღეისათვის არსებობს საკმაოდ საიმედო ხელსაწყოები რადიაციული ბალანსის გასაზომად მაგრამ იმ შემთხვევაში, როდესაც არ ხერხდება პირდაპირი გაზომვა, მაშინ რადიაციულ ბალანსს იღებენ (50) განტოლების მარჯვენა ნაწილის კომპონენტების გაზომილი მნიშვნელობების შეჯამებით.

მოკლელტალღიანი რადიაცია ადვილად შეიძლება გაიზომოს [54,112,123] და მის შესახებ მონაცემები უმეტეს შემთხვევაში არსებობს ამინდის პროგნოზის ნაციონალურ სამსახურებში.

ჯამური რადიაციის საანგარიშოდ შემოგვთავაზებულ იქნა შემდეგი სახის განტოლება

$$R_s = R_{sc} \left[\alpha + (1 - \alpha) \frac{n}{N} \right] \quad (52)$$

სადაც R_{sc} –ნათელ დღეში საშუალო დღეღამური ჯამური რადიაციის ნაკადი.

მრავალი პუნქტისათვის აბსოლუტურად უდრუბლო დღეები იმდენად მცირეა, რომ ტარირება შეუძლებელია.

ასეთ შემთხვევაში შეიძლება გამოვიყენოთ შემდეგი განტოლება:

$$R_s = R_{SL} \left[a + b \left(\frac{n}{N} \right) \right] \quad (53)$$

სადაც a და b – მუდმივებია, დამოკიდებულია ადგილმდებარეობასა, წლის დროსა და ატმოსფეროს მდგომარეობაზე.

R_{SL} – მნიშვნელობა მოცემული განედისა და წლის დროისათვის ადგილად შეიძლება განესაზღვროთ, თუ ცნობილია მზიური მუდმივა.

R_s – დღეღამური მნიშვნელობანი მოყვანილია ცხრილში 4 და აღებულია [121] მონაცემების მიხედვით.

ცხრილი 3

პრესკიატის განტოლებაში (5) a და b მუდმივების მნიშვნელობები სხვადასხვა პუნქტებისათვის

პუნქტი	განედი	პერიოდი	a	b	ლიტ. წყარო
კუნუნარა (დას. ავსტრალია)	16	დღე-ღამე	0.334	0.431	ფიცპატრიკი და შტერნი (1965)
როტამსტედი (ინგლისი)	52	თვე	0.18	0.55	პენმანი (1948)
დელი (ინდოეთი)	29	კვირა	0.31	0.46	იადავი (1965)
ტატენო (იაპონია)	36	თვე	0.25	0.54	კონდო (1967)
თბილისი (საქართველო)	42	„	0.195	0.534	გვასალია, მოსიძე (1999)

ჯამური რადიაციის გამოთვლისათვის მზიური ნათების ფარდობითი ხანგრძლივობის n/N ნაცვლად ხშირად გამოყენება

დრუბლიანობის ბალი m_c . ამის გათვალისწინებით შემოთავაზებულ იქნა განტოლება ანალოგიური (52)

$$R_S = R_{SC}(1 - am_c) \quad (54)$$

სადაც a – მუდმივაა და ტოლია 0,71

(52) და (54) ანალოგია და ის ფაქტი, რომ n/N გამოსახავს დღის ნაწილს, როდესაც დრუბელი არ ფარავს მზეს, გვაძლევს საფუძველს მიახლოებით მივიღოთ, რომ

$$m_c + n/N = 1 \quad (55)$$

(55) გამოყენება შეიძლება მაშინ, როდესაც არა გვაქვს სხვა ინფორმაცია. შემჩნეულია, რომ (55) განტოლების მარჯვენა ნაწილი ზუსტად არ არის ერთის ტოლი. მისი მნიშვნელობა ერთზე მეტია ზაფხულში და ერთზე ნაკლებია ზამთარში. დე ფრიზმა [113] დაკვირვებით მიიღო, რომ

$$an/N + bm_c = 1,$$

სადაც $a=1,12$, $b=0,88$ ზაფხული პირობებისათვის; $a=1,29$, $b=1,0$ ზამთრისათვის. კონდომ [119] მიიღო შემდეგი მნიშვნელობები $a=1,11$, $b=0,78$.

მიღებულია და ამას ჩვენი ექსპერიმენტებიც ადასტურებს, რომ გამოსხივების მეთოდი უფრო საიმედოა ვიდრე ბლინეი-კრედლის მეთოდი [117,116]. მართლაც ეკვატორიალურ ზონებში პატარა კუნძულებზე, ან მაღალ სიმაღლეებზე ზღვის დონიდან გამოსხივების მეთოდი შეიძლება იყოს უფრო საიმედო, იმ შემთხვევაშიც კი თუ არა გვაქვს მზის ნათების ან მოდრუბლულობის შესახებ მონაცემები. ამ შემთხვევაში მზის რადიაციის რუქები, რომლებიც შედგენილია დედამიწის უმეტესი რეგიონებისათვის შეიძლება საკმარისი იყოს

აუცილებელი მონაცემების მისაღებად მზიური რადიაციის შესახებ. [120,113].

პრაქტიკული ამოცანების გადასაწყვეტად საკონტროლო ევაპორანსპირაციის განსაზღვრისათვის რეკომენდებულია დამოკიდებულება, რომელიც შემდეგნაირად გამოისახება:

$$ET_0 = c(W \cdot R_s) \quad \text{მმ/დღ} , \quad (56)$$

სადაც ET_0 – ევაპორანსპირაციის საკონტროლო მაჩვენებელი, მმ/დღ მოცემული პერიოდისათვის;

R_s – მზიური რადიაცია, აორთქლების ექვივალენტური, მმ/დღ;

W_0 – წონითი მამრავლი, ანუ ფაქტორი, რომელიც დამოკიდებულია ტემპერატურაზე და სიმაღლეზე ზღვის დონიდან;

c – კორექტირების კოეფიციენტი, რომელიც დამოკიდებულია საშუალო ტენიანობაზე და ქარის სიჩქარეზე დღის განმავლობაში.

R_s შეიძლება გაზომილი იქნას უშუალოდ, მაგრამ როგორც წესი გამოსაკვლევი რეგიონებისათვის მონაცემები უმეტეს შემთხვევაში არ არსებობს. ამ შემთხვევაში R_s შეიძლება განვსაზღვროთ გაზომილი მზის ნათების ხანგრძლივობის საშუალებით შემდეგი ფორმულით:

$$R_s = [0,25 + 0,50(n/N)]R_a \quad (57)$$

სადაც n/N – არის ფარდობა გაზომილი მზის ნათების მაქსიმალურად შესაძლო მზის ნათების ხანგრძლივობასთან.

ასევე შესაძლებელია R_s გამოსათვლელად გამოვიყენოთ დაკვირვებები ღრუბლიანობაზე. ცხრილ 4-ში მოცემულია გარდაქმნების შედეგად მიღებული დამოკიდებულებების გამოყენებით გამოთვლილი რიცხვითი მნიშვნელობები.

ცხრილი 4 ღრუბლიანობის მერვედი და მეთედი ნაწილები

ღრუბლიანობის მერვედი ნაწილი	0	1	2	3	4	5	6	7	8		
n/N	0,95	0,85	0,75	0,65	0,55	0,45	0,35	0,15	–		
ღრუბლიანობის მეთედი ნაწილი	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
n/N	0,95	0,85	0,8	0,75	0,65	0,55	0,5	0,4	0,3	0,15	–

მაგალითი:

კაირო, განედი 30°N; ივლისი; ღრუბლიანობა, ერთი მერვედი ნაწილი გამოთვლა:

$R_a = 16,8$ მმ/დღ; N–ცხრილიდან ან ადგილზე გამოთვლილი კოეფიციენტი =0,85;

$$R_s = (0,25 + 0,5 \cdot n/N)R_a = (0,25 + 0,5 \cdot 0,85)16,8 = 11,3 \text{ მმ/დღ};$$

გარდაბანი, განედი 41°27'N; ივლისი, ღრუბლიანობის ბალი 3,2 (მერვედი ნაწილი); $R_a = 16,7$ მმ/დღ; ღრუბლიანობის ბალი არის 3, მაშინ (მერვედი ნაწილის მიხედვით) $n/N = 0,65$;

$$R_s = (0,25 + 0,5 \cdot 0,65) R_a = (0,25+0,325)16,7 = 9,6 \text{ მმ/დღ};$$

გურჯაანი, განედი 41°45'N; ივლისი, ღრუბლიანობის ბალი 3

$$R_s = (0,25 + 0,5 \cdot 0,65) 16,7 = 9,6 \text{ მმ/დღ};$$

ფაქტორი (W), დამოკიდებულია ტემპერატურასა და სიმაღლეზე ზღვის დონიდან ცალსახად ასახავს დამოკიდებულებას R_s -სა და ET_0 -ს შორის.

$$W = \Delta / (\Delta + \gamma) : \tag{58}$$

სადაც Δ – ორთქლით გაჯერების წნევის ცვლილების სიჩქარე ტემპერატურის მიხედვით.

ცხრილი №5 არამიწიერი გამოსხივება (ღა) გამოსახული ექვივალენტურ აორთქლებაში, მმ/დ.დ.

ჩრდილოეთ ნახევარსფერო												განედი	სამხრეთ ნახევარსფერო											
იანვარი	თებერვალ	მარტი	აპრილი	მაისი	ივნისი	ივლისი	აგვისტო	სექტემბერ	ოქტომბერ	ნოემბერი	დეკემბერი		იანვარი	თებერვალ	მარტი	აპრილი	მაისი	ივნისი	ივლისი	აგვისტო	სექტემბერ	ოქტომბერ	ნოემბერი	დეკემბერი
3.8	6.1	9.4	12.7	15.8	17.1	16.4	14.1	10.9	7.4	4.5	3.2	50	17.5	14.7	10.9	7.0	4.2	3.1	3.5	5.5	8.9	12.9	16.5	18.2
4.3	6.6	9.8	13.0	15.9	17.2	16.5	14.3	11.2	7.8	5.0	3.7	48	17.6	14.9	11.2	7.5	4.7	3.5	4.0	6.0	9.3	13.2	16.6	18.2
4.9	7.1	10.2	13.3	16.0	17.2	16.6	14.5	11.5	8.3	5.5	4.3	46	17.7	15.1	11.5	7.9	5.2	4.0	4.4	6.5	9.7	13.4	16.7	18.3
5.3	7.6	10.6	13.7	16.1	17.2	16.6	14.7	11.9	8.7	6.0	4.7	44	17.8	15.3	11.9	8.4	5.7	4.4	4.9	6.9	10.2	13.7	16.7	18.3
5.9	8.1	11.0	14.0	16.2	17.3	16.7	15.0	12.2	9.1	6.5	5.2	42	17.8	15.5	12.2	8.8	6.1	4.9	5.4	7.4	10.6	14.0	16.8	18.3
6.4	8.6	11.4	14.3	16.4	17.3	16.7	15.2	12.5	9.6	7.0	5.7	40	17.9	15.7	12.5	9.2	6.6	5.3	5.9	7.9	11.0	14.2	16.9	18.3
6.9	9.0	11.8	14.5	16.4	17.2	16.7	15.3	12.8	10.0	7.5	6.1	38	17.9	15.8	12.8	9.6	7.1	5.8	6.3	8.3	11.4	14.4	17.0	18.3
7.4	9.4	12.1	14.7	16.4	17.2	16.7	15.4	13.1	10.6	8.0	6.6	36	17.9	16.0	13.2	10.1	7.5	6.3	6.8	8.8	11.7	14.6	17.0	18.2
7.9	9.8	12.4	14.8	16.5	17.1	16.8	15.5	13.4	10.8	8.5	7.2	34	17.8	16.1	13.5	10.5	8.0	6.8	7.2	9.2	12.0	14.9	17.1	18.2
8.3	10.2	12.8	15.0	16.5	17.0	16.8	15.6	13.6	11.2	9.0	7.8	32	17.8	16.2	13.8	10.9	8.5	7.3	7.7	9.6	12.4	15.1	17.2	18.1
8.8	10.7	13.1	15.2	16.5	17.0	16.8	15.7	13.9	11.6	9.5	8.3	30	17.8	16.4	14.0	11.3	8.9	7.8	8.1	10.1	12.7	15.3	17.3	18.1
9.3	11.1	13.4	15.3	16.5	16.8	16.7	15.7	14.1	12.0	9.9	8.8	28	17.7	16.4	14.3	11.6	9.3	8.2	8.6	10.4	13.0	15.4	17.2	17.9
9.8	11.5	13.7	15.3	16.4	16.7	16.6	15.7	14.3	12.3	10.3	9.3	26	17.6	16.4	14.4	12.0	9.7	8.7	9.1	10.9	13.2	15.5	17.2	17.8
10.2	11.9	13.9	15.4	16.4	16.6	16.5	15.8	14.5	12.6	10.7	9.7	24	17.5	16.5	14.6	12.3	10.2	9.1	9.5	11.2	13.4	15.6	17.1	17.7
10.7	12.3	14.2	15.5	16.3	16.4	16.4	15.8	14.6	13.0	11.0	10.2	22	17.4	16.5	14.8	12.6	10.6	9.6	10.0	11.6	13.7	15.7	17.0	17.5
11.2	12.7	14.4	15.6	16.3	16.4	16.3	15.9	14.8	13.3	11.6	10.7	20	17.3	16.5	15.0	13.0	11.0	10.0	10.4	12.0	13.9	15.8	17.0	17.4
11.6	13.0	14.6	15.6	16.1	16.1	16.1	15.8	14.9	13.6	12.0	11.1	18	17.1	16.5	15.1	13.2	11.4	10.4	10.8	12.3	14.1	15.8	16.8	17.1
12.0	13.3	14.7	15.6	16.0	15.9	15.9	15.7	15.0	13.9	12.4	11.6	16	16.9	16.4	15.2	13.5	11.7	10.8	11.2	12.6	14.3	15.8	16.7	16.8
12.4	13.6	14.9	15.7	15.8	15.7	15.7	15.7	15.1	14.1	12.8	12.0	14	16.7	16.4	15.3	13.7	12.1	11.2	11.6	12.9	14.5	15.8	16.5	16.6
12.8	13.9	15.1	15.7	15.7	15.5	15.5	15.6	15.2	14.4	13.3	12.5	12	16.6	16.3	15.4	14.0	12.5	11.6	12.0	13.2	14.7	15.8	16.4	16.5
13.2	14.2	15.3	15.7	15.5	15.3	15.3	15.5	15.3	14.7	13.6	12.9	10	16.4	16.3	15.5	14.2	12.8	12.0	12.4	13.5	14.8	15.9	16.2	16.2
13.6	14.5	15.3	15.6	15.3	15.0	15.1	15.4	15.3	14.8	13.9	13.3	8	16.1	16.1	15.5	14.4	13.1	12.4	12.7	13.7	14.9	15.8	16.0	16.0
13.9	14.8	15.4	15.4	15.1	14.7	14.9	15.2	15.3	15.0	14.2	13.7	6	15.8	16.0	15.6	14.7	13.4	12.8	13.1	14.0	15.0	15.7	15.8	15.7
14.3	15.0	15.5	15.5	14.9	14.4	14.6	15.1	15.3	15.1	14.5	14.1	4	15.5	15.8	15.6	14.9	13.8	13.2	13.4	14.3	15.1	15.6	15.5	15.4
14.7	15.3	15.6	15.3	14.6	14.2	14.3	14.9	15.3	15.3	14.8	14.4	2	15.3	15.7	15.7	15.1	14.1	13.5	13.7	14.5	15.2	15.5	15.3	15.1
15.0	15.5	15.7	15.3	14.4	13.9	14.1	14.8	15.3	15.4	15.1	14.8	0	15.0	15.5	15.7	15.3	14.4	13.9	14.1	14.8	15.3	15.4	15.1	14.8

ცხრილი №6

წონითი მამრავლის (W_0) მნიშვნელობები
 ET_0 –ზე რადიაციის მოქმედების დროს
 სხვადასხვა ტემპერატურისა და ზღვის დონიდან სხვადასხვა სიმაღლეზე

ტემპერატურა °C		2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36	38	40
W ზღვის დონიდან (მ)	0	0.43	.46	.49	.52	.55	.58	.61	.64	.66	.68	.71	.73	.75	.77	.78	.80	.82	.83	.84	.85
	500	.45	.48	.51	.54	.57	.60	.62	.65	.67	.70	.72	.74	.76	.78	.79	.81	.82	.84	.85	.86
	1 000	.46	.49	.52	.55	.58	.61	.64	.66	.69	.71	.73	.75	.77	.79	.80	.82	.83	.85	.86	.87
	2 000	.49	.52	.55	.58	.61	.64	.66	.69	.71	.73	.75	.77	.79	.81	.82	.84	.85	.86	.87	.88
	3 000	.52	.55	.58	.61	.64	.66	.69	.71	.73	.75	.77	.79	.81	.82	.84	.85	.86	.88	.88	.89
	4 000	.55	.58	.61	.64	.66	.69	.71	.73	.76	.78	.79	.81	.83	.84	.85	.86	.88	.89	.90	.90

ცხრილი № 7

მზის განათების მაქსიმალურად შესაძლებელი ხანგრძლივობა (N)
სხვადასხვა თვეებისა და განედისათვის

ჩრდილოეთი ს განედი	იანვარი	თებერვალი	მარტი	აპრილი	მაისი	ივნისი	ივლისი	აგვისტო	სექტემბერი	ოქტომბერი	ნოემბერი	დეკემბერი
სამხრეთის განედი	ივლისი	აგვისტო	სექტემბერი	ოქტომბერი	ნოემბერი	დეკემბერი	იანვარი	თებერვალი	მარტი	აპრილი	მაისი	ივნისი
50	8.5	10.1	11.8	13.8	15.4	16.3	15.9	14.5	12.7	10.8	9.1	8.1
48	8.8	10.2	11.8	13.6	15.2	16.0	15.6	14.3	12.6	10.9	9.3	8.3
46	9.1	10.4	11.9	13.5	14.9	15.7	15.4	14.2	12.6	10.9	9.5	8.7
44	9.3	10.5	11.9	13.4	14.7	15.4	15.2	14.0	12.6	11.0	9.7	8.9
42	9.4	10.6	11.9	13.4	14.6	15.2	14.9	13.9	12.6	11.1	9.8	9.1
40	9.6	10.7	11.9	13.3	14.4	15.0	14.7	13.7	12.5	11.2	10.0	9.3
35	10.1	11.0	11.9	13.1	14.0	14.5	14.3	13.5	12.4	11.3	10.3	9.8
30	10.4	11.1	12.0	12.9	13.6	14.0	13.9	13.2	12.4	11.5	10.6	10.2
25	10.7	11.3	12.0	12.7	13.3	13.7	13.5	13.0	12.3	11.6	10.9	10.6
20	11.0	11.5	12.0	12.6	13.1	13.3	13.2	12.8	12.3	11.7	11.2	10.9
15	11.3	11.6	12.0	12.5	12.8	13.0	12.9	12.6	12.2	11.8	11.4	11.2
10	11.6	11.8	12.0	12.3	12.6	12.7	12.6	12.4	12.1	11.8	11.6	11.5
5	11.8	11.9	12.0	12.2	12.3	12.4	12.3	12.3	12.1	12.0	11.9	11.8
0	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1

C° განსახილველი პერიოდისათვის. ხოლო როდესაც ტემპერატურა მოცემულია, როგორც t_{\max} და t_{\min} , მაშინ ვიღებთ $\frac{t_{\max} + t_{\min}}{2}$

მაგალითი:

კაირო, სიმაღლე ზღვის დონიდან 95მ; $T_{\text{საშ}} = 28,5^{\circ}$;

გამოთვლა: 6 ცხრილიდან = 0,77;

გარდაბანი, სიმაღლე ზღვის დონიდან 300მ, $T_{\text{საშ}} = 25,3^{\circ}$;

გამოთვლა: 6 ცხრილიდან $W = 0,74$;

გურჯაანი, სიმაღლე ზღვის დონიდან 415მ, $T_{\text{საშ}} = 23,5^{\circ}$;

გამოთვლა: 6 ცხრილიდან $W = 0,73$.

