დავით კერესელიძე, კახაბერ ბილაშვილი, ვაჟა ტრაპაიძე, გიორგი ბრეგვაძე.

ზოგადი ოკეანოლოგია

(ნაწილი I - ზღვებისა და ოკეანეების ჰიდროლოგია)

თსუ

2012

სახელმძღვანელო შედგენილია ახალი კურსის – “ოკეანოლოგია” –სასწავლო გეგმის (სილაბუსის) მიხედვით და ძირითადად გათვალისწინებულია თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტის გეოგრაფიისა და ეკოლოგიის პროგრამის ბაკალავრიატის სტუდენტებისათვის.

იგი გარკვეულ დახმარებას გაუწევს ასევე მაგისტრანტებს, დოქტორანტებს და ზოგადად ოკეანოლოგიით დაინტერესებულ ყველა პირს.

შინაარსი

შესავალი

მსოფლიო ოკეანე წარმოადგენს დედამიწის ზედაპირის ყველაზე ვრცელ და უნიკალურ გეოგრაფიულ გარემოს. უკანასკნელ ხანს სულ უფრო მეტი ყურადღება ექცევა მის შესწავლას, რადგან მსოფლიო ოკეანე ერთდროულად არის კლიმატის და ამინდის გასაღები, მდიდარი სარეწი არე, კომუნიკაციის ეკონომიკურად ხელსაყრელი საშუალება, ენერგიის წყარო, თავდაცვის ზღუდე და, სამწუხაროდ, ნაგავსაყრელიც. ამიტომ, არსებითად, მსოფლიო ოკეანის შესახებ მოპოვებული ცოდნა მრავალი ურთიერთდაკავშირებული, მაგრამ საკმაოდ განსხვავებული სპეციალობების მქონე მეცნიერების კვლევის შედეგების ერთობლიობას წარმოადგენს. ბუნება თვით არ ანსხვავებს და არ სცნობს ამა თუ იმ მეცნიერების საზღვრებს. კანონები, რომლითაც იგი ხელმძღვანელობს სიცოცხლისათვის აუცილებელი პირობების შესაქმნელად, ხშირად სცილდება ცალკეული სპეციალისტების კვლევის არეს. ასე, მაგალითად, როდესაც ზღვის ტალღები ზემოქმედებენ ხმელეთის მყარ ქანებზე, ოკეანოლოგია იჭრება გეოლოგიის სფეროში; იქ სადაც მიმდინარეობს ინტენსიური აორთქლებითი პროცესები, წნევის ინტენსიური ცვლა და ჰაერის მასების გადაადგილება ოკეანოლოგია ერწყმის მეტეოროლოგიას, ხოლო ბიოლოგიური პროცესების და ზღვაში არსებული ცოცხალი ორგანიზმების ეკოლოგიური ციკლების კვლევის აუცილებლობამ განაპირობა მეცნიერების ახალი სფეროს ბიოლოგიური ოკეანოლოგიის ანუ ზღვის ბიოლოგიის ჩამოყალიბება. ამრიგად, ***ოკეანოლოგია არის მეცნიერული დისციპლინების ერთობლიობა, რომელიც შეისწავლის მსოფლიო ოკეანის წყლის მასაში მიმდინარე ფიზიკურ, ქიმიურ, ბიოლოგიურ და გეოლოგიურ პროცესებს და მათ ურთიერთქმედებას ხმელეთთან და ატმოსფეროსთან.***

ფიზიკური ოკეანოლოგები (მათ შორის მეტეოროლოგები და გეოფიზიკოსები) იკვლევენ ოკეანეში მიმდინარე ფიზიკურ პროცესებს, როგორიც არის ოკეანის დინებები და მიქცევა-მოქცევითი მოვლენები, ოკეანისა და ატმოსფეროს ურთიერთობა და სხვა.