აქვე უნდა აღვნიშნოთ, რომ საქართველოს სხვადასხვა რეგიონებისათვის W_0 ფაქტორი უმნიშვნელოდ იცვლება. ასე მაგალითად აბასთუმანისათვის, რომლის სიმაღლე ზღვის დონიდან 1630მ, $W = 0,68$; ხოლო ფოთისათვის, რომლის სიმაღლე ზღვის დონიდან 1–3 მეტრია, $W = 0,72$.

მაგალითი:

კაირო, განედი 30°N ; ივლისი; მზის ნათება (n), საშაულოდ 11,5 საათი/დღეში გამოთვლა: R_a – ნებისმიერი განედისათვის აიღება ცხრილი 5, $R_a = 16,8\text{მმ/დღ}$; N – აიღება ცხრილი 7 = 13,9 საათი;

$$R_s = (0,25 + 0,5 \frac{n}{N})R_a = (0,25 + 0,50 \frac{11,5}{13,9})16,8 = 11,2 \text{ მმ/დღ.}$$

გარდაბანი, განედი $41^{\circ}27' \text{N}$; ივლისი, მზის ნათება (n), საშაულოდ 10,06 საათი/დღეში. გამოთვლა: R_a – ცხრილი 6 = 16,7 მმ/დღ; N – ცხრილი 5 = 14,9 საათი;

$$R_s = (0,25 + 0,5 \frac{n}{N}) R_a = (0,25 + 0,325 \frac{10,06}{14,9}) R_a = 9,8\text{მმ/დღეში.}$$

გურჯაანი, განედი $41^{\circ}45' \text{N}$; ივლისი, მზის ნათება (n), საშაულოდ 9,16 საათი/დღეში . R_a – ცხრილი 5 = 16,7 მმ/დღ; $N = 14,9$ საათი;

$$R_s = (0,25 + 0,325 \frac{9,16}{14,9}) \cdot 16,7 = 9,3 \text{ მმ/დღეში.}$$

პენმანის კომპლექსური მეთოდი

ეს მეთოდი გამოიყენება ისეთი რეგიონებისათვის, სადაც არსებობს კლიმატური მონაცემები ტემპერატურის, ტენიანობის, ქარის და მზის განათებულობის ხანგრძლივობის შესახებ. თავდაპირველად პენმანმა თავისი მეთოდი გამოიყენა აორთქლებაზე წყლის დანაკარგების პროგნოზირებისათვის წყლის თავისუფალი ზედაპირებიდან (E_0).

პენმანის მოდიფიცირებულ განტოლებას, რომლის საშუალებითაც შეიძლება განისაზღვროს საკონტროლო (ნორმატიული) ევაპოტრანსპირაციას აქვს შემდეგი სახე:

$$ET_0 = c[w_0 \cdot R_n + (1 - w) \cdot f(u) \cdot (e_a - e_d)] \quad (59)$$

სადაც ET_0 – საკონტროლო ევაპოტრანსპირაცია, მმ/დღ;

W – ფაქტორი, რომელიც დამოკიდებულია ტემპერატურაზე და ზღვის დონიდან სიმაღლეზე;

R_n – ნარჩენი რადიაცია, ექვივალენტური აორთქლების, მმ/დღ;

$f(u)$ – ფუნქცია დამოკიდებული ქარის სიჩქარეზე;

$e_a - e_d$ – ჰაერის ტენიანობის დეფიციტი, ანუ სხვაობა მოცემულ ტემპერატურაზე ორთქლით გაჯერებული ჰაერის წნევასა და ჰაერის ფაქტიურ წნევას შორის, მილიბარი;

c – კორექტირების კოეფიციენტი დღოსა და ღამის ამინდის პირობების კომპენსაციისათვის.

როგორც (59) განტოლებიდან ჩანს იგი შედგება ორი ძირითადი ნაწილისაგან. ენერგეტიკული ანუ რადიაციული ნაწილი $-w \cdot R_n$ და

აეროდინამიკური ნაწილი ანუ ქარი და ტენიანობა $(1-w_0) \cdot f(u) \cdot (e_a - e_d)$. თითოეული ნაწილის მნიშვნელობები დამოკიდებულია კლიმატურ პირობებზე.

ამ მეთოდით ET₀-ის განსაზღვრა საკმაოდ რთულად გამოიყურება, რაც გამოწვეულია (59) განტოლებაში შემავალი კომპონენტებით, რომლებიც საჭიროა მივიღოთ გაზომილი ფარდობითი კლიმატური მონაცემებით, როდესაც არ არსებობს უშუალოდ გაზომილი აუცილებელი ცვლადების მნიშვნელობები. ასე მაგალითად, როდესაც არ არის ნარჩენი რადიაციის უშუალო გაზომვები მაშინ, იგი შეიძლება მივიღოთ მზის რადიაციის გაზომილი მონაცემებით, მზის ნათების ხანგრძლივობა ან ღრუბლიანობაზე დაკვირვებით რა თქმა უნდა გაზომილი ტემპერატურასა და ტენიანობასთან ერთად.

როგორც ცნობილია, ჰაერის ტენიანობა გავლენას ახდენს ევაპორტანსპირაციაზე. (59) განტოლებაში ტენიანობა გამოსახულია გაჯერებული ორთქლის წნევის გეფიციტით, ანუ ჰაერის ტენიანობის დეფიციტით. ჰაერის ტენიანობა შეიძლება გამოვსახოთ ფარდობითი ტენიანობის (RH%) სახით ასპირაციული ან არაასპირაციული ფსიქრომეტრის (T⁰C მშრალი და სველი ბურთულაკი), ჩვენებით, აგრეთვე ნამის წერტილის (T⁰C ნამის წერტილის) საშუალებით. გაზომვის დროს აქვს დიდი მნიშვნელობა, თუმცა ხშირ შემთხვევაში ჰაერში ფაქტიური ორთქლის წნევა დღის განმავლობაში თითქმის არ იცვლება. კლიმატური პირობებიდან გამომდინარე e_a და e_d განსაზღვრისათვის შეიძლება გამოვიყენოთ სამი შემთხვევა:

1. მოცემულია: T_{max}, T_{min}, RH_{max}, RH_{min}
2. T_{max}, T_{min}, T⁰C სველი ბურთულის ,
3. T_{max}, T_{min}, T⁰C ნამის წერტილის . გარდა ამისა ამ

შემთხვევისათვის საჭიროა გამოვიყენოთ ცხრილები 8 და 9ა , 9ბ და 10.

ცხრილი 8

ორთქლით გაჯერების წნევა (ea) მილიბარებში,
როგორც ჰაერის საშ. ტემპერატურის T°C ფუნქცია

ტემპერატურა T°C	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
(ea) მბარი	6.1	6.6	7.1	7.6	8.1	8.7	9.3	10.0	10.7	11.5	12.3	13.1	14.0	15.0	16.1	17.0	18.2	19.4	20.6	22.0
ტემპერატურა T°C	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
(ea) მბარი	23.4	24.9	26.4	28.1	29.8	31.7	33.6	35.7	37.8	40.1	42.4	44.9	47.6	50.3	53.2	56.2	59.4	62.8	66.3	69.9

ცხრილი 9ა ორთქლის წნევა მილიბარებში მშრალი და სველი ბურთულების ტემპერატურული მონაცემების მიხედვით
(გენტოლატური ფსიქომეტრი)

დამწვევი სველი ბურთულა T °C სიმაღლე ზღვის დონიდან 0 _ 1 000 მ												მშრალი ბურთულა T °C	დამწვევი სველი ბურთულა T °C სიმაღლე ზღვის დონიდან 1 000 _ 2 000 მ											
0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22		0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22
73.8	64.9	56.8	49.2	42.2	35.8	29.8	24.3	19.2	14.4	10.1	6.0	40	73.8	65.2	57.1	49.8	43.0	41.8	31.0	25.6	20.7	16.2	12.2	
66.3	58.1	50.5	43.6	37.1	31.1	25.6	20.5	15.8	11.4	7.3		38	66.3	58.2	50.9	44.1	37.9	36.7	26.8	21.8	17.3	13.2	9.2	
59.4	51.9	44.9	38.4	32.5	26.9	21.8	17.1	12.7	8.6	4.9		36	59.4	52.1	45.2	39.0	33.3	32.1	23.0	18.4	14.3	10.4	6.4	
53.2	46.2	39.8	33.8	28.3	23.2	18.4	14.0	10.0	6.2			34	53.2	46.4	40.1	34.4	29.1	24.1	19.6	15.4	11.5	8.0	4.4	
47.5	41.1	35.1	29.6	24.5	19.8	15.4	11.3	7.5	4.0			32	47.5	41.3	35.5	30.2	25.3	20.7	16.6	12.6	9.1	5.8	2.4	
42.4	36.5	30.9	25.8	21.1	16.7	12.6	8.8	5.3				30	42.4	36.7	31.3	26.4	21.9	17.7	13.8	10.2	6.9	3.8		
37.8	32.3	27.2	22.4	18.0	14.0	10.2	6.7	3.4				28	37.8	32.5	27.5	23.0	18.9	14.9	11.4	8.0	4.9	2.1		
33.6	28.5	23.8	19.4	15.3	11.5	8.0	4.7	1.6				26	33.6	28.7	24.1	20.0	16.1	12.5	9.2	6.0	3.2	0.5		
29.8	25.1	20.7	16.6	12.8	9.3	6.0	2.9					24	29.8	25.3	21.1	17.2	13.9	10.3	7.2	4.3	1.6			
26.4	22.0	18.0	14.2	10.6	7.4	4.3	1.4					22	26.4	22.3	18.3	14.3	11.5	8.3	5.5	2.7	0.2			
23.4	19.3	15.5	12.0	8.7	5.6	2.7						20	23.4	19.5	15.9	12.6	9.5	6.6	3.9	1.3				
20.6	16.8	13.3	10.0	6.9	4.1	1.4						18	20.6	17.1	13.7	10.6	7.8	5.0	2.5	0.1				
18.2	14.6	11.4	8.3	5.4	2.7							16	18.2	14.9	11.7	8.6	6.2	3.6	1.3					
16.0	12.7	9.6	6.7	4.0	1.5							14	16.0	12.9	10.0	7.3	4.8	2.4	0.3					
14.0	10.9	8.1	5.3	2.8								12	14.0	11.2	8.4	5.9	3.6	1.4						
12.3	9.4	6.7	4.1	1.7								10	12.3	9.6	7.0	4.7	2.6	0.4						
10.7	8.0	5.5	3.1	0.8								8	10.7	8.2	5.8	3.7	1.6							
9.3	6.8	4.4	2.1									6	9.3	7.0	4.8	2.7	0.7							
8.1	5.7	3.4	1.6									4	8.1	6.0	3.8	1.8								
7.1	4.8	2.8	0.8									2	7.1	5.0	2.9	1.0								
6.1	4.0	2.0										0	6.1	4.1	2.1									

ცხრილი 9ბ ორთქლის წნევა (ea) ტემპერატურული მონაცემების მიხედვით (არავენტილატური ფსიქომეტრი)

დამწვევი სველი ბურთულა T °ჩ სიმაღლე ზღვის დონიდან 0 _ 1 000 მ												მშრალი ბურთულა T °C	დამწვევი სველი ბურთულა T °ჩ სიმაღლე ზღვის დონიდან 1 000 _ 2 000 მ											
0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22		0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	
73.8	64.7	56.2	48.4	41.2	34.4	28.2	22.4	17.0	12.0	7.4	3.0	40	73.8	64.9	56.7	49.1	42.0	35.6	29.6	34.1	18.9	14.1	9.8	
66.3	57.8	50.0	42.8	36.0	29.8	24.0	18.6	13.6	9.0	4.6	0.6	38	66.3	58.0	50.5	43.4	36.9	31.0	25.4	20.3	15.5	11.1	7.0	
59.4	51.6	44.4	37.6	31.4	25.6	20.2	15.2	10.6	6.2	2.2		36	59.4	51.8	44.8	38.3	32.3	26.8	21.2	16.9	12.5	8.3	4.6	
53.2	45.9	39.2	33.0	27.2	21.8	16.8	12.2	7.8	3.8			34	53.2	46.1	39.7	33.7	28.1	23.0	18.2	13.9	9.7	5.9	2.4	
47.5	40.8	34.6	28.8	23.4	18.4	13.8	9.4	5.4	1.6			32	47.5	41.0	35.1	29.5	24.3	19.6	15.2	11.1	7.3	3.7	0.4	
42.4	36.2	30.4	25.0	20.0	15.4	11.0	7.0	3.2				30	42.4	36.4	30.9	25.7	20.9	16.6	12.4	8.7	5.1			
37.8	32.0	26.6	21.6	17.0	12.6	8.6	4.8	1.2				28	37.8	32.2	27.1	22.3	17.9	13.8	10.0	6.5	3.1			
33.6	28.2	23.2	18.6	14.2	10.2	6.4	2.8					26	33.6	28.4	23.7	19.3	15.1	11.4	7.8	4.5	1.4			
29.8	24.8	20.2	15.8	11.8	8.0	4.4	1.1					24	29.8	25.0	20.7	16.5	12.7	9.2	5.8	2.8				
26.4	21.8	17.4	13.4	9.6	6.0	2.7						22	26.4	22.0	17.9	14.1	10.5	7.2	4.1	1.2				
23.4	19.0	15.0	11.2	7.6	4.3	1.1						20	23.4	19.2	15.5	11.9	8.5	5.5	2.5					
20.6	16.6	12.8	9.2	5.9	2.7							18	20.6	16.8	13.3	9.9	6.8	3.9	1.1					
18.2	14.4	10.8	7.5	4.3	1.4							16	18.2	14.6	11.3	8.2	5.2	2.5						
16.0	12.4	9.1	5.9	3.0	0.1							14	16.0	12.6	9.6	6.6	3.8	1.3						
14.0	10.7	7.5	4.6	1.7								12	14.0	10.9	8.0	5.2	2.6	0.3						
12.3	9.1	6.1	3.3	0.7								10	12.3	9.3	6.7	4.0	1.6							
10.7	7.7	4.9	2.3									8	10.7	7.9	5.4	3.0	0.6							
9.3	6.5	3.9	1.5									6	9.3	6.7	4.4	2.0								
8.1	5.5	2.9	0.9									4	8.1	5.7	3.4	1.1								
7.1	4.5	2.3										2	7.1	4.7	2.5	0.3								
6.1	3.7	1.5										0	6.1	3.8	1.7									

ცხრილი 10

ქარის ფუნქციის მნიშვნელობა $F(u) = 0,27 [1 + (U^2 / 100)]$
 ქარის სიქარის (კმ/დ.დ) დროს 2 მ სიმაღლეზე

ქარის სიქარე კმ/დ.დ	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
	-	.30	.32	.35	.38	.41	.43	.46	.49	.51
100	.54	.57	.59	.62	.65	.67	.70	.73	.76	.78
200	.81	.84	.86	.89	.92	.94	.97	1.00	1.03	1.05
300	1.08	1.11	1.13	1.16	1.19	1.21	1.24	1.27	1.30	1.32
400	1.35	1.38	1.40	1.43	1.46	1.49	1.51	1.54	1.57	1.59
500	1.62	1.65	1.67	1.70	1.73	1.76	1.78	1.81	1.84	1.90
600	1.89	1.92	1.94	1.97	2.00	2.02	2.05	2.08	2.11	2.15
700	2.16	2.19	2.21	2.24	2.27	2.29	2.32	2.35	2.38	2.40
800	2.43	2.46	2.48	2.51	2.54	2.56	2.59	2.62	2.64	2.65
900	2.70									

სხვადასხვა კლიმატური პირობებისათვის ქარის სიჩქარის გავლენის შესწავლამ ევაპოტრანსპირაციაზე ET_0 საშუალება მოგვცა განტოლებაში ქარის ფუნქციისათვის მიგველო შემდეგი სახის დამოკიდებულება

$$f(u) = 0,27 \left(1 + \frac{u_2}{100} \right) \quad (60)$$

სადაც u_2 – ქარის სიჩქარე, კმ/დღ 2მ სიმაღლეზე

(60) განტოლების გამოყენება შეიძლება მაშინ, როდესაც ტენიანობის დეფიციტი $e_a - e_d$ გამოსახულია მილიბარებში, და ზემოთ აღნიშნული შემთხვევებიდან ერთ-ერთის გამოყენებით.

(59) განტოლებაში ერთ-ერთი ყველაზე უმნიშვნელოვანესი წევრია ნარჩენი რადიაცია R_n , რომლის გაზომვა შესაძლებელია, მაგრამ მონაცემები R_n -ის შესახებ თითქმის არ არსებობს. ამიტომ მიმართავენ R_n -ის განსაზღვრას მზის რადიაციის ან მზის განათებულობის ხანგრძლივობის მიხედვით და ტემპერატურისა და ტენიანობის მონაცემების გამოყენებით:

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad ,$$

$$R_{ns} = (1 - \alpha)(0,25 - 0,5n/N)R_a \quad (61)$$

W ფაქტორი დამოკიდებული ტემპერატურაზე და სიმაღლეზე ზღვის დონიდან და განსაზღვრავს რადიაციის ზემოქმედების ხარისხს ევაპოტრანსპირაციაზე.

$1-W$ ფაქტორი კი განსაზღვრავს ქარისა და ტენიანობის ზემოქმედების ხარისხს ევაპოტრანსპირაციაზე. W და $1-W$ ფაქტორების რიცხვითი მნიშვნელობები მოცემულია ცხრილში 11 და 12.

ცხრილი 11

(1-W₀) ფუნქციის მნიშვნელობები ქარის და ტენიანობის მოქმედების დროს
 ETo – ზე სხვადასხვა ტემპერატურის სზღვის დონიდან სიმაღლის მიხედვით

ტემპერატურა °C		2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36	38	40
(1-W) ზღვის დონიდან	0	0.57	.54	.51	.48	.45	.42	.39	.36	.34	.32	.29	.27	.25	.23	.22	.20	.19	.17	.16	.15
	500	.56	.52	.49	.46	.43	.40	.38	.35	.33	.30	.28	.26	.24	.22	.21	.19	.18	.16	.15	.14
	1 000	.54	.51	.48	.45	.42	.39	.36	.34	.31	.29	.27	.25	.23	.21	.20	.18	.17	.15	.14	.13
	2 000	.51	.48	.45	.42	.39	.36	.34	.31	.29	.27	.25	.23	.21	.19	.18	.16	.15	.14	.13	.12
	3 000	.48	.45	.42	.39	.36	.34	.31	.29	.27	.25	.23	.21	.19	.18	.16	.15	.14	.13	.12	.11
	4 000	.46	.42	.39	.36	.34	.31	.29	.27	.25	.23	.21	.19	.18	.16	.15	.14	.13	.12	.11	.10

ცხრილი 12

W₀ ფუნქციის მნიშვნელობები ქარის და ტენიანობის მოქმედების დროს
 ETo – ზე სხვადასხვა ტემპერატურისა და ზღვის დონიდან სიმაღლის მიხედვით

ტემპერატურა °C		2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36	38	40
W ზღვის დონიდან	0	0.43	.46	.49	.52	.55	.58	.61	.64	.66	.69	.71	.73	.75	.77	.78	.80	.82	.83	.84	.85
	500	.44	.48	.51	.54	.57	.60	.62	.65	.67	.70	.72	.74	.76	.78	.79	.81	.82	.84	.85	.86
	1 000	.46	.49	.52	.55	.58	.61	.64	.66	.69	.71	.73	.75	.77	.79	.80	.82	.83	.85	.86	.87
	2 000	.49	.52	.55	.58	.61	.64	.66	.69	.71	.73	.75	.77	.79	.81	.82	.84	.85	.86	.87	.88
	3 000	.52	.55	.61	.61	.64	.66	.69	.71	.73	.75	.77	.79	.81	.82	.84	.85	.86	.87	.88	.89
	4 000	.54	.58	.64	.64	.69	.69	.71	.73	.75	.77	.79	.81	.82	.84	.85	.86	.87	.89	.90	.90

დედამიწის ზედაპირზე დამატებითი დანაკარგები წარმოიქმნება იმის გამო, რომ ნიადაგი გამოასხივებს მის მიერ შთანთქმული ენერგიის ნაწილს უკან ატმოსფეროში გრძელტალღიანი რადიაციის სახით. ეს სიდიდე, როგორც წესი, მეტია ვიდრე დამავალი გრძელტალღიანი რადიაცია ატმოსფეროში. შემაჯავლი და გამომავალი გრძელტალღიანი რადიაციების სხვაობას ნარჩენი გრძელტალღიანი რადიაცია (R_{nl}) ეწოდება. რადგანაც იგი მეტია ვიდრე შემაჯავლი რადიაცია, R_{nl} წარმოადგენს ნარჩენი ენერგიის დანაკარგს.

რადიაცია შეიძლება გამოვსახოთ სხვადასხვა ერთეულებში: სითბოთ გარდაქმნის შემთხვევაში იგი შეიძლება შეუფარდოთ ენერგიას, რომელიც აუცილებელია წყლის ასაორთქლებლად ღია ზედაპირიდან და გამოვსახოთ როგორც ექვივალენტური აორთქლება მმ/დღ-ში.

R_n -ის გამოთვლა მოიცავს შემდეგ ეტაპებს:

1. როდესაც არ გვაქვს მონაცემები მზის რადიაციის (R_s) შესახებ, მაშინ ცხრილი 10-ის საშუალებით ვპოულობთ R_a -ს მოცემული თვისა და განედისათვის

2. R_s -ის განსაზღვრა შეიძლება, როგორც

$$R_s = (0,25 - 0,5n/N)R_a$$

N -ის მნიშვნელობა თვისა და განედის მიხედვით მოცემული 8 ცხრილში.

n ისე N უნდა გამოისახოს საათებში, როგორც საშუალო დღიური სიდიდე. როდესაც გვაქვს მხოლოდ ვისუაღური დაკვირვებები ღრუბლიანობაზე იგი შეიძლება გამოვიყენოთ R_s -ის საანგარიშოდ. ღრუბლიანობა შეიძლება გამოვსახოთ 8 ან 10 წილებად.

3. ნარჩენი მოკლექტალდიანი რადიაცია (R_{ns}) და მზის რადიაცია (R_s) საჭიროა განისაზღვროს სასოფლო-სამეურნეო კულტურის ამრეკვლობის შესაძლებლობის გათვალისწინებით]

$$R_{ns}=(1-\alpha)R_s$$

2 და 3 ეტაპების გამარტივების მიიზნით შეიძლება გამოყენებულ იქნას ცხრილი 14 RNS- ის განსაზღვრისათვის.

4. ნარჩენი გრძელეტალდიანი რადიაცია (R_{nl}) შეიძლება განისაზღვროს ტემპერატურების (T) ჰაერის ორთქლის წყლის (e_a) და მზის ნათების ფარდობითი ხანგრძლივობის მონაცემების მიხედვით. $f(t)$, $f(e)$ და $f(n/N)$ ფუნქციების მნიშვნელობები მოცემულია შესაბამისად ცხრილებში 12,13, და14.

5. ჯამური ნარჩენი რადიაციის (R_n) განსაზღვრისათვის უნდა გამოვთვალოთ ნარჩენი მოკლექტალდიანი რადიაციისა და ნარჩენი გრძელეტალდიანი რადიაციის (R_{nl}) ალგებრული ჯამი. R_{nl} ყოველთვის შეიცავს ნარჩენ დანაკარგებს და შესაბამისად

$$R_n=R_{ns}-R_{nl}$$

მოცემულია

გურჯაანი; განედი $41^0 45'$; სიმაღლეზღვის დონიდან 415მ; ივლისი საშუალო ტემპერატურა $23,6^0$; $R_{საშ}=64\%$; მზის ნათების საშუალო ხანგრძლივობა $n=9,16$ საათი/დღ

გამოთვლა

$$R_a \text{ ცხრილი 5 } =16,7 \text{ მმ/დღ; } N =14,8 \text{ საათი/დღ; } n/N = 0,62 ;$$

$$R_s=(0,25+0,5n/N)R_a =(0,25+0,5 \times 0,62)16,7 =9,35; R_{ns}=(1-\alpha)$$

$$R_s = (1-0,25)9,35 = 7,0 \text{ მმ/დღ}$$

ცხრილი 13 არამიწიერი გამოსხივების (Ra) გადაყვანის კოეფიციენტი მზის ნარჩენ რადიაციაში (Rns)
მოცემული არეკვლის დროს $\alpha = 0.85$ დროს სხვადასხვა n/N მიხედვით

n/N	0.0	.05	.10	.15	.20	.25	.30	.35	.40	.45	.50	.55	.60	.65	.70	.75	.80	.85	.90	.95	1.0
$(1-\alpha)(0.25+0.50n/N)$	0.19	.21	.22	.24	.26	.28	.30	.32	.34	.36	.37	.39	.41	.43	.45	.47	.49	.51	.52	.54	.56

ცხრილი 14 ტემპერატურის (T) გავლენა გრძელტალღიან რადიაციაზე (Rnl)

To	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36
$f(T) = \sigma Tk^4$	11.0	11.4	11.7	12.0	12.4	12.7	13.1	13.5	13.8	14.2	14.6	15.0	15.4	15.9	16.3	16.7	17.2	17.7	18.1

ცხრილი 15 ორთქლის წნევის გავლენა f(ea) გრძელტალღიან რადიაციაზე (Rnl)

ed მბარი	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36	38	40
$f(ed) = 0.34 - 0.44\sqrt{ed}$	0.23	.22	.20	.19	.18	.16	.15	.14	.13	.12	.12	.11	.10	.09	.08	.08	.07	.06

ცხრილი 16 f(n/N) გავლენა გრძელტალღიან რადიაციაზე (Rnl)

n/N	0.0	.05	.10	.15	.20	.25	.30	.35	.40	.45	.50	.55	.60	.65	.70	.75	.80	.85	.90	.95	1.0
$f(n/N) = 0.1+0.9 n/N$	0.10	.15	.19	.24	.28	.33	.37	.42	.46	.51	.55	.60	.64	.69	.73	.78	.82	.87	.91	.96	1.0

გურჯაანი ივლისი $e_d=19$; $f(e_d)=0.145$

$ET_0=c[0.74*5.56+0.26*1.32*10.8]=c*7.8$ მმ/დღ,

სადაც c კოეფიციენტის მნიშვნელობები მოცემულია ცხრილში №16.

მოცემულია

გარდაბანი; განედი $41^{\circ}27'$; სიმაღლეზღვის დონიდან 300მ; ივლისი საშუალო ტემპერატურა $25,3^{\circ}$; $R_{საშ}=55\%$; მზის ნათების საშუალო ხანგრძლივობა $n=10,05$ საათი/დღ

გამოთვლა: R_a ცხრილი 5 =16,7 მმ/დღ $N =14,9$ საათი/დღ;

$n/N = 0,67$;

$R_s=(0,25+0,5n/N)R_a = (0,25+0,5*0,67)16,7 =9,8$

$R_{ns}=(1-\alpha)R_s = (1-0,25)9,8 = 7,35$ მმ/დღ

ან ცხრილი 13

$f(t)$ _ცხრილი 14 = 15,7 მმ/დღ;; $f(e)$ _ცხრილი 15= 0,155 მმ/დღ;

$f(n/N)$ _ცხრილი 16 = 0,63 მმ/დღ; $R_{ne}=f(t)f(e)f(n/N) = 1,53$ მმ/დღ;

$R_n=R_{ns}-R_{ne} = 5,82$ მმ/დღ.

გარდაბნისათვის ივლისში: $e_d=17.1$ და $f(e_d)=0.155$,

გარდაბანი $v=4.5$ მ/წმ= $4.5*86.4=388.8$ კმ/დღ; 1 მ/წმ= 86.4 კმ/დღ;

$f(v)=1.32=0.27(1+3.88)=1.32$; $f(v)=1.32$;

$e_a=32$ მილიბარი, როცა $T= 25.3^{\circ}C$

$ed = \frac{eaRH_{საშ}}{100} = \frac{32 * 55}{100} = 17.6$ მილიბარი; $ea-ed=14.4$ მილიბარი.

$1-W_0=$ ცხრილი 11= 0.26 და

$W_0=0.74$

$ET_0=[0.74*5.82+0.26*1.32*14.4=4.3+4.9]=9.2$ მმ/დღ

c კოეფიციენტის მნიშვნელობა სხვადასხვა ქარის სიჩქარესა და ფარდობით ტენიანობის დროს მოცემულია ცხრილში №17.

დღეისათვის მიჩნეულია, რომ რადიაციის მეთოდი სხვა მრავალრიცხივან მეთოდებთან შედარებით გაცილებით სრულყოფილი და საიმედოა, რადგან ის ითვალისწინებს ზოგიერთ სპეციფიკურ თავისებურებებს, რაც უკავშირდება მზის რადიაციის რუქების არსებობას დედამიწის მთელი რიგი რეგიონებისათვის დამახასიათებელი ოროგრაფიითა და ზღვის დონიდან მაღალი ნიშნულებით. მიუხედავად ამ მეთოდის გამოყენების თითქოს გარეგნული ფორმალური სიმარტივისა იგი დაკავშირებულია მთელ რიგ სიძნელეებთან. აქედან გამომდინარე ჩვენ მიზნად დავისახეთ მრავალი რიცხოვანი სტატისტიკური მონაცემების და აგრეთვე ჩვენ უშუალო დაკვირვებებით მოპოვებული მასალების გამოყენების საფუძველზე დაგვეყარებინა კავშირი ევაპოტრანსპირაციასა და მის განმსაზღვრელ ფაქტორებს შორის. ამისათვის ჩვენს მიერ გამოყენებულ იქნა წრფივი მრავლობითი კორელაციისა და რეგრესიის მეთოდი. ძირითად განმსაზღვრელ ცვლად პარამეტრებს წარმოადგენენ: მზის რადიაცია (R_s), ქარის სიჩქარე (U), ფარდობითი ტენიანობა (W) და W_0 . კომპლექსური ფაქტორი (დამოკიდებული ტემპერატურასა და ჰიფსომეტრიაზე). ასეთ მიდგომას ერთიან სისტემაში მოჰყავს ყველა მონაწილე ცვლადი ფაქტორები და ასახვას პოულობს ერთ წრფივ რეგრესიის განტოლებაში, რომლის მიხედვითაც კონკრეტული გაანგარიშება დაიყვანება მარტივ არითმეტიკულ გამოთვლაზე.

სათანადო მონაცემების დამუშავების შედეგად, რომელიც მოცემულია ჩვენ მიერ მიღებულ იქნა შემდეგი სახის დამოკიდებულება:

$$ET_0 = A_1 + A_2 X_1 + A_3 X_2 + A_4 X_3 + A_5 X_1 X_1 + A_6 X_2 X_2 + A_7 X_3 X_3 + A_8 X_1 X_2 + A_9 X_1 X_3 + A_{10} X_2 X_3$$

(62)

ცხრილი №17 (C) ფაქტორის მნიშვნელობები პენმანის განტოლებაში

Rs მმ/დ.დ სდღე მ/წმ	RHmax = 30%				RHmax = 60%				RHmax = 90%			
	3	6	9	12	3	6	9	12	3	6	9	12
	სდღე / სღამე = 4.0											
0	.86	.90	1.00	1.00	.96	.98	1.05	1.05	1.02	1.06	1.10	1.10
3	.79	.84	.92	.97	.92	1.06	1.11	1.19	.99	1.10	1.27	1.32
6	.68	.77	.87	.93	.85	.96	1.11	1.19	.94	1.10	1.26	1.33
9	.55	.65	.78	.90	.76	.88	1.02	1.14	.88	1.01	1.16	1.27
	სდღე / სღამე = 3.0.											
0	.86	.90	1.00	1.00	.96	.98	1.05	1.05	1.02	1.06	1.10	1.10
3	.76	.81	.88	.94	.87	.96	1.06	1.12	.94	1.04	1.18	1.28
6	.61	.68	.81	.88	.77	.88	1.02	1.10	.86	1.01	1.15	1.22
9	.46	.56	.72	.82	.67	.79	.88	1.05	.78	.92	1.06	1.18
	სდღე / სღამე = 2.0											
0	.86	.90	1.00	1.00	.96	.98	1.05	1.05	1.02	1.06	1.10	1.10
3	.69	.76	.85	.92	.83	.91	.99	1.05	.89	.98	1.10	1.14
6	.53	.61	.74	.84	.70	.80	.94	1.02	.79	.92	1.05	1.12
9	.37	.48	.65	.76	.59	.70	.84	.95	.71	.81	.96	1.06
	სდღე / სღამე = 1.0											
0	.86	.90	1.00	1.00	.96	.98	1.05	1.05	1.02	1.06	1.10	1.10
3	.64	.71	.82	.89	.78	.86	.94	.99	.85	.92	1.01	1.05
6	.43	.53	.68	.79	.62	.70	.84	.93	.72	.82	.95	1.00
9	.27	.41	.59	.70	.50	.60	.75	.87	.62	.72	.87	.96

სადაც ET_0 —საკონტროლო ანუ ბაზისური ევაპორანსპირაცია, მმ/დღ;
 $A_1=-1,12$; $A_2=1,28$; $A_3=0,17$; $A_4=0,005$; $A_5=0,004$; $A_6=-0,0016$;
 $A_7=0,00017$; $A_8=0,045$; $A_9=-0,008$; $A_{10}=-0,0037$; რეგრესიის
განტოლების რიცხვითი კოეფიციენტებია:

$X_1 - W_0R_s$ არის მზის რადიაცია (ექვივალენტური აორთქლების ინტენსივობა), მმ/დღ

$X_2 - U$ ქარის სიჩქარე, მ/წმ

$X_3 - W_0$ ფარდობითი ტენიანობა (%)

(62) განტოლების სტატისტიკური ანალიზის საფუძველზე თავსებადობის სათანადო კრიტერიუმის გამოყენებით გამოვლენილ იქნა განტოლების წევრები, რომლებიც არა არსებითია და გავლენას ვერ ახდენენ ევაპორანსპირაციის რაოდენობრივ შეფასებაზე. ასეთი არა არსებითი კოეფიციენტებია A_5 და A_6 და შესაბამისად (62) განტოლება მიიღებს შემდეგ საანგარიშო სახეს:

$$ET_0 = -1,12 + 1,3W_0R_s + 0,17U + 0,005W + 0,0002W^2 + 0,045W_0R_sU - 0,008W_0R_sW - 0,004UW_0 \quad (63)$$

(62) და (63) განტოლებების მიხედვით ჩატარებული რიცხვითი გამოთვლების შედეგები მოცემულია ცხრილ 8-ში. გამოთვლების შედეგების შედარება გვიჩვენებს, რომ განსხვავება მათ შორის არ აღემატება 2%, რაც გვარწმუნებს იმაში, რომ (63) განტოლების გამოყენება სავსებით მისაღებია.