ზედაპირულ დინებებზე სისტემატური დაკვირვებანი და მათი რუკებზე გადატანა ჯერ კიდევ XVIII საუკუნეში დაიწყო (ბერინგი, კოცებუ, ლენცი, მაური და სხვ.) და ამჟამადაც გრძელდება. ტექნიკური აღჭურვილობის განვითარება საშუალებას იძლევა ვაწარმოოთ სიღრმული და ფსკერისპირა დინებების და წყლის მასების ფლუქტუაციების ზუსტი აღნუსხვა, რაც აუცილებელია საზღვაო

ჰიდროლოგიური პროგნოზების შემდგომი განვითარებისათვის. საველე-საექსპედიციო, თეორიული და ლაბორატორიული კვლევა ითვალისწინებს ტალღების და დინებების ჰიდროდინამიკის და ტემპერატურული რეჟიმის შესწავლას, ბუნებრივი პროცესების ჰიდრავლიკური და მათემატიკური მოდელების შექმნას, საზომი ინსტრუმენტების და აპარატურის განვითარებას, ზღვის წყლის ოპტიკური და აკუსტიკური მახასიათებლების შესწავლას და სხვა.

ქიმიურ ოკეანოლოგიას და ზოგადად ოკეანის შემსწავლელ საზღვაო ექსპედიციებს საფუძველი ჩაეყარა ინგლისური სამეცნიერო-საკვლევო გემის "ჩელენჯერის" მოგზაურობის დროს (1872-76 წ.წ.). დღეს უკვე კოსმოსურ ხომალდებზე დამონტაჟებული ელექტრონული დეტექტორები და მასპექტრომეტრები დისტანციური ზონდირების მეშვეობით აღნუსხავენ ზღვის წყლის მასის დინამიურ და ქიმიურ ცვლილებებს, აანალიზებენ თევზების მიერ დატოვებულ კვალს წყალში, რითაც ხელს უწყობენ რეწვის მეტ ეფექტურობას, აკონტროლებენ ზღვის დონის ცვალებადობას და სხვა. სხვადასხვა ნივთიერების და სუბსტანციის დადგენა ზღვის წყალში აუცილებელია აგრეთვე მათი ზემოქმედების თვალსაზრისით ცოცხალ ორგანიზმებზე, რადგან სწორედ გახსნილი აირებისა და მინერალური მარილების რაოდენობაზეა დამოკიდებული საზღვაო მცენარეების ზრდა და სათანადოდ, ბიოპროდუქტიულობის დონე ზღვის წყალში. გარემოს გაჭუჭყიანებასა და ბუნებრივი რესურსების დაცვასთან დაკავშირებით ქიმიურ ოკეანოლოგიას განსაკუთრებული მნიშვნელობა ენიჭება. მსოფლიო ოკეანეში უამრავი ნაირსახეობის ცოცხალი ორგანიზმი ბინადრობს. საზღვაო ეკოლოგია შეისწავლის ამ ორგანიზმებს და მათ დეტერმინისტულ დამოკიდებულებას ზღვიურ გარემოსთან, კერძოდ, ერთის მხრივ, ამ უკანასკნელის გავლენას ცხოველების განაწილებასა და რაოდენობაზე და მეორეს მხრივ, იგივე ორგანიზმების მეტაბოლური პროცესების ეფექტს ზღვის წყლის ქიმიურ შემადგენლობაზე. ასევე, საზღვაო ეკოლოგია მოწოდებულია გამოიკვლიოს ცალკეული პოპულაციების გარემოსთან შეგუების, ადაპტაციის პირობები, რათა პერსპექტივაში შესაძლებელი გახდეს რეგულირებული ხელოვნური თევზსარეწი მეურნეობის (აკვაკულტურის) ფართო განვითარება.

სისტემატურ კლასიფიკაციურ სამუშაოებთან ერთად საზღვაო ბიოლოგები იკვლევენ ენერგიის ტრანსფორმაციის პრობლემებს საზღვაო კვების ჯაჭვში, რომლის საშუალებითაც მზის ენერგია და წყალში გახსნილი მინერალური მარილები, ფიტოპლანქტონის ფოტოსინთეზის საშუალებით გარდაიქმნებიან

ზოორგანიზმების საკვებად, ხოლო შემდგომ მაღალმოლეკულურ ორგანულ სუბსტანციებად.