მიღებული შედეგის საფუძველზე შეიძლება დავასკვნათ, რომ სასოფლო-სამეურნეო კულტურების წყალმთხონილება შეიძლება განისაზღვროს (63) განტოლების საშუალებით. ამის საფუძველს გვაძლევს სასოფლო-სამეურნეო კულტურის ევაპორანსპირაციის ადეკვატურობა წყალმთხონილებასთან.

3. 2 სასოფლო – სამეურნეო კულტურების მორწყვის ნორმის დადგენა.

მორწყვის ნორმა წარმოადგენს ძირითად საანგარიშო პარამეტრს, რომელიც განსაზღვრავს დაუკომპლექტებელი და დაკომპლექტებული ჰიდრომოდულების დინამიკას საველე პირობებში.

ეს პარამეტრი შემადგენელი კომპონენტების მიხედვით, არ ითვალისწინებს ისეთ დინამიკური პარამეტრების გავლენას ნიადაგის აქტიურ შრეში წყლის ხარჯვაზე, როგორცაა ერთ-ერთი ძირითადი ინტეგრალური პარამეტრი ევაპოტრანსპირაცია. ეს უკანასკნელი თავის მხრივ დამოკიდებულია მცენარის ბიოლოგიურ თავისებურებებზე და ნიადაგისა და ატმოსფეროს თერმოდინამიკურ რეჟიმზე.

აქედან, გამომდინარე, ჩვენ აუცილებლად მიგვაჩნია სარწყავი ნორმის დადგენა მონაწილე ფაქტორების ფართო კომპლექსის გათვალისწინების საფუძველზე. რასაც ყველაზე უკეთ შეესატყვისება წყლის ბალანსის მეთოდი. ეს მეთოდი მოიცავს სასოფლო – სამეურნეო კულტურების ევაპოტრანსპირაციას, ატმოსფერულ ნალექებს, გრუნტის წყლების წილს და მის საერთო მარაგს რწყვის პროცესის დაწყებამდე, ანუ შეგვიძლია დავწეროთ რომ მორწყვის ნორმა

$$m=ET-(P+G+W) \quad (64)$$

სადაც, ET-არის ევაპოტრანსპირაცია, მმ/დღ;

P-ატმოსფერული ნალექები, მმ;

G-გრუნტის წყლების წილი, მმ;

W-ნიადაგის ტენის მარაგი მორწყვამდე, მმ.

(64) განტოლებაში შემავალი ცვლადი პარამეტრები გამოსახულია წყლის ფენის ხიხქით მმ-ში.

მორწყვის ნორმა შეიძლება დადგენილი იქნას სეზონის თვის და დეკადის პერიოდებისათვის. ჰიდრომელიორაციული სისტემის პროექტირების პრაქტიკაში ხშირად იყენებენ მონაცემებს თვის პერიოდისთვის.

მორწყვის ნორმის დადგენისას საჭიროა გათვალისწინებულ იქნას წყლის ის რაოდენობა, რომელიც მოიხმარება სხვადასხვა აგროტექნიკური ღონისძიებების ან განმარტივების ტექნოლოგიების ჩასატარებლად, ფესვთა სისტემის განლაგების არეში.

უმჯობესია მარილების ჩარეცხვებისთვის დახარჯული წყლის რაოდენობა, წინასწარ გათვალისწინებულ იქნას, სათავეში აღებული წყლის ნეტო სიდიდეში. რადგან პრაქტიკულად არასოდეს მიიღწევა წყლის გამოყენების მაქსიმალური მ.კ.კ.-ით (რომელიც ყოველთვის ნაკლებია 1-ზე), ამიტომ შეიძლება განსაზღვრულ იქნას დანაკარგები იმ დროის ინტერვალში, რომელიც საჭიროა სარწყავი წყლის ტრანსპორტირებისა და რწყვის ტექნოლოგიური პროცესების ჩასატარებლად.

საპროექტო სარწყავი ნორმები შეიძლება განისაზღვროს შემდეგი დამოკიდებულებით:

$$m_i = \frac{10}{E_p} \sum \left[\frac{A \cdot m}{1 - LR} \right]_i \quad \text{მ}^3/\text{თვეში} \quad (65)$$

სადაც E_p არის მორწყვის პროექტის ეფექტურობა;

A – ფართობი, რომელზეც დათესილია მოცემული სასოფლო

– სამეურნეო კულტურა, ჰა;

m – სარწყავი ნორმა სას. კულტურისათვის, მმ/თვეში;

LR – ჩარეცვის ნორმა, მმ/თვეში;

10 – გადამყვანი კოეფიციენტის მნიშვნელობა წყლის ფენის სისქის მმ-იდან მ³-ში.

პროექტის წინასწარი დაგეგმარების დაკავშირების დროს ჰიდრომელიორაციული საინჟინრო ტექნიკური სამუშაოების მოცულობა შეიძლება დადგენილ იქნას წყლის იმ რაოდენობის მიხედვით, რომელიც აუცილებელია მორწყვისათვის მისი მაქსიმალური გამოყენების პირობებში ერთი თვის განმავლობაში.

ჩვეულებრივად საჭიროა გათვალისწინებულ იქნას დამყოლობის კოეფიციენტი და სამარაგო რეზერვის ფარდობა მაქსიმალური მარაგის სიდიდესთან.

პრაქტიკული გამოყენებისთვის საჭიროა შემუშავებული იქნას გამოთვლის მეთოდიკა, რომელიც სრულდება შემდეგი თანმიმდევრობით:

1. კლიმატური მონაცემების შეგროვება;
2. ევაპოტრანსპირაციის პროგნოზირების მეთოდის შერჩევა (რადიაციის, პენმანის და ჩვენს მიერ დამუშავებული რეგრესის მეთოდი).
3. საკონტროლო ევაპოტრანსპირაციის ET_0 მაჩვენებლის განსაზღვრა, ვეგეტაციის პერიოდის ყოველი თვისთვის.
4. თითოეული სასოფლო –სამეურნეო კულტურებისათვის სავეგეტაციო პერიოდის ხანგრძლივობისა და კულტურის კოეფიციენტის, K_p განსაზღვრა;
5. კულტურის ევაპოტრანსპირაციის განსაზღვრა ყოველი თვისათვის, $ET_p = K_p \cdot ET_0$, მმ/დღეში;
6. ევაპოტრანსპირაციაზე მოქმედი ფაქტორების მხედველობაში მიღება (ექსტრემალური მაჩვენებლები, ადვექცია, აგროტექნიკა, რწყვის ხერხები და წესები).
7. ატმოსფერული ნალექების მონაცემების სტატისტიკური დამუშავება, ნალექების მოსვლის ალბათობის განსაზღვრა, წინასწარ აღებული სარწმუნო დონის შესაბამისად და

ატმოსფერული ნალექების (წვიმის) ეფექტურობის პროგნოზი მრავალწლიური მონაცემების ანალიზის საფუძველზე;

8. გრუნტის წყლების ხვედრითი წილის განსაზღვრა, კაპილარულ ქობის სიმძლავრის დინამიკის გათვალისწინებით;
9. გრუნტის წყლების მარაგის ცვლილება ატმოსფერული ნალექების გათვალისწინებით და მისი წილი წყლის ბალანსის განტოლებაში.
10. წყლის ხარისხისა და დრენირების პირობების შეფასება, ყოველი სასოფლო – სამეურნეო კულტურისათვის ნიადაგში მარილების დასაშვები რაოდენობა და ჩარეცხვის ნორმის დადგენა;
11. სარწყავი სისტემის წყალგამტარი არხის და სხვადასხვა რიგის სარწყავი არხების მ.ქ.კ.-ის დადგენა. რწყვის ეფექტურობის განსაზღვრა ტექნიკური და მართვის სისტემების კონტროლისა და რწყვის ტექნოლოგიების გათვალისწინებით;
12. მცენარის წყალმოთხოვნილების დასაკმაყოფილებლად სარწყავი წყლის საჭირო რაოდენობის განსაზღვრა (65) ფორმულით.

წყალმოთხოვნილება საშუალებას იძლევა მოცემულ აგროეკოსისტემაში რეალიზებული იქნას სასოფლო – სამეურნეო წარმოების ოპტიმიზაცია.

იმ შემთხვევაში, როდესაც წყალმოსავლის მოდელით საჭირო არ არის წყლის მიწოდება, სასურველია ნებისმიერი რეგიონისათვის მიწოდებული ნორმა აღემატებოდეს საპროექტოს. რაც უზრუნველყოფს მცენარის ზრდა – განვითარების ოპტიმალური პირობების ფორმირებას.

მაგალითი, მოცემულია: ნახევრადმშრალი ცხელი კლიმატი. (გარდაბანი) ბოსტნეული, ითესება აპრილის დასაწყისში. იღებენ

ივლის-აგვისტოში.. მიწათმოქმედების ინტენსივობა შეადგენს 100%. ფართობის შემოგარენი მშრალია. გამოთვლა მოვიყვანოთ ცხრილის სახით.

ცხრილი 18

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ET ₀ მმ/დღ	2.2	3.3	4.0	4.5	5.0	6.0	7.1	6.8	5.7	3.8	2.8	2.1
K _c ბოსტნეულის			0.3	0.6	1.0	1.12	1.15	0.6				
შესწორება აღებულზე					0.9	0.9	0.9					
შესწორება მაქსიმალურ მოთხოვნილებაზე						1.1	1.1					
ET _{ბოსტ.} მმ/დღ			1.2	2.7	5.0	6.6	8	4.1				
ET _{ბოსტ.} მმ/თვეში			36	81	150	198	240	123				

სასოფლო – სამეურნეო კულტურების წყალმოთხოვნილება შეიძლება მთლიანად დაკმაყოფილებული იქნას ატმოსფერული ნალექებით. აღებული პერიოდისათვის ნალექები განიცდის ცვალებადობას, და ამიტომ მისი საშუალო საანგარიშო სიდიდის გამოყენების ნაცვლად საიმედობის გაზრდის მიზნით მიზანშეწონილია შევარჩიოთ ნალექების სარწმუნო დონე (კერძოდ, ნალექების რაოდენობა, რომელიც, შეიძლება მოხდეს განმეორადობით 4 წლიდან 3 წელიწადში ან 5 წლიდან 4 წელიწადში). ამასთან ერთად გვაღვიან წლებში წყლის დეფიციტის ხარისხი ნაკლები უნდა იყოს სარწმუნო დონის შესაბამის სიდიდეზე.

მიზანშეწონილია დანაწევრებულ მთაგორიან რელიეფის პირობებში განსაზღვრულ იქნას ნალექების განაწილება ჩაკეტილ – კონტურიანი ლოკალური რელიეფის მქონე ფართობებზე. ამის რეალიზაციისათვის საჭიროა დავადგინოთ ნალექების მოსვლის

აღბათობა ყოველწლიური მოსული ნალექების ჯერადობის მიხედვით მეტეოროლოგიური მონაცემების საფუძველზე.

სრულყოფილ შეფასებას შეიძლება მივაღწიოთ ნალექების უაღბათესი მნიშვნელობის გამოთვლით და გრაფიკული გამოსახვით. ეს პროცესი მოიცავს შემდეგ ეტაპებს:

– მოცემული პერიოდისათვის მოსული ჯამური ნალექების ცხრილის შედგენა;

ცხრილი 19

წლები	1978	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93
ნალექები მმ/თვეში	75	85	50	65	45	30	20	65	35	80	45	25	60	75	40	55
ყველაზე მაღალი მნიშვნელობა – 85 მმ, ყველაზე დაბალი 20მმ. ვიღებთ 10 მმ-იან დაჯგუფებას																
0–9	0	50–59	2	ნალექები იქნება ტოლი ან მეტი 40მმ-ზე												
10–19	0	60–69	3	წელიწადში 3-ჯერ ან 16 წელიწადში 12-ჯერ												
20–29	2	70–79	2													
30–39	2	80–89	2													
40–49	3	90–99	09													
			16													

– მონაცემების თანმიმდევრობით დალაგება კლებადობის მიხედვით;

– ცხრილის შედგენა ნალექების განაწილებისას დროში შემდეგი ფორმულის საფუძველზე;

$$\frac{100m}{(N + 1)} \tag{66}$$

სადაც, N – არის მონაცემების ჯამური რაოდენობა;

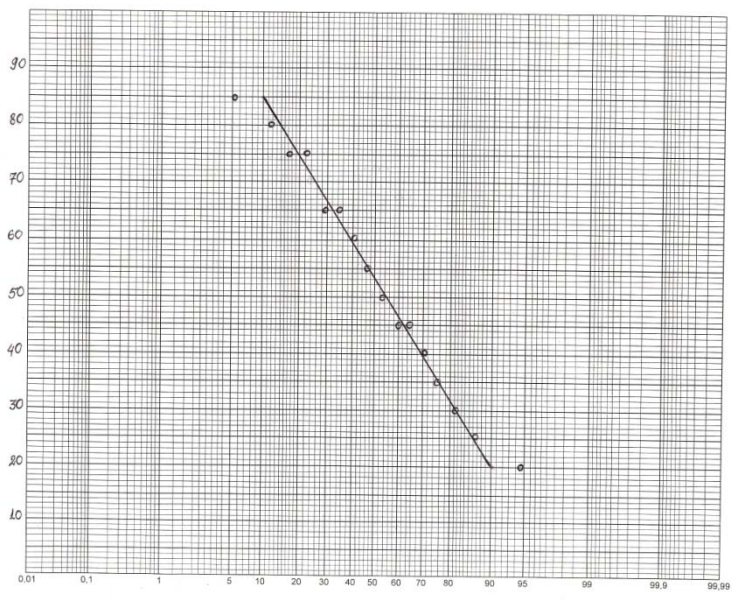
m – რიგითი ნომერი,

m=1 – შეესაბამება ნალექების ყველაზე დიდ მნიშვნელობას

– გრაფიკის აგება ლოგარითმულ ანამორფოზაზე (ვერტიკალური ღერძი – ნალექები, ჰორიზონტალურ – ნალექების ალბათობა)

ცხრილი 20

წელი	1978	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93
ნალექები მმ/მოც. თვეში	75	85	50	65	45	30	20	65	35	80	45	25	60	75	40	55
თანმიმდევრობა კლებადობით	85	80	75	75	65	65	60	55	50	45	45	40	35	30	25	20
რიგითი ნომერი კლებადობის მიხედვით	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
დროის პროცენტი რომლის დროსაც ნალექები ტოლია ან მეტია გარკვეული რაოდენობის (F_a)	6	12	18	24	29	35	41	47	53	59	65	71	76	82	88	94



ნახ. 10 ნალექების ალბათური სიდიდეების განსაზღვრა

ნახ.10-დან ჩანს, რომ მოსული ნალექების 75%-იანი ალბათობა ანუ ოთხ წელიწადში 3-ჯერ განმეორადობას შეესაბამება 36მმ ნალექი მოცემული თვისათვის, ხოლო 80%-იან ალბათობას ანუ 5 წელიწადში 4-ჯერ განმეორებადობას შეესაბამება 32მმ. ნალექების სიხშირის განაწილების სიმეტრიულობა, რომლის დროსაც წერტილები არ თავსდება სწორ ხაზზე მიუთითებს, რომ მონაცემების რაოდენობა არ არის კმარისი ან მონაცემები განიცდიან სხვადასხვა ფაქტორების გავლენას, რომლებიც იწვევენ შესაბამის გადახრას, რაც ყველაზე ხშირად არ ეთანადება ნალექების ნორმალურ განაწილებას, და ამასთან ერთად არ იძლევა მარტივი სტატისტიკური ანალიზის გამოყენების შესაძლებლობას. გარკვეული წლების ანალოგიურმა კვლევებმა ასახვა ჰპოვა [32,100] შრომებში, თუმცა მოკლებული იყო რამდენადმე მყარ თეორიულ დასაბუთებას.

მორწყვის ნორმის დადგენისას, და წყლის რესურსების რაციონალურად გამოყენების მიზნით, საჭიროა შემოვიტანოთ ეფექტური ნალექების ცნება, რაც გულისხმობს ევაპოტრანსპირაციის ფარდობას მოსულ ატმოსფერულ ნალექებთან.

$$E = \frac{ET}{p} \quad (67)$$

როგორც წესი მოსული ნალექების ნაწილი, იხარჯება ზედაპირული ჩამონადენის ფორმირებაზე. ნაწილი კი, სათანადო სიღრმეში ჩაჟონვასა და აორთქლებაზე.

წყლის რაოდენობრივი მარაგი სიღრმის მიხედვით შეიძლება იყოს სხვადასხვა, რაც აუცილებელია გათვალისწინებული იქნას მორწყვის ნორმის დადგენისას სათანადო კოეფიციენტით [34,63,80].