უკანასკნელ ხანს სულ უფრო მეტი ინტენსიურობით წარმოებს ოკეანის ბაზისის გეოლოგიური გენეზისის, სტრუქტურის და ოკეანის ფსკერის ნალექების მეცნიერული კვლევა-ძიება. ინტერესი ზღვის გეოლოგიისადმი გამოწვეულია ენერგომატარებელი წიაღისეულის სულ უფრო მზარდი დეფიციტით. მსოფლიო ოკეანის ფსკერზე და მის ქვეშ სასარგებლო წიაღისეულის უზარმაზარი რაოდენობა მოიპოვება, გაცილებით მეტი ვიდრე ხმელეთზე. ამჟამად უკვე ოკეანის შელფურ ზონაში მსოფლიოში უტილიზებული ნახშირწყალბადების - აირისა და ნავთობის 30%-მდე მოიპოვება. რკინა-მარგანეცის კონკრეციების სახით ოკეანის ფსკერი ინახავს 2 ტრილიონ ტონამდე რკინას და ფერად ლითონებს. სწრაფი ტემპით მიმდინარეობს იშვიათი ელემენტებისა და ძვირფასი მინერალების შემცველი საზღვაო-სანაპირო ქვიშრობების ათვისება და ექსპლოატაცია.

ზღვის გეოფიზიკა, რომელიც იყენებს რა ფიზიკის კვლევის მეთოდებს და ტექნიკას იკვლევს ოკეანის გეოფიზიკურ ველებს – მაგნიტურ, ელექტრულ, გრავიტაციულ და ოკეანის ფსკერის რელიეფს. ძლიერი ბგერითი წყაროები (აფეთქებები, წყალქვეშა განმუხტვები და სხვა) წარმოქმნიან ბგერით ტალღებს, რომელთა მიწის ქერქში გავრცელება იძლევა ნალექების სისქისა და სტრუქტურული აგებულობის სურათს.

იმ საკითხთა ნუსხა, რომელთა გადაწყვეტა აკისრია საინჟინრო ანუ გამოყენებით ოკეანოლოგიას მოიცავს ნაპირსამაგრი საშუალებების კონსტრუქციულ გადწყვეტას და დიზაინს, ნავთობმომპოვებელი საბურღი ბაქნების შექმნას და მათი საიმედოობის ამაღლებას, საზღვაო არქიტექტურის (სანაოსნო საშუალებების) განვითარებას და სხვა.

ოკეანოლოგიური კვლევის უკეთ წარმართვისათვის დაარსდა საკოორდინაციო საერთაშორისო ცენტრები. კერძოდ, იუნესკოსთან არსებობს საერთაშორისო სამთავრობაშორისო ოკეანოგრაფიული კომისია (მოკი), განხორციელებულია ჰიდრომეტეოროლოგიური ინფორმაციის შემკრები და განსაზოგადოებული რეგიონალური ცენტრების შექმნა ნიუ-იორკში, მოსკოვში და მელნბურნში. გადაიდგა პირველი ნაბიჯები პლანეტარული სადამკვირვებლო ქსელის და მონიტორინგის სისტემის შესაქმნელად, რომელიც ითვალისწინებს, როგორც დისტანციური ზონდირების, ისე ადგილზე მოპოვებული საზღვაო მონაცემების და ინფორმაციის ერთიან სტანდარტში მოქცევას, დამუშავებას და გავრცელებას.

თავი I. ოკეანის შეცნობის მოკლე რეტროსპექტიული ანალიზი

მსოფლიო ოკეანის და მისი ცალკეული ნაწილების შესწავლის თავდაპირველ მიზეზად, როგორც ჩანს, მისი პრაქტიკულად გამოყენების აუცილებლობა უნდა დავასახელოთ და არა ბუნების შეცნობის აბსტრაქტული სურვილი. როგორც საზღვაო ნავიგაციის პირველი დოკუმენტები მეტყველებენ ძველი ზღვაოსნების მთავარი საზრუნავი, ისევე როგორც ახლა, მათი ადგილმდებარეობის განსაზღვრა იყო. ადამიანის მიერ ოკეანის გააზრებული აღქმა დაიწყო მაშინ, როდესაც იგი შეეცადა თავი აერიდებინა სანაპირო დინებებისა და საშიში მეჩეჩებისთვის. სავაჭრო ინტერესებმა ფინიკიელები და ბერძნები აიძულეს საკმარისად შეესწავლათ ხმელთაშუა ზღვა და მიმდებარე ზღვები ჯერ კიდევ ჰომეროსამდე (856 წელი ქრისტეს შობამდე), თუმცა ადამიანს კიდევ დიდი მსხვერპლის და გარჯის გაღება მოუხდა, რათა ახლად აღმოჩენილი მიწებით დაეფარა ჰომეროსის მიერ წარმოჩენილი დედამიწის სურათი, სადაც მოცემული იყო თვალუწვდენელი ოკეანეთით შემორკალული, მხოლოდ ხმელთაშუა ზღვის ირგვლივ მდებარე მიწები და ქვეყნები.

1.1 მსოფლიო ოკეანის კვლევების ისტორია

უძველესი დროის პირველი ზღვაოსნები, რომელთა შესახებ ცნობებმაც ჩვენამდე მოაღწია ფინიკიელები იყვნენ (3000 წ. ჩვ. წ. აღ-მდე). ფინიკიელებმა, რომლებიც ხმელთაშუა ზღვის აღმოსავლეთ სანაპიროზე ცხოვრობდნენ, საკუთარი სამფლობელოს საზღვრები მნიშვნელოვნად გააფართოვეს დასავლეთის მიმართულებით. მათ, იმ დროისათვის, უკვე იცოდნენ წითელი ზღვის, სპარსეთის ყურის, აფრიკის ნაპირებისა და ინდოეთის ოკეანის შესახებ. ისინი მამაცი ზღვაოსნები იყვნენ და ღია ზღვაში კომპასის გარეშე ცურავდნენ, მაგრამ მათ ოკეანის ფიზიკური ბუნების შესახებ რაიმე ცნობა ჩვენთვის არ შემოუნახავთ

ბერძნები, რომლებმაც ფინიკიელებს ზღვაზე ბატონობა "ჩამოართვეს", მოგზაურობების დროს ზღვის ბუნებასაც შეისწავლიდნენ. დედამიწის სფერული ფორმის შესახებ მოსაზრებას თალესი (VI ს. ჩვ. წ. აღ-მდე) როგორც ჩანს, ეგვიპტელებს დაესესხა. ძველი ბერძენი ფილოსოფოსი ანაქსიმანდრი, ჯერ კიდევ, ჩვ. წ. აღ-მდე VII საუკუნეში შეეცადა, დედამიწის ზედაპირი სიბრტყეზე გამოესახა. ბერძნების პირველი მოგზაურობისას, როდესაც მათ გიბრალტარს მიაღწიეს,

დაარსდა ბერძნების პირველი კოლონია – მასილია (ამჟამად მარსელი) - ხმელთაშუა ზღვის დასავლეთ ნაწილში. ბერძნების აღმოჩენები პრიმიტიულ რუკაზე ჰეკატაიოს მილეტელმა (VI ს. ჩვ. წ. აღ-მდე) დაიტანა. მეცნიერი და მოგზაური ჰეროდოტე (V ს. ჩვ. წ. აღ-მდე), რომელმაც განაზოგადა არსებული მასალა, ამტკიცებდა, რომ ინდოეთისა და ატლანტის ოკეანეები ერთიანი იყო, რის დასტურადაც მიუთითებდა სპარსეთის ყურეში ოკეანის დონის ცვლილებებზე, ანუ მიქცევა-მოქცევებზე, რომლებიც ხმელთაშუა ზღვაში არ შეიმჩნეოდა. V საუკუნეში ჩვ. წ. აღ-მდე ბერძნები უკვე ფართოდ იყენებდნენ დედამიწის ზედაპირის სხვადასხვა რეგიონების რუკებს.

ჩვ. წ. აღ-მდე IV საუკუნეში იმ დროისათვის კარგად განვითარებული მასილიის კოლონიის ზღვაოსნებმა პითეასის ხელმძღვანელობით დიდი წვლილი შეიტანეს ოკეანის კვლევის საქმეში. ძველმა ბერძენმა მოგზაურმა და გეოგრაფმა პითეასმა ბრიტანეთის ნაპირებს მიაღწია და კუნძულ ტულეს (ისლანდია) არსებობის შესახებ ცნობები შეაგროვა. ერთ-ერთი მოგზაურობისას მან ბალტიის ზღვასაც მიაღწია. აკვირდებოდა რა წყლის დონის ცვლილებებს ბრისტოლის ყურეში, პითეასმა