ცხრილი 21

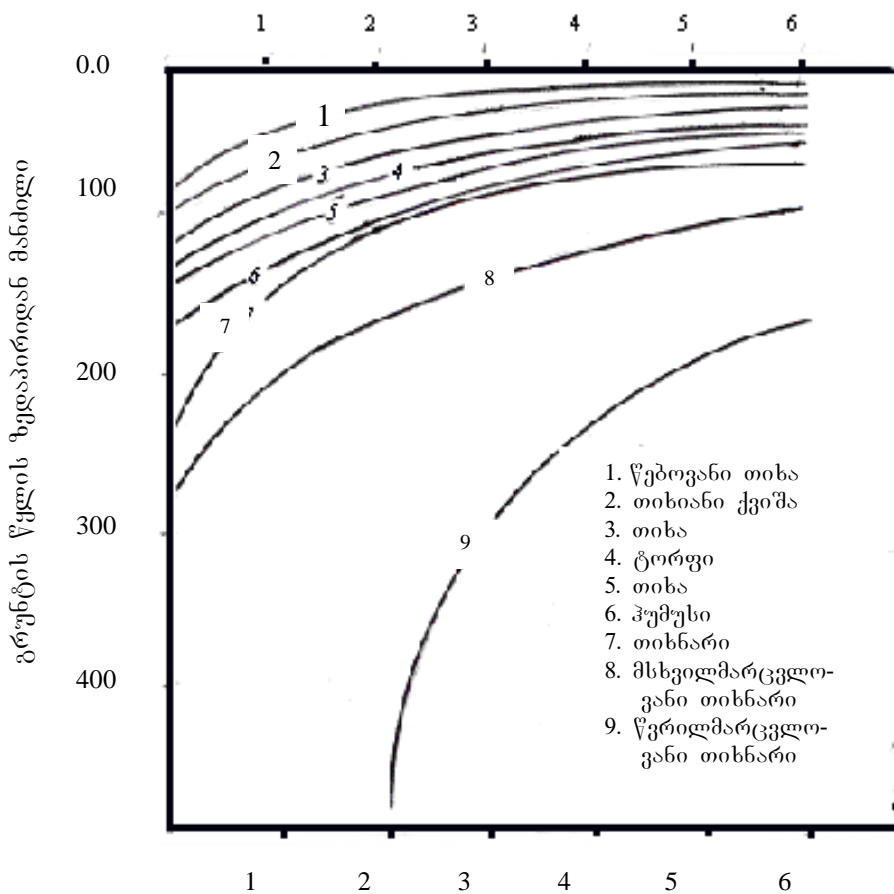
ნალექების რაოდენობა	საშ.წლიური	მმ	12.5	25	37.5	50	62.5	75	87.5	100	112.5	125	150	162.5	175	187.5	200	
			საშუალო-თვიური ნალექები ეფექტურობის მიხედვით, მმ															
კულტურის ევაპოტრანსპირაცია ET _კ	საშ. თვიური	25	8	16	24													
		50	8	17	25	32	39	46										
		75	9	18	27	34	41	48	56	62	69							
		100	9	19	28	35	43	52	59	66	73	80	94	100				
		125	10	20	30	37	46	54	62	70	76	85	92	98	107	116	120	
		150	10	21	31	39	49	57	66	74	81	89	97	104	112	119	127	133
		175	11	23	32	42	52	61	69	78	86	95	103	111	118	126	134	141
		200	11	24	33	44	54	64	73	82	91	100	109	117	125	134	142	150
		225	12	25	35	47	57	68	78	87	96	106	115	124	132	141	150	159
	250	13	25	38	50	61	72	84	92	102	112	121	132	140	150	158	167	
იქ. სადაც შესაძლებელია ნიადაგში წყლის ფენა ნაკლები და მეტი 75მმ-ზე გამოიყენება შემდეგი შესწორებები:																		
ეფექტური დაგროვება			20	25	37.5	50	62.5	75	100	125	150	175	200					
დაგროვების კოეფიციენტი			0.73	0.77	0.86	0.93	0.97	1.00	1.02	1.04	1.06	1.07	1.08					

ნამის როლი სასოფლო-სამეურნეო კულტურის წყალმომარაგებაში, როგორც წესი არ არის დიდი და შედგება მცენარის ფოთლებზე და მის უჯრედების მიერ შთანთქმული კონდენსატებისაგან. მორწყვის შედეგად ტენის გარკვეული ნაწილი კონდენსირდება სასოფლო-სამეურნეო კულტურებზე, დილით ადრე და წარმოადგენს წყალს, რომელიც აორთქლებულია ნიადაგიდან. სხვადასხვა გეოგრაფიული ადგილებისათვის ნამის წლიური რაოდენობა სხვადასხვაა და იცვლება 6მმ-დან 30მმ-მდე. არიდულ და ნახევრად არიდულ რეგიონებში, ნამის წილი იმდენად მცირეა, რომ მას არ ითვალისწინებენ სარწყავი ნორმის დადგენის დროს.

თოვლი. ნიადაგის ზედაპირზე თოვლის 10სმ-ის ფენაში შეიცავს დაახლოებით 1სმ - ფენის წყალს. გამდნარი თოვლის წილი მცენარის წყალმომარაგებაში, შეიძლება მივიჩნიოთ ანალოგიურად, როგორც ნიადაგში ტენის აკუმულაცია ზამთრის წვიმების დროს.

გრუნტის წყლის როლი (წილი). გრუნტის წყლის წილი მცენარის წყალმომარაგებაში განისაზღვრება მისი სიღრმით ფესვთა განვითარების ზონის ქვემოთ, ნიადაგის კაპილარული თვისებებით და ფესვთა სისტემაში ნიადაგის ტენის რაოდენობით. მძიმე თიხნარი ნიადაგებისათვის კაპილარული აწევის სიმაღლე დიდია, მხოლოდ სიჩქარე მცირე, ხოლო ნიადაგებისათვის დიდ ზომის გრანულომეტრული ნაწილაკებისათვის კი პირიქით, კაპილარული აწევის სიმაღლე დიდია მხოლოდ სიჩქარე მცირე. გრუნტის წყლის წილის განსაზღვრისათვის სავსე პირობებში საჭიროა დეტალური ექსპერიმენტის ჩატარება.

ნიადაგის ტენის მარაგი. ზამთრის წვიმების დროს, თოვლის დნობის ან წყალდიდობების დროს შეიძლება ვეგეტაციის პერიოდის დასაწყისში, ნიადაგის ტენის პროფილი შეიძლება მიუახლოვდეს სავსე წყალტევადობას.



ნახ 11. კაპილარული გადაადგილების სიჩქარე მმ/დღ.

ნახ. 11 მოცემულია გრუნტის წყლის წილი მმ/დღ-ში, გრუნტის წყლების სხვადასხვა სიმაღლეზე განლაგების დროს ფესვთა სისტემის განვითარების ქვემოთ და სხვადასხვა ტიპის ნიადაგისათვის.

გრუნტის წყლების როლი აქტიური შრის წყალუზრუნველყოფაში შეიძლება განისაზღვროს დროის გარკვეული პერიოდისათვის, რასაც განსაზღვრავს კაპილარული აწევის სიმაღლე, რომელიც დეტალურად არის განხილული [105].

წყლის დანაკარგები აორთქლებაზე შეიძლება იყოს ძალიან დიდი იმის გამო, რომ კაპილარული ძალების მოქმედებით ტენი გადაადგილდება ვერტიკალურად ნიადაგის ზედაპირულ შრეებში.

ნიადაგის სახეობის და ჰიდრომეტეოროლოგიური ფაქტორების გათვალისწინებით, დროის მოცემული პერიოდისათვის, ნიადაგის ტენის

მარაგის ეფექტურობა შეიძლება გაიზარდოს 90%-მდე, ან შემცირდეს 40%-მდე.

წყლით ნეტო ნორმების უზრუნველყოფის გარდა აუცილებელია გათვალისწინებული იქნას წყლის ის რაოდენობა, რომელიც მოდის გამანაწილებელ არხებსა და ქსელში, რასაც ემატება თუ ამის საჭიროება არსებობს, მცენარის ფესვთა სისტემაში განმარილიანებისთვის ჩარეცხვების საწარმოებლად წყლის საჭირო რაოდენობა. ეს აუცილებლად უნდა იქნას გათვალისწინებული მარილების შემცველობისა და ჰიდროლოგიური რეჟიმის სრულ შესატყვისობაში. ჩარეცხვის საწარმოებლად დადგენილი ნორმები და მორწყვის ეფექტურობის მაჩვენებელი გათვალისწინებული უნდა იქნას სარწყავი ნორმის ინტეგრალურ მაჩვენებელში როგორც ამ უკანასკნელის შემადგენელი ნაწილები. ნიადაგის დამლაშების ხარისხზე ძირითადად მოქმედებს მარილების კონცენტრაცია, ქიმიური შემადგენლობა, წყლის ხარისხი, რწყვის ტექნიკის ელემენტები, ნიადაგის თვისებები და მოსული ნალექების რაოდენობა. ჩვეულებრივად ნიადაგის დამლაშება განისაზღვრება სავეგეტაციო პერიოდის ხანგრძლივობის მიხედვით. ჩარეცხვები შეიძლება ვაწარმოოთ, როგორც ვეგეტაციის პერიოდში, ასევე მის დაწყებამდე და ან მისი დამთავრების შემდეგ იმის მიხედვით თუ როგორია სარწყავი წყლის დეფიციტი. მაგრამ ყველა შემთხვევაში ვაძებს განსაზღვრავს დამარილიანების არსებული სასოფლო-სამეურნეო კულტურებისათვის დასაშვები ლიმიტი. სარწყავი წყლის ხარისხის, დამლაშების, წყალგამტარობის და ტოქსიურობის გავლენის შესაფასებლად შეიძლება გამოყენებული იქნას ნორმატიული მითითებები და რეკომენდაციები, რომლებიც წარმოდგენილია ცხრილების სახით.

ცხრილი 22 სხვადასხვა სასოფლო-სამეურნეო კულტურების მდგრადობის დონეები

კულტურები	პოტენციალური მოსავლიანობა								მაქსიმალური ECe
	100%		90%		75%		50%		
	ECe	ECw	ECe	ECw	ECe	ECw	ECe	ECw	
მინდვრის კულტურები									
1. ქერი	8.0	5.3	10.0	6.7	13.0	8.7	18.0	12.0	28
2. პარკოსნები	1.0	0.7	1.5	1.0	2.3	1	3.6	2.	7
3. სიმინდი	1.7	1.1	2.5	1.7	.	.	.	4	10
4. სოია	5.0	3.3	5.5	3.7	.	5	5.9	3.	10
5. შაქრის ჭარხალი	7.0	4.7	8.7	5.8	3.8	2	.	9	24
6. ხორბალი	6.0	4.0	7.4	4.9	.	.	7.5	5.	20
					5	5	.	0	
					6.2	4	15.0	10.0	
					.	.	13.0	8.7	
					2	2	.	.	
					11.0	7	.	.	
					
					5	5	.	.	
					9.5	6.4	.	.	
ბოსტნეულის კულტურები									
7. ჭარხალი	4.0	2.7	5.1	3.4	6.8	4.5	9.6	6.4	15
8. კომბოსტო	1.8	1.2	2.8	1.9	4.4	2.9	7.0	4.6	12
9. სტაფილო	1.0	0.7	1.7	1.1	2.8	1.9	4.6	3.1	8
10. კიტრი	2.5	1.7	3.3	2.2	4.4	2.9	6.3	4.2	10
11. ხახვი	1.2	0.8	1.8	1.2	2.8	1.8	4.3	2.9	8
12. წიწაკა	1.5	1.0	2.2	1.5	3.3	2.2	5.1	3.4	9
13. კარტოფილი	1.7	1.1	2.5	1.7	3.8	2.5	5.9	3.9	10
14. პამიდორი	2.5	1.7	3.5	2.3	5.0	3.4	7.6	5.0	13
საკვები კულტურები									
15. იონჯა	2.0	1.3	3.4	2.2	5.4	3	8.8	5.9	16
16. საკვები სიმინდი	1.8	1.2	3.2	2.	.	.	8.6	5.	16
17. უხეში ბალახი	4.6	3.1	.	1	.	6	.	7	18

18. სამეურა	1.5	1.0	5.9	3.9	5.5	3.5	11.1	7.4	19
							10.3	6.8	
			3.2	2.1					
					7.9	5.3			
					5.9	3.9			
ხეხილის კულტურები									
19.ვაშლი, მსხალი	1.7	1.0	2.3	1.6	3.3	2.1	4.7	3.2	8
20. გარგარი	1.6	1.1		6		2	3.7	2.	6
21. ატამი	1.7	1.1	2.0	1.3	2.6	1.8		5	2
22. ვენახი	1.5	1.0	2.2	1.4	2.9	1.9	4.1	2.7	12
23. ქლიავი	1.5	1.0	2.5	1.7	4.1	2.7	6.7	4.5	7
			2.1	1.4	2.9	1.9	4.3	2.8	

ცხრილის მიხედვით დგინდება კლასიფიკაციური ნიშანი, ნიადაგის კერძოდ მონტმორილონიტი, ილიტი, კაოლინიტი და ა.შ. ტოქსიურობის ტიპი არსებობს, ზომიერი და ძლიერი.

სხვადასხვა კულტურებისათვის მათი „მდგრადობა“ დამლაშების ხარისხის მიხედვით, რომელიც შეიძლება გამოყენებული იქნას ჩარეცხვის ნორმების განსაზღვრისათვის, გამოყენებული წყლის ხარისხის გათვალისწინებით.

ჩარეცხვის ნორმები – ეს არის სარწყავი წყლის ის მინიმალური რაოდენობა, რომელმაც უნდა გაიაროს ფესვთა სისტემის ზონაში, რათა მიღწეულ იქნას აქტიურ შრეში ნიადაგის განმარილიანების წინასწარ დადგენილი დონე თიხნარებისა და ქვიშნარებისათვის წყალგამტარობითა და დრენირების მაღალი მაჩვენებლით მოცული მცირე ნალექების მოსვლის დრო ჩარეცხვის ნორმა ზედაპირული მორწყვის შემთხვევაში შეიძლება განისაზღვროს შემდეგნაირად:

$$LR = \frac{EC_w}{5EC_e - EC_w} \quad (68)$$

ხოლო წვეთური და დაწვიმებით მორწყვისას

$$LR = \frac{EC_w}{2MaxEC_e} \quad (69)$$

სადაც EC_w – არის სარწყავი წყლის ელექტროგამტარობა;

EC_e – ნიადაგში ელექტროლიტის გამტარობა მოცემული კულტურისათვის, რომელიც დასაშვებია მოსავლიანობის შემცირების დაშვებული სიდიდით;

$MaxEC_e$ – ელექტროლიტის მაქსიმალური დასაშვები ელექტროგამტარობა მოცემული კულტურისათვის.

როდესაც ჩარეცხვის ეფექტურობა ტოლია 100%-ის, წყალი, რომელიც საჭიროა, როგორც ET_p -ის ასევე LR -ის დასაკმაყოფილებლად ტოლია

$$\frac{ET_p - P}{1 - LR} \quad (70)$$

დამტკიცებულია, რომ ჩარეცხვის ეფექტურობა დამოკიდებულია ნიადაგის სახეებზე და განსაკუთრებით კი ქვედებული პლასტების სადრენაჟო მახასიათებლებზე.

ჩარეცხვის ეფექტურობის ინდექსი შეიძლება განისაზღვროს მოსავლიანობის შესაბამისად, რაც კარგად ჩანს ქვემოთ მოყვანილი კონკრეტული მაგალითიდან, კერძოდ მოცემული, რომ ვეგეტაციის პერიოდში კულტურისათვის $ET_p=1065$ მმ; ეფექტური ნალექები $P=160$ მმ; $EC_w=7$; ზედაპირული მორწყვა; ნიადაგი საშუალო გრანუმეტრული შედგენილობისაა თუ ჩარეცხვის ეფექტურობა ტოლია 0,7; მაშინ ჩარეცხვის ნორმა

$$LR = \frac{7}{5 \times 7,7 - 7} \cdot \frac{1}{0,7} = 0,32$$

ვეგეტაციის პერიოდში ET_3 და LR -ის უზრუნველყოფისათვის საჭირო წყლის ფენა ტოლი იქნება $\frac{1065-160}{1-LR}=1330,მმ$ სეზონში

მორწყვის ეფექტურობა. სარწყავი წყლის საპროექტო სიდიდის დასადგენად საჭიროა შემოვიტანოთ მორწყვის ეფექტურობის კოეფიციენტი. ეფექტურობის მაჩვენებელი განისაზღვრება სამი ძირითადი კომპონენტით: წყალმიმყვანი არხების ეფექტურობა ან მ.კ.ქ. (E_1), მ.კ.კვანმანაწილებელ სარწყავ ქსელში (E_2) და ეფექტურობა ანუ მ.კ.ქ. უშუალოდ ფართობებზე (E_3).

საჭიროა აღინიშნოს, რომ უშუალოდ სარწყავი ფართობებიდან დანაკარგების კატეგორია ხშირად არ მიიჩნეოდა უსარგებლო უქმ დანაკარგებად, მაგრამ მორწყვის კლასიკური თეორიის ფუძემდებლის ა.კოსტიაკოვის და შემდგომში მისი მოწაფეების თეორიულ კვლევებში, რომელიც ეყრდნობოდა ახალ კონცეფციებს [70,72,76,106] დანაკარგებად მიიჩნევა წყლის ის რაოდენობა, რომელიც აღემატება მცენარის ზრდა-განვითარებისათვის საჭირო წყლის დანახარჯებს ანუ ევაპოტრანსპირაციას, რომელიც წარმოადგენს ყველაზე სრულყოფილ კრიტერიუმს, მცენარის მოსავლის ფორმირებაში და ამავე დროს ის საშუალებას იძლევა ყველაზე რაციონალურად იქნეს გამოყენებული სარწყავი წყლის არსებული რესურსები [76].

წყლის დანაკარგები მორწყვისა შეიძლება იყოს მნიშვნელოვანი, მორწყვის დაბალი ეფექტურობას ადგილი აქვს იმ შემთხვევაში, როდესაც წყლის მიწოდების სიჩქარე აღემატება ინფილტრაციის სიჩქარეს და ჭარბი წყალი ხელს უწყობს ზედაპირული ჩამონადენის ფორმირებას.

$$V_i = \frac{10}{E_3} \sum_i \left[\frac{A(ET_3 - P - G - W)}{1 - LR} \right]_i \text{ მ}^3/\text{პერიოდში} \quad (71)$$

საირიგაციო სისტემის ფუნქციონირების საბაზისო კრიტერიუმად აღებულ უნდა იქნას მაქსიმალური წყალმოთხოვნილების შესაბამისი თვის საანგარიშო მაჩვენებელი და ეს კრიტერიუმი შეიძლება დავადგინოთ შემდეგი საანგარიშო ფორმულით.

$$V_{\max} = C \frac{10}{E_3} \sum (A \cdot m) \quad (72)$$

იმისათვის, რომ შესაძლებელი იყოს სასოფლო – სამეურნეო კულტურების ინტენსიფიკაცია მათი მონაცვლეობის გზით, ხშირად გამოიყენება ე.წ. მოქნილობის კოეფიციენტი (C), ეს კოეფიციენტი იცვლება პროექტის სირთულისა და სახეობის მიხედვით, მისი მნიშვნელობა მაღალია მცირე ფართობების შემთხვევაში, დიდ ფართობებთან შედარებით. ისეთი მონოკულტურებისათვის როგორც არის, ბრინჯი, ხეხილის ბაღი და საძოვრები, ეს კოეფიციენტი მცირეა. კოეფიციენტი (C) დამუშავების კოეფიციენტი (α -ზე რომელიც წყალუზრუნველყოფის როტაციის მაჩვენებელია სარწყავ ფართობზე.

წყალმოთხოვნილებისა და წყალმომარაგების შედგენის თანმიმდევრობა და მეთოდები მოცემულია სასოფლო – სამეურნეო ჰ/ტ მელორაციის მრავალ მონოგრაფიაშია და ცალკეულ შრომებში [8.11.26.45.90.109].

მიუხედავად ამისა კონკრეტული ბუნებრივ-ტექნიკური სისტემების სპეციფიკური ბუნებრივი-კლიმატური-რელიეფური და ექსპლუატაციური პირობების გათვალისწინებით საჭირო ხდება წყალმოთხოვნილების გეგმიური კორექტირებული გრაფიკების შედგენა, რომელიც უნდა ეყრდნობოდეს მოპოვებული საინფორმაციო ბაზის სრულყოფილ დამუშავებას.

წყალმოთხოვნილების უზრუნველყოფა ცალკეული კულტურის მინდვრის დონეზე განისაზღვრება მორწყვის ნორმისა და მორწყვათშორის პერიოდით. ეს მონაცემები შეიძლება ავიღოთ

ნიადაგის ტენის ბალანსიდან და ძირითადად შეიძლება განისაზღვროს ნიადაგში არსებული ჯამური ტენის მარაგით ($S_s=S_c-S_w$) სადაც, S_c – არის ნიადაგის ტენის რაოდენობა, მმ/მ ზღვრული წყალტევადობის დროს; S_w – ჭკნობის ტენიანობა.

მცენარის ფესვთა განვითარების შრისათვის (D). რწყვის ნორმა მორწყვაზე დანაკარგების მხედველობაში მიღებით

$$M = \frac{(P \cdot S_s)D}{E_g} \text{ მმ} \quad (73)$$

მორწყვის სისშირე ცალკეული ფართობებისათვის რწყებათაშორისი პერიოდის სახით ტოლია.

$$i = \frac{(P \cdot S_s)D}{E_g} \text{ დღე} \quad (74)$$

სადაც, P – არის ნიადაგის მისაწვდომის ტენის წილი, რომელიც საშუალებას იძლევა შეუზღუდავი ევაპორტრანსპირაციისათვის;

S_s – მცენარისათვის მისაწვდომი ჯამური ტენის მარაგი, მმ/მ;

D – აქტიური შრის სიძლივრე, მ;

E_g – მორწყვის ეფექტურობა;

ET_p – ს/ს კულტურის ევაპორტრანსპირაცია, მმ/დღ.

რადგანაც, P, D, ET_p იცვლება ვეგეტაციის პერიოდში, შესაბამისად იცვლება სარწყავი ნორმა და მორწყვათა შორის პერიოდი. წყალგამანაწილებელი სისტემის პროექტის დამუშავებისა და ექსპლუატაციის დროს წყალმოთხოვნილება ცალკეული ფართობებისათვის გამოვსახოთ ნაკადის სიჩქარით ან ხარჯით q (მ³/წმ)

და წყალის მიწოდების ხანგრძლივობით t (წმ, სთ, დღე-ღამე) ფართობის წყალმომარაგება

$$q \cdot t = \frac{10}{E_g(p \cdot S_s) D \cdot A} \quad (75)$$

სადაც A არის სას.სამ. კულტურებით დაკავებული ფართობი, ჰა.

q -სა და t -ს ფარდობითი მნიშვნელობების განსაზღვრის დროს მხედველობაში უნდა მივიღოთ წყალშთანთქმის ინტენსივობა და მორწყვის მეთოდი. მაგ. t -ს აქვს უფრო მეტი მნიშვნელობა მძიმე თიხების შემთხვევაში, ვიდრე მსუბუქ ნიადაგებს. აგრეთვე დაწვიმებითა და კვლებში მიშვებით მორწყვის დროს, ვიდრე დატბორვით მორწყვის დროს. გარდა ამისა საჭიროა გათვალისწინებული იქნას სარწყავი ნაკადის ხარჯის ადვილად რეგულირება.

წყალგამანაწილებელი სისტემის მწარმოებლობა და ექსპლუატაცია უნდა ეფუძნებოდეს წყალმოთხოვნილების უზრუნველყოფას მაქსიმალური წყალმოთხოვნილების თვისათვის. ამასთანავე სისტემის ფუნქციონირება უნდა აკმაყოფილებდეს რამდენადაც ეს შესაძლებელია წყალმოთხოვნილებას კულტურისათვის დროის ყოველ მყისიერ მომენტში. ფართობების სარწყავი წყლით უზრუნველყოფა იცვლება სხვადასხვა კულტურებისათვის ვეგეტაციის მთელ პერიოდში და წყალმომარაგება უნდა შეესაბამებოდეს ამ ცვლილებებს სივრცესა და დროში. სისტემის მუშაობის ეფექტურობისა და წყალმოთხოვნილების მეთოდის შესარჩევად საჭიროა ვისარგებლოთ შემდეგი მაჩვენებლებით:

წყალმომარაგების მოთხოვნილების კოეფიციენტი

$$f_i = V_i / V_{\max}$$

სადაც V_i წყალმოთხოვნილების მომარაგების საშუალო მნიშვნელობა დღე/ღამეში ($m^3/დღე/ღამეში$);

V_{\max} – საშუალო დღე-ღამური წყალმოთხოვნილება;

$\alpha=86400 \cdot Q_{\max} V_{\max}$ – დაცლის კოეფიციენტი;

$Q_{\max}(\text{მ}^3/\text{წმ})$ – არხის გამტარუნარიანობა ანუ დაცლის მაქსიმალური შესაძლებლობა;

V_{\max} – ($\text{მ}^3/\text{დღეში}$) მაქსიმალური წყალმოთხოვნილების მომარაგება.

$f_t = \frac{T}{I}$ – წყლის მიწოდების ხანგრძლივობის კოეფიციენტი

სადაც T – წყლის მიწოდების ხანგრძლივობა (დღე-ღამე), I – რწყვათა შორის პერიოდი (დღე).

$f_s = \frac{Q_i}{Q_{\max}}$ – წყალმომარაგების კოეფიციენტი;

სადაც, Q_i – არის ფაქტიურად საჭირო წყალმომარაგება ($\text{მ}^3/\text{წმ}$), Q_{\max} – მაქსიმალურად შესაძლებელი წყალმომარაგება ($\text{მ}^3/\text{წმ}$).

გამოთვლების პროცედურა მოიცავს

ა) ფართობების მორწყვის გრაფიკების

– ფართობების მორწყვის გრაფიკების შესადგენად, საჭიროა განვსაზღვროთ, ფართობის წყლის ბალანსი, მოცემული კულტურისათვის ვეგეტაციის მთელ პერიოდში თვეების ან დეკადების მიხედვით. საჭიროა განისაზღვროს თითოეული სასოფლო – სამეურნეო კულტურისათვის: ნიადაგის ტენის მისაწვდომი მარაგის, ამოწურვის დონე მოცემულ ნიადაგისა და კლიმატისათვის. უნდა განისაზღვროს თითოეული კულტურისათვის სარწყავი ნორმა და რწყვათა შორის პერიოდი მთელი ვეგეტაციის განმავლობაში.

– საჭიროა კრიტერიუმების დადგენა ფართობების ზომების მორწყვის მეთოდების, საველე წყალსარგებლობის წესების. შეირჩეს სარწყავი ხარჯი მორწყვის ტექნოლოგიების მიხედვით. მოცემული ფართობისათვის უნდა განისაზღვროს ფართობზე წყლის მიწოდების

ხანგრძლივობა და ინტერვალი, მოცემული კულტურის ნიადაგისა და კლიმატური პირობებისათვის.

ბ) წყალმომარაგების სისტემის წყალმოთხოვნილება და ექსპლუატაცია:

– დამუშავებული უნდა იქნას ფართობებზე წყლის განაწილების გეგმა და შეირჩეს წყლის მიყვანის წესი. გრაფიკულად განისაზღვროს წყალმომარაგების ხარჯები სხვადასხვა კულტურებისათვის ვეგეტაციის ხანგრძლივობის მთელ პერიოდში.

ფართობების მორწყვის გრაფიკები:

– ფართობების მორწყვის გრაფიკები განისაზღვრება წყლის ბალანსის საფუძველზე და გამოისახება სარწყავი ნორმის (Mმმ) და რწყვათა შორის პერიოდის საშუალებით (i დღე).

სარწყავი ნორმა (Mმმ)გამოსახული წყლის შრის სისქით, რომელიც შეიძლება დაგროვდეს ფესვთა განვითარების ზონაში ე.წ. საველე წყალტევადობისა (S_{fc}) და დასაშვებ დონეს შორის, რომლის დროსაც შეიძლება ამოწურული იქნას ნიადაგის ტენიანობა, მოცემული ტიპის ნიადაგის, კულტურის და კლიმატის მიხედვით სახეობისათვის. ნიადაგის სახეებისა და მისი წყალდამჭერი მახასიათებლების მონაცემები უნდა დადგინდეს საველე პირობებში.

3.3 სასოფლო-სამეურნეო კულტურების მოსავლიანობისა და წყალმოთხოვნილებას შორის კავშირის დადგენა

საყოველთაოდ ცნობილია ის დიდი როლი, რასაც ასრულებს, სარწყავი მიწათმოქმედება სასოფლო-სამეურნეო წარმოების პროდუქტიულობის ამაღლებაში. სარწყავი ფართობების წარმატებული ექსპლუატაციისათვის საჭიროა სარწყავი წყლის რაციონალური განაწილება და მორწყვის ოპტიმალური რეჟიმის დანერგვა. არსებული მეთოდები მორწყვის რეჟიმის განსაზღვრისა ატარებენ ლოკალური ხასიათს ე.ი. გამოსაყენებელია ძირითადად იმ პირობებისათვის, რომლისთვისაც ისინი მიღებული იქნენ ცდების გზით კონკრეტული მეტეოროლოგიური პირობების რაოდენობრივი გათვალისწინება საერთოდ არ წარმოებს ან წარმოებს არადამაჯერებლად. ამის შედეგად გამოყენებული მორწყვის რეჟიმები ან ამცირებენ მცენარისათვის საჭირო წყლის რაოდენობას, რითაც ქვეითდება თვით მოსავლიანობა ან კიდევ ადიდებენ მას და შეიძლება გახდეს დაჭაობების და ნიადაგის მეორადი დამლაშების მიზეზი. დღეისათვის მორწყვის ნორმების და ვადების განსაზღვრის მეთოდიკა ემყარება მოსავლიანობის და მცენარის წყალმოთხოვნილების მაჩვენებელს. რწყვის ნორმები განისაზღვრება, როგორც სხვაობა საჭირო წყალმოთხოვნილებასა და ნიადაგში

არსებული წყლის მარაგისა მოსული ნალექების გათვალისწინებით. რწყვის რაოდენობას განსაზღვრავენ ნიადაგის ტენტევალობის მიხედვით, ხოლო მორწყვის ვადებს უკავშირებენ მცენარეების განვითარების ფაზებს, ეყრდნობიან რა დაგროვილ გამოცდილებას და მელიორატორის ინტუიციას. ასეთი მეთოდი (ხერხი) ვერ უზრუნველყოფს ნიადაგის ოპტიმალურ გატენიანებას და მის შენარჩუნებას, რადგან მცენარის წყალმოთხოვნილების კოეფიციენტი დამოკიდებულია როგორც აგროტექნიკის დონეზე, ასევე კონკრეტული ამინდის პირობებზე.

რწყვის ნორმები განისაზღვრება ხვედრითი წყალმოთხოვნილების კოეფიციენტის გათვალისწინებით დაკავშირებული კულტურის ბიოლოგიურ თვისებებსა და ამინდის კონკრეტულ პირობებთან, რომელიც ხასიათდება ჰაერის ტენიანობის დეფიციტით გაანგარიშების ასეთი მეთოდი საშუალებას იძლევა გათვალისწინებული იქნას მოცემული სასოფლო-სამეურნეო კულტურის წყალმოთხოვნილების ბიოლოგიური თავისებურებანი და მეტეოპირობები. ამ პრინციპიალურ სწორ მეთოდის პარაქტიკული რეალიზაციისას დაშვებულია ცალკეული უზუსტობანი, რომელსაც მივყავართ სერიოზულ ცდომილებამდე. კულტურის ბიოლოგიური თავისებურებანი გამოიხატება წყალმოთხოვნილების ხვედრითი კოეფიციენტის კავშირით დღეების რაოდენობასთან გავლილი გაზაფხულის ვეგეტაციის დაწყებიდან ანუ დარგვიდან (დათესვიდან). ბუნებრივია, აქ არ არის გათვალისწინებული მცენარის განვითარების ტემპი, უფრო სწორად ის აიღება საშუალო მნიშვნელობიდან. სინამდვილეში რიგი კვლევებისა [6,55,67,83,] ცალკეულ ფაზებს შორის

მცენარეების განვითარების პერიოდების ხანგრძლივობა კონკრეტული ამინდის პირობებთან კავშირში იცვლება ათეული და ასეული პროცენტობით, (შემცირებული მშრლი და გაზრდილი ნესტიან ამინდში). დღეისათვის საკითხი, რწყვის რეჟიმზე შეიძლება დაექვემდებაროს რაციონალურ-რაოდენობრივ საფუძველს საკმაოდ მრავალფეროვანი დაგროვილი ინფორმაციის საფუძველზე სასოფლო სამეურნეო კულტურების რწყვის ოპტიმალური რეჟიმის შესახებ. ეს ინფორმაცია მიღებულ იქნა დიდი რაოდენობის ექსპერიმენტალური მონაცემების განზოგადების გზით, რომელიც შედეგია სასოფლო სამეურნეო კულტურების ჯამური აორთქლებისა ევაპოტრანსპირაციის და ტრანსპირაციის განსაზღვრით სხვადასხვა ნიადაგ-კლიმატურ პირობებში. მცენარეების წყალმოთხოვნილება განისაზღვრება მათი განვითარების შინაგანი და გარეგანი ფაქტორებით. შიგა ფაქტორების ქვეშ იგულისხმება მცენარეების ბიოლოგიური თვისებები, რომლებიც ძირითად გავლენას ახდენენ წყალმოთხოვნილების რეჟიმზე. ეს თვისებები დაკავშირებულია მცენარის ჯიშთან და სახეობასთან, ასევე მათი განვითარების ფაზასთან. გარეგანი ფაქტორების რიცხვს შეიძლება მივაკუთვნოთ ამინდის პირობები $\left(\frac{dE}{dt}\right)$ და ნიადაგის წყლის მარაგი (W).

აგროტექნიკის სხვადასხვა მეთოდები ირიბ გავლენას ახდენენ კულტურული მცენარეების რწყვის რეჟიმზე ან ნიადაგში ტენიანობის შეცვლაზე ან კიდევ მცენარეთა ბიოლოგიურ თვისებებზე.

სასოფლო სამეურნეო კულტურების აორთქლების ინტენსივობის მრავალფაქტორიანი კავშირი $\frac{dE}{dt}$ განმსაზღვრელ მახასიათებლებთან –

B, $\frac{dE_0}{dt}$ და W განსაკუთრებით ართულებს მცენარის წყალმოთხოვნილების რეჟიმის კვლევას. ამიტომ პირდაპირი მცდელობები დამოკიდებულებისა რაოდენობრივად დადგენისა $\frac{dE}{dt}$ – ს W-სთან ანუ სასოფლო სამეურნეო ფართობებიდან ჯამური აორთქლების ინტენსივობა ნიადაგში ტენიანობის მარაგთან არა პერსპექტიულად უნდა მივიჩნიოთ. გრაფიკზე დატანილი $\frac{dE}{dt}$ წერტილების ჯგუფი (მმ/დღ.დამეში) მცენარის განვითარების კონკრეტული სტადიისათვის არ მიგვანიშნებს ამ დამოკიდებულების ტენდენციაზე.

მცენარის წყალმოთხოვნილების ფორმირების პროცესის წარმატებული კვლევისათვის აუცილებელია დიფერენცირებულად გავითვალისწინოთ ამ პროცესზე ზემოთ აღნიშნული ფაქტორების გავლენა. საერთო სახით აორთქლების ინტენსივობის $\frac{dE}{dt}$ კავშირი განმსაზღვრელ ფაქტორებთან შეიძლება წარმოვიდგინოთ, როგორც

$$\frac{dE}{dt} = f_1\left(\frac{dE_0}{dt}, W, B\right) \quad (76)$$

პირველ რიგში საჭიროა შევაფასოთ კლიმატური ფაქტორების გავლენა მცენარის წყალმოთხოვნილების რეჟიმზე. ერთ-ერთი ყველაზე ძირითადი, რომელიც უმთავრესია ამინდის პირობებიდან წარმოადგენს ნალექებს H – რომელიც გავლენას ახდენს მცენარის ზრდა-განვითარებაზე. ჩვეულებრივ ამის გათვალისწინება ხდება ნიადაგის ტენმარაგის მიხედვით. მეორეს მხრივ ამინდის ფაქტორების გავლენას მცენარის წყალმოთხოვნილების რეჟიმზე წარმოადგენს მიწისპირა ჰაერის ფენის გამომქარველი ზემოქმედება. ყველაზე უფრო ფიზიკურად დასაბუთებული და პრაქტიკულად მოსახერხებელ პარამეტრად,

რომელიც გამოხატავს ამინდის პირობების გამომქარველ მოქმედებას სასოფლო სამეურნეო ფართობების აორთქლების სიდიდეზე არის აორთქლებადობის მაჩვენებელი $\frac{dE_0}{dt}$. ნიადაგიდან აორთქლება, ტრანსპირაცია და შესაბამისად ჯამური აორთქლება, რომელსაც ჩვენ თავიდანვე „ევაპოტრანსპირაციას“ ვუწოდებთ, ნიადაგის უცვლელი ტენიანობის მარაგის პირობებში პროპორციულია აორთქლებადობის. ამგვარად, კონკრეტული ამინდის პირობებისათვის, რომელიც ხასიათდება სიდიდით $\frac{dE}{dt}$, გვექნება

$$\frac{dE}{dt} = \frac{dE_0}{dt} f_2(W, B) \quad (77)$$

იმისათვის, რომ გამოვრიცხოთ წყალმოთხოვნილებაზე სხვადასხვა ამინდის გავლენა ანუ იმისათვის, რომ მივიღოთ $\frac{dE}{dt}$ ერთი და იგივე მეტეოროლოგიური პირობებისათვის, საჭიროა გავიგოთ $\frac{dE}{dt}$ ერთი და იგივე აორთქლების ინტენსივობას $\frac{dE_0}{dt}$ მიხედვით, რომელიც აიღება საშუალო სიდიდის ტოლად ანუ $\frac{d\bar{E}_0}{dt}$. ამ მიზნით აიღება საშუალო მრავალწლიური აორთქლებადობის სიდიდე დეკადების მიხედვით, რაც შეიძლება აისახოს გრაფო-ანალიზურად.

$$\frac{d\bar{E}_0}{dt} = f_3(t) \quad (78)$$

სეზონური აორთქლებადობის დინამიკის მახასიათებლები მოცემულია (ცხრილი 23)

ცხრილი 23 საშუალო აორთქლებადობა (მმ) სეზონების მიხედვით

იანვარი			თებერვალი			მარტი			აპრილი		
I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
9	9	10	17	13	18	22	28	33	38	42	46

მაისი			ივნისი			ივლისი			აგვისტო		
I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
48	50	52	52	53	54	54	54	54	53	52	52

სექტემბერი			ოქტომბერი			ნოემბერი			დეკემბერი		
I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
50	47	44	40	35	28	21	16	12	10	9	9

იგი მიღებულია ექსპერიმენტალური მონაცემებიდან, როგორც აორთქლებადობის ინტენსივობის, საშუალო სეზონური სვლასაკმარისად ტენიანი ზონებისათვის ანუ იმ პირობებისათვის, როდესაც $\bar{H} = \bar{E}_0$. ჭარბი და არასაკმარისი ტენიანობის ზონებისათვის ამ მრუდის სახე განიცდის შესაბამის ტრანსპირაციას. კულტურების ფაქტიური წყალმოთხოვნილების შემდგომ გაანგარიშების სიზუსტე არ არის დამოკიდებული აორთქლებადობის საშუალო სეზონური სვლის მოპოვების ხერხზე 23 ცხრილში $\frac{dE_0}{dt}$ მოყვანილია მმ/დღე.-ში; ამ სიდიდის განსაზღვრისათვის დროის სხვა მონაკვეთებისათვის, საჭიროა ამ ცხრილის მონაცემები წარმოვადგინოთ მრუდის სახით და განვსაზღვროთ \bar{E}_0 დროის მონაკვეთისათვის $\Delta t = t_{საწ} - t_3$, როგორც

$$\bar{E}_0 = \int_{t_{საწ}}^{t_3} f_3(t) dt \quad \text{ან} \quad \bar{E}_0 = \sum f_3(t_i) \Delta t_i \quad (79)$$

სადაც Δt_i — დროის მონაკვეთია, რომელიც შეიძლება იყოს ტოლი დეკადის 5-დღის ან მცენარის განვითარების ფაზის არასრული

დეკადისა და ფაზისათვის შესაძლებელია ხაზოვანი ინტერპრეტაცია. იმის შემდეგ, როდესაც ჩვენ განვსაზღვრეთ საშუალო აორთქლებადობის მნიშვნელობა. შესწორებების შესატანად ყოველი კონკრეტული დეკადის ან მცენარის განვითარების ფაზის ჯამური აორთქლება საანალიზო პერიოდისათვის უნდა გავამრავლოთ საშუალო აორთქლებადობისა და მოცემული დეკადის ან ფაზის აორთქლებადობის ფარდობაზე

$$\frac{dE_{\bar{E}_0}}{dt} = \frac{d\bar{E}_0}{dt} \frac{dE}{dt} \quad (80)$$

სადაც \bar{E}_0 – ინდექსი ნიშნავს, რომ $\frac{dE}{dt}$ მოყვანილია ერთი და იგივე

ამინდის პირობებისათვის, ამგვარად $\frac{dE_{\bar{E}_0}}{dt}$ წარმოადგენს $\frac{dE}{dt}$

სიდიდეს, დაყვანილს საშუალო ამინდის პირობებთან. სწორედ ასეთ

შემთხვევასთან გვექნება საქმე შემდგომ განხილვებში. სიდიდე $\frac{dE_{\bar{E}_0}}{dt}$

დამიკვდილია სასოფლო სამეურნეო კულტურების ბიოლოგიურ თვისებებზე და ნიადაგში ტენიანობის მარაგზე. ბიოლოგიური თვისებები თავის მხრივ დამოკიდებულია სასოფლო-სამეურნეო კულტურის თავისებურებებზე K – ს/კულტურაზე, S – ჯიშზე, Φ – განვითარების ფაზაზე და C – მცენარის მდგომარეობაზე, ანუ

$$B = f_4(K, S, \Phi, C) \quad (81)$$

სასოფლო-სამეურნეო კულტურების წყალმოთხოვნილების ინტენსივობის კავშირი დადგენის დროს ნიადაგში ტენიანობის მარაგთან, აუცილებელია მხედველობაში მივიღოთ პროდუქტიული ან აქტიური ტენიანობის მარაგი W_a , რომელიც ტოლია საერთო

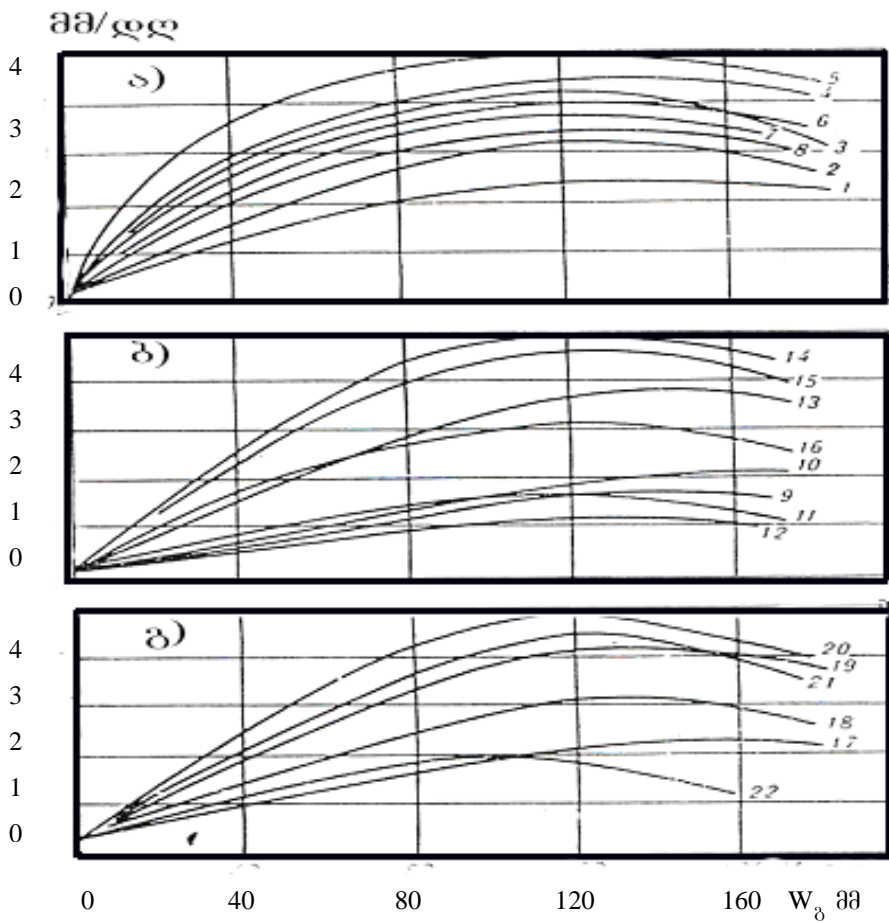
ტენიანობის მარაგისა, შემცირებული ჭკნობის ტენიანობის მარაგის სიდიდით W_y .

$$W_a = W - W_y \quad (82)$$

იმისათვის, რომ $\frac{dE_{\bar{E}_0}}{dt}$ დაგაკავშიროთ ერთი და იგივე ბიოლოგიურ თვისებებთან აუცილებელია დავეშვათ, რომ $K = \text{const}$, $S = \text{const}$, $\Phi = \text{const}$, $C = C_{\text{საშ}}$. ანუ ავაგოთ ეს კავშირები ერთი და იგივე კულტურის, ჯიშის, და ს/ს კულტურის განვითარების ფაზისათვის, რადგანაც ტრანსპირაციის პროცესი ხარისხი, მოცმული კულტურისათვის მცენარის განვითარების სტადიების შედეგად ერთი და იგივე ფაზის პერიოდში მუდმივი რჩება. ამ ანალიზის საფუძველზე შეიძლება ჩავწეროთ

$$\frac{dE_{\bar{E}_0B}}{dt} = \frac{\frac{d\bar{E}_0}{dt}}{\frac{dE_0}{dt}} \frac{dE(W_a, \Phi)}{dt} \quad (83)$$

ექსპერიმენტალური მონაცემების შედეგად აგებული გრაფიკები ამ დამოკიდებულების მიხედვით, საშემოდგომო და საგაზაფხულო ხორბლისათვის და აგრეთვე სიმინდისათვის მოცემულია ნახ.12-ზე.



ნახ. 12 ევაპორანსპირაციის (მმ/დღე-ღამე) ცვალებადობა სასოფლო-სამეურნეო საგარეულებიდან ერთი და იგივე ამინდის პირობებში კულტურის განვითარების ფაზებისა და ნიადაგის აქტიურ ტენზარაგთან დამოკიდებულებაში.

ნახაზზე მოცემული გრაფიკებიდან კარგად ჩანს ბიოლოგიური წყალმოთხოვნილების სიდიდეების დიდი განსხვავება სხვადასხვა ფაზების დროს ერთი და იგივე კულტურებისათვის, ერთნაირი ამინდის პირობებისა და ნიადაგის ტენიანობის შემთხვევაში. ყველაზე მცირე წყალმოთხოვნილება დამახასიათებელია მცენარის განვითარების საწყის ფაზაში, ყველაზე დიდი მაქსიმალური ბიოლოგიური მასის შექმნის ფაზაში, რომლის დროსაც ფორმირდება მცენარის

პროდუქციული ორგანოები. გრაფიკის ცვალებადობის სიჩქარე $\left(\frac{dE_{\bar{E}_0B}}{dW_a} \right)$

. წყალმოთხოვნილების ინტენსივობის მაქსიმუმთან ახლოს სხვადასხვა ფაზებისათვის. ამ მონაცემების რიცხვს შეიძლება მივაკუთნოთ წყალმოთხოვნილების მოსავლიანობასთან შედარების შედეგები.

საშუალოდ ოთხი კულტურისათვის (სიმინდი, ჭვავი, შვრია, ქერი) გრუნტის წყლის დონეებზე 180, 90, 50, 25 სმ წყალმოთხოვნილებამ შეადგინა 61, 85, 100, 90% და შესაბამისმა მოსავალმა 75, 93, 100, 54% . ეს მონაცემები ადასტურებენ, რომ მაღალწყალმოთხოვნილებას ყოველთვის შეესაბამება მაღალი მოსავალი (ცხრილი 24).

ცხრილი 24 საშუალო ბიოლოგიური მოსავლის კავშირი წყალმოთხოვნილებასა და ნიადაგის ტენიანობის მარაგთა დახასიათებელი გრუნტის წყლის დონის მიხედვით (კაპილარული აწევის სიმაღლისას 35 სმ)

გრუნტის წყლის დონე (სმ)	ბიოლოგიური მოსავალი (%)	წყალმოთხოვნილება (%)
25	54	96
90	100	100
90	93	85
180	77	61

სხვანაირად არ შეიძლებოდა ყოფილიყო, წყალი ტრანსპირაციის პროცესში გავლილი მცენარის უჯრედებში ამ უკანასკნელს კვებავს მინერალებით. საკმარისი რაოდენობის წყალი ხელს უწყობს მცენარის თერმული რეჟიმის რეგულირებას, რაც განაპირობებს ფოტოსინთეზისათვის ოპტიმალურ პირობებს და აგრეთვე მცენარეს იცავს, როგორც გამოშრობისაგან ასევე მზის რადიაციის ზემოქმედებით გადხურებისაგან. მხოლოდ მაქსიმალური წყალმოთხოვნილების პირობებში ნიადაგში როდესაც შეზღუდულია ტენიანობის ნაკლებობა ან სიჭარბე მოსალოდნელია მოველოდეთ მაქსიმალურ მოსავალს.

ძირითადი დასკვნები

ნაშრომში წარმოდგენილი კვლევების საფუძველზე გაკეთებულია შემდეგი დასკვნები:

– დადგენილია, რომ ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესების ლოკალური ფორმირება ხდება ძირითადად ბუნებრივ-კლიმატური ფაქტორების გავლენით. სასოფლო-სამეურნეო კულტურების ზრდა-განვითარების ძირითად განმაპირობებელ ფაქტორს წარმოადგენს მცენარის ტრანსპირაცია, რომელიც დამოკიდებულია აქტიურ შრეში წყლის ბალანსზე;

– სარწყავი მიწათმოქმედების რეგიონებში ამა თუ იმ რწყვის რეჟიმისა და ტექნოლოგიის გამოყენება საჭიროა განხორციელდეს აგროკლიმატური ზონების სტრუქტურულ-ფუნქციონალური ჰიდროფიზიკური მახასიათებლების გათვალისწინებით;

– დადგენილი იქნა, რომ სასოფლო სამეურნეო კულტურების ძირითად განმსაზღვრელ ინტეგრალურ კომპლექსურ მახასიათებელს წარმოადგენს ევაპოტრანსპირაცია;

– ნიადაგში არსებული წყლის სხვადასხვა ფორმებისა და კატეგორიების დიფერენცირებული შეფასება საფუძველად უნდა დაედოს აქტიურ შრეში პროდუქტიული წყლის რაოდენობრივ განსაზღვრას;

– დამუშავებულია სასოფლო-სამეურნეო კულტურების წყალმოთხოვნილების მეთოდიკა, კომპლექსური მახასიათებლის ევაპოტრანსპირაციის განსაზღვრის საფუძველზე;

– დამუშავებულია ნიადაგის აქტიურ შრეში ზღვრული წყალტევადობის განსაზღვრის სრულყოფილი მეთოდი, ნიადაგ-გრუნტში მიმდინარე ფიზიკურ-ქიმიური და ფაზური გარდაქმნების გათვალისწინებით;

– განსაზღვრულია სასოფლო-სამეურნეო კულტურების მორწყვის ნორმა აქტიურ შრეში პროდუქტიული წყლის ხარჯვის დინამიკის მიხედვით;

– დადგენილია სასოფლო-სამეურნეო კულტურების მოსავლიანობასა და წყალმოთხოვნილებას შორის ცალსახა კორელაციური კავშირი;

– მიღებული კვლევის შედეგები შეიძლება საფუძვლად დაედოს მორწყვის ნორმების დადგენას და რწყვის სათანადო ტექნოლოგიების შერჩევას, რეგიონალური ჰიდროლოგიური და ბუნებრივი პირობების კომპლექსების გათვალისწინებით.

გამოყენებული ლიტერატურა

1. იორდანიშვილი ზ.ს. ფიზიკო-მექანიკური თვისებების ლაბორატორიული კვლევები მოძრაობის პროცესში. მეხუთე საკავშირო თათბირის მასალები ღვარცოფის შესწავლისა და მასთან ბრძოლის ღონისძიებების შესახებ. ბაქო, 1962, გვ. 195-200
2. ოდილავაძე თ. ვ., კავთუაშვილი დ. ს., კიკაბიძე მ. ნ. აგროკლიმატური ზონების და სასოფლო-სამეურნეო კულტურების წყალმოთხოვნილების შეფასების კრიტერიუმები. აგრარული მეცნიერების პრობლემები. XXXIII, 2005
3. ოდილავაძე თ. ვ., ქაცარავა თ.ე., კიკაბიძე მ. ნ. ნიადაგის ტენის აორთქლების დინამიკის საანგარიშო მოდელი. აგრარული მეცნიერების პრობლემები. XXXIII, 2005
4. საბაშვილი მ. საქართველოს სსრ ნიადაგები. გამომცემლობა “მეცნიერება”, თბ., 1965, 212 გვ.
5. ტალახაძე გ. ზოგადი ნიადაგმცოდნეობის საფუძვლები. გამომცემლობა “განათლება”. თბ., 1972, 135 გვ.
6. ტულუში გ. ე., აბაშიძე ლ. ს. სამარცვლე სიმინდის მოსავლიანობის დაპროგრამება სარწყავ პირობებში მეტეოროლოგიური გავლენის გათვალისწინებით. საერთაშორისო კონფერენციის მასალები. კესტნი, უნგრეთი, 1990

7. ურუშაძე თ. საქართველოს ძირითადი ნიადაგები. “მეცნიერება”. თბილისი, 1997, გვ. 198
8. ქობულაია გ. ს. საინჟინრო მელიორაცია. “განათლება”, თბ., 1971, 406 გვ.
9. ხარაიშვილი ო. ი. რწყვის რეჟიმისა და სასუქების გავლენა სიმინდის დაპროგრამებულ მოსავლიანობაზე მუხრან-საგურამოს ველის პირობებში. სოფლის მეურნეობის მეცნიერებათა კანდიდატის სამეცნიერო ხარისხის მოსაპოვებლად დისერტაცია. თბ., 1998, 136 გვ.
10. Абелишвили Г.В., Кацарава Т.Е., Терлецкая М.Н. Труды координационных совещаний по гидравлике. Всесоюзный НИИ гидротехники им. Б.Е.Веренева, выпуск 35, Ленинград, 1967, с. 373-380
11. Аверьянов С.Ф. Практикум по сельскохозяйственной мелиорации. «Колос», М., 1970, 344 с.
12. Аверьянов С.Ф. Фильтрация из каналов и ее влияние на режим грунтовых вод. «Колос», М., 1982, 234 с.
13. Алпатьев А.М. Влагообороты в природе и их преобразования. «Гидрометеоиздат». Л., 1969, 322 с.
14. Алпатьев А.М. Испаряемость, как приближенный показатель потребности сельскохозяйственных культур в воде. Ж. Метеорология и гидрология, №5, 1965
15. Алпатьев С.М. К вопросу о расчетной обеспеченности дефицита водного баланса при проектировании орошения. Сб. «Водное хозяйство», №2, 1965
16. Алпатьев С.М. Состояние и задачи орошения сельскохозяйственных культур на Украине. «Вестник с.х. науки», №12, 1963
17. Ананьев В.П., Передельский Л.В. Инженерная геология и гидрология. Изд. «Высшая школа». М., 1980, 280 с.
18. Анджапаридзе И.Е. Мелиоративное почвоведение. Изд. «Ганатлеба», №5. Тб., 1977, 310 с.

19. Астапов С.В. Мелиоративное почвоведение, практикум. Изд. «Сель.хоз. лит-ры». М., 1958, 357 с.
20. Барашкова Е.П. и др. Радиационный режим территории СССР. Гидрометеиздат. Л., 1961
21. Будаговский А.И. Зависимость испарения от влажности почвы. Сб. «Суховеи, их происхождение и борьба с ними». Изд. АН СССР, 1956
22. Будаковский А.И., Лозовская Е.А. Теория суммарного испарения и ее приложения. «Водные ресурсы» №2, 1976, ст. 34-56
23. Будыко М.И. К теории испарения с почвы, покрытой растительностью. Труды НИУ ГУГМС, серия 1, вып. 34, 1946
24. Будыко М.И. Испарение в естественных условиях. Гидрометеорологическое издательство. Л., 1948, 135 с.
25. Буйков М.В., Ткаченко А.В. Оценка возможности борьбы с суховеями с помощью увлажнения приземного слоя воздуха. Труды УкрНИГМИ, вып. 74, 1967
26. Бзиава К.Г. Гидравлическая модель расчета фильтрации из естественных каналов. Сб. научных трудов ГрузГАУ, т. XXIX, Тбилиси, 2004, с. 143-146
27. Брилева Н.А. О влиянии травостоя сельскохозяйственных посевов среди лесных полос на термический режим приземного слоя воздуха. Труды ГГО, вып. 36, 1958
28. Высоцкий Г.Н. Очерки о почвах и режиме грунтовых вод. «Бюллетень почвоведения» №1-2, 1967, с. 27-31; №5-8, с. 37-40
29. Великанов М.А. Гидрология суши. Изд. пятое, Гидрометеиздат, Л., 248 с.
30. Вершинин П.В. Почвенная структура и условия ее формирования. М.-Л., АН СССР, 1968, 188 с.
31. Высоцкий Г.Н. Режим почвенной влажности грунтовых вод и солей в степных и лесостепных почво-грунтах. Тр. I Всес. гидролог. съезда, вып. 6, Л., 1977, 233 с.

32. Гагошидзе М.С. Селевые явления и борьба с ними. «Сабчота Сакартвело», Тбилиси, 1970, 380 с.
33. Гедройц К.К. Ультрамеханический состав почвы и зависимость его от рода катиона, находящегося в поглощенном состоянии. «Журн. опыт. агрон.», т. XXII, Пг., 1948, с. 201-208
34. Гиоргадзе С., Хараишвили О.И., Одилавадзе Т.В., Купреишвили Ш.З. Определение капиллярного потенциала в почво-грунтах. «Проблемы аграрной науки». Сб. научных трудов, т. 2004
35. Гойса Н.И. Распределение суммарной радиации по территории Украины и Молдавии. Труды УкрНИГМИ, вып. 26, 1961
36. Голованов А.И., Шабанов В.В., Землянов Ю.М. Отчет о научно-исследовательской работе «Разработать методы оптимизации управления основными факторами жизни растения при программировании урожая». МГМИ, 1980, 73 с.
37. Губеладзе Д.О. Влияние руслового потока на подрусловое фильтрационное течение. АСХН Груз., Тбилиси, 1991, с. 165
38. Дараселия М.К. Красноземные и подзолистые почвы Грузии и их использование под субтропические культуры. Всесоюзн. НИИ чая и субтропических культур, 1949
39. Дерягин Б.В. Сольватные слои как особые граничные фазы на основе прямых методов исследования. «Труды Всесоюзной конференции по коллоидной химии», 1982, с. 26-52
40. Долгов С.И. Исследование подвижности почвенной влаги и ее доступности растениям. Изд-во АН СССР, М., 1948, 205 с.
41. Димо В.Н. Тепловой режим почв. Колос, М., 1972, 325 с.
42. Долгов С.И. О формах и состояниях почвенной влаги. «Почвоведение» №7, 1946, 305 с.
43. Докучаев В.В. Наши степи прежде и теперь. СПб., 1982, 828 с.
44. Думанский А.В. Учение о коллоидах. М.-Л., «Госхимиздат», 1948, 416 с.

45. Жордания Т.Г. Влажность, как один из факторов, определяющих размываемость связных грунтов. Труды ГрузНИИГиМ, вып. 18-19, 1957, с. 89-93
46. Жордания Т.Г., Итриев Л.А. Пути химической мелиорации тяжелых переувлажненных почв Колхидской низменности. Сб. Мелиорация земель влажных субтропиков Колхиды. Тбилиси, 1981, с. 34-37
47. Иванов А.Ф. Особенности формирования программированных урожаев однолетних кормовых культур. Тр. Волгоградского СХИ, т. 71, 1979, с. 19-24
48. Иванов Н.Н. Об определении величины испаряемости. Изд-во Всес. геогр. общ-ва, т. 86, вып. 2, 1954, с. 189-196
49. Качинский Н.А. О структуре почвы, некоторых водных ее свойствах и дифференциальной порозности. «Почвоведение» №6. М., 1947, 153 с.
50. Качинский Н.А. Физика почв. «Высшая школа», М., 1965, 318 с.
51. Кацарава Т.Е. К вопросу расчета фильтрации через земляные сооружения с учетом начального градиента. Труды ГрузНИИ гидротехники и мелиорации, вып. 25. Т., 1967, с. 194-200
52. Кацарава Т.Е. К вопросу установления некоторых гидрологических характеристик почво-грунтов. Труды ГрузНИИ гидротехники и мелиорации, вып. 27. Т., 1969, с. 213-216
53. Кереселидзе Д.А. К вопросу определения коэффициента фильтрации глинистых грунтов в натуральных условиях. ГрузНИИГиМ, вопросы гидромелиорации, вып. 29, Тбилиси, 1972
54. Кондратьев К.Я. Лучистый теплообмен в атмосфере. Гидрометеиздат, Л., 1965, 245 с.
55. Константинова А.Р. Расчет испарения с сельскохозяйственных полей с учетом влияния лесных полос. Труды ГГИ, вып. 34, 1952, с. 83-95
56. Константинова А.Р. Методика расчета испарения с почвы, воды и снега по температуре и влажности воздуха, измеренным на сетевых метеорологических станциях. Труды ГГИ, вып. 81, 1960

57. Константинова А.Р. Методика расчета испарения по данным градиентных измерений. Труды УкрНИГМИ, вып. 39, 1963
58. Константинова А.Р. Зависимость интенсивности испарения от размера площади испаряющей поверхности при различных погодных условиях. Труды УкрНИГМИ, вып. 84, 1969, с. 28-36
59. Коссович П.С. Водные свойства почв. «Журн. опытно. агрон.». СПб., т.V, 1954, с. 28-43
60. Костяков А.Н., Фаворин Н.Н., Аверьянов С.Ф. Влияние оросительных систем на режим грунтовых вод. Изд. АН СССР, М., 1956
61. Костяков А.Н. Основы мелиорации. Сельхозгиз. М., 1960, 622 с.
62. Кин Б.А. Физические свойства почв. М., 1931, 248 с.
63. Купреишвили Ш.З. Установление расчетных значений коэффициентов шероховатости профилированных русел поверхностного стока атмосферных осадков в связи с расчетом осушительной сети. «Актуальные вопросы аграрной науки». Сб. тр. аспирантов и соискателей ученой степени, т. V, Тб., 2000, с. 232-237
64. Купреишвили Ш.З., Мебония Н.Г., Кавтуашвили Д.И. Экспериментальные исследования фильтрационного градиента фильтрации в высокодисперсных глинистых сорбентах. ГГАУ. Научные труды, т. XXXII, 2005, с. 161-164
65. Кухалашвили Э.Г. К оценке гранулометрического состава селевого потока. Респ. научная конференция молодых ученых и аспирантов на тему «Водохозяйственное строительство и мелиорация в Грузии» (тезисы докладов). Тбилиси, 1981, с. 18-19
66. Лебедев А.Ф. Роль парообразной воды в режиме почвенных и грунтовых вод. «Тр. 2-го южнорусск. мелиор. съезда», 1948, с. 35-48
67. Левенко А.А. Методика расчета температуры деятельной поверхности эффективного изучения и испаряемости по метеоданным. Труды УкрНИГМИ, вып. 78, 1968, с. 28-43

68. Лыков Л.В. Явления переноса в капиллярных пористых телах. Гос. изд. ТТЛ, М., 1954, 296 с.
69. Лыков А.В., Михайлов Ю.А. Теория тепло- и массопереноса. М.-Л., Госэнергоиздат, 1963, 535 с.
70. Марков Е.С., Богушевский А.А., Голованов А.И., Кутергин В.А. и др. Сельскохозяйственные гидротехнические мелиорации. «Колос», М., 1981, 375 с.
71. Максимов Н.А. Краткий курс физиологии растений. Сельхозгиз, М., 1948
72. Маслов Н.Н., Котов М.Ф. Инженерная геология. Изд-во литературы по строительству. М., 1971
73. Мезенцев В.С. Об уравнениях связи между элементами водного и теплового балансов участков суши. Труды ОхСХИ, т. XVI, с. 25-32
74. Мирцхулава Ц.Е. Надежность систем осушения. М., Агропромиздат. 1985, с. 240
75. Моисеев Н.Н. Элементы теории оптимальных систем. Наука, М., 1975, 135 с.
76. Натальчук М.Ф. О коэффициентах полезного действия оросительных систем. Ж. «Гидротехника и мелиорация» №5, М., 1952, с. 38-48
77. Нерпин С.В., Чудновский А.Ф. Физика почв. Л., Гидрометеиздат, 1967, 583 с.
78. Одилавадзе Т.В., Кацарава Т.Е. Определение высоты капиллярного поднятия в гидрофильных пористых телах. Сборник научных трудов «Проблемы аграрной науки», Тб., 2004, с. 121-123
79. Одилавадзе Т.В. Верификация математической модели динамики капиллярности в почво-грунтах. Сборник научных трудов «Проблемы аграрной науки», Тб., 2005
80. Одилавадзе Т.В., Купреишвили Ш.З. Определение основных гидромеханических и морфометрических параметров склонового потока. «Известия аграрной науки», т. 3, 2005, с. 101-104

81. Олейник Р.Н. Режим испарения с озимой пшеницы на территории Украины. Труды УкрНИГМИ, вып. 44, 1964
82. Плюсин И.И. Мелиоративное почвоведение. Изд. «Колос», М., 1971, 135 с.
83. Попов Е.Г. О приближенном расчете интенсивности просачивания воды в почву. Ж. «Метеорология и гидрология» №12, 1952, с. 28-36
84. Пушкарев В.Ф. Исследование методов наблюдений над испарением с почвы. Труды ГГИ, вып. 45 (99), 1954
85. Рахманов В.В. Влияние лесов на формирование снежных запасов. Ж. «Метеорология и гидрология» №11, 1956
86. Роде А.А. Почвенная влага. Изд-во АН СССР, М., 1966, 454 с.
87. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Л., Гидрометеиздат, т. 1, 1965, 663 с.; т. 2, 1969, 286 с.
88. Рыбкина А.Я. Особенности питания рек восточной части Карпат. Ж. «Метеорология и гидрология» №7, 1968
89. Сакали Л.И., Олейник Р.Н. Затрата тепла на испарение на территории Украины и Молдавии. Труды УкрНИГМИ, вып. 35, 1963
90. Селянинов Г.Т. Принципы агроклиматического районирования СССР. В кн.: Вопросы агроклиматического районирования СССР. Изд. МСХ СССР, М., 1958, с. 7-14
91. Сергеев Е.М. Грунтоведение. Изд-во Московского университета. 1983, 388 с.
92. Скрипчинская Л.В., Янголь А.М. и др. Сельскохозяйственные гидротехнические мелиорации. Изд. «Виша школа», Киев, 1977, 351 с.
93. Соколовский Д.Л. Обзор исследований по вопросам речного стока и методики его расчетов. Труды НИУ ГУГМС, серия IV, вып. 39, 1946
94. Сочеванов В.Е. Величина испарения в полевых условиях. Зап. метеорол. станции ЛСХИ в Детском Селе, т. VI, 1958
95. Струзер Л.Р. Передвижение парообразной воды в почве в процессе испарения. Труды ГГИ, вып. 34 (88), 1952

96. Тевзадзе В.И. Борьба с эрозионно-селевыми явлениями Японии. Ж. «Гидротехника и мелиорация» №2, 1977, с. 107-111
97. Терцаги К. Теория механики грунтов. Пер. с нем. под ред. Н.А. Цитовича. Изд. Госстройиздат, М., 1961, 482 с.
98. Тимирязев К.А. Земледелие и физиология растений. Сельхозгиз, М., 1957
99. Тимошенко С.В. Поливной режим сахарной свеклы при дождевании. Докл. ВАСХНИЛ, 16, 1940
100. Тугуши Г.Е. Основные результаты исследования теории поверхностного полива. Сб. научных трудов МГМИ, теория и практика орошения сельскохозяйственных культур. М., 1982, с. 163-173
101. Тугуши Г.Е., Тугуши П.Г. Обобщение и развитие теории поверхностного стока атмосферных осадков в связи с решением ряда проблемных задач в мелиорации. Труды ГГАУ, Тбилиси, 1998
102. Фегелер П. Режим катионов и воды в минеральных почвах. Пер. с нем. Сельхозгиз, М., 1938
103. Физика приземного слоя атмосферы. Приложения 11, 12, 13. Труды НИУ ГУГМС, серия 1, №39, 1947
104. Харченко С.И. Тепловоднобалансовый метод обоснования норм орошения. Труды ГГИ, вып. 125, 1965
105. Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. Государственное издательство иностранной литературы. М., 1948, 153 с.
106. Черкасов А.А. Мелиорация и сельскохозяйственное водоснабжение. Сельхозгиз. М., 1958, 376 с.
107. Чугаев Р.Р. Гидравлика. «Энергия» Ленинградское отделение, 1971, 541 с.
108. Чхенкели И. Сельскохозяйственная мелиорация. Изд-во «Ганатлеба», Тбилиси, 1970, 277 с. (на грузинском языке)
109. Шатберашвили П.А., Панчулидзе Д.Н., Мамасахлиси Ж.Г. Методика гидрологического расчета осушительной системы Колхиды на поверхностный сток. Тезисы докладов научно-произв. сессии по проблеме «Осушение и

- освоение переувлажненных земель Колхидской низменности», Тбилиси-Хоби, 1975, с. 68-70
110. Швец М.Е. Турбулентный пограничный слой в атмосфере. Известия АН СССР, серия географ. и геофиз., №3, 1941
111. Bukingem E. Studies of movement of soil soil moisture. U.S. Dep. Agr. Bur. of Soils. Bull., 38 w, 1907, p. 177-185
112. Coulson K.L. Solar and terrestrial radiation. Academic Press, №4, 1975, 322 p.
113. De Vries D.A. Thermal properties of soils. In W.R. van Wijk W.R. (ed.) "Physics of plant environment", North Holland Pub. Co., Amsterdam, 1963, p. 210-235
114. Fisher R.A. The Haines formula improving. "L. Agr. Sc", v. 20, 283 p.
115. Frenzen P. A generalization of the Kolmogorov-von Karman relationship and some further implications on the values of the constants. Boundary Layer Meteorol., 11, 1977, p. 375-380
116. Goody R.M. Atmospheric Radiation, Clarendon Press, Oxford, 1964, 436 p.
117. Glouver J., McCulloch J.S.G. The empirical relation between solar radiation and hours of sunshine. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 84, 1958, p. 172-175
118. Haines W.B. On the existence of two equivalent series in soil capillary phenomena. "Pr. of 2 d Int. Congr. S.S.", v. 1, M., 1932, 148 p.
119. Kondo J. Analysis of solar radiation and downward long-wave radiation data in Japan, Aci, Rep. Tohoku Univ. (Sendai, Japan), Ser. S., Geophys. 18, 1967, p. 91-124
120. Landsberg J.J., James G.B. Wind profilys in plant canopies: studies on an analytical model. J. Appl. Ecol., 8, 1971, p. 729-741
121. List R.J. Smithsonian meteorological tables. Smithsonian Institution Press, Gity of Washington, 6 th Edn., 5 th Reprint, 1971, 527 p.
122. Pfau R. Ein Beitrag zur Grage Beregnungsbedürftigkeit landfirsehaftlich genutzer böden im Raum der Europäishen Wirtschaftsgemeinschaft. Meteor. Rdsch. Bd. 19, №2, 1966, c. 65-73
123. Robinson N. Solar radiation. Elsevier Publ. Co., №4, 1966, 347 p.

124. Smith S.D. Eddy flux measurements over Lake Ontario. *Boundary-Layer Meteorol.*, 6, p. 235-255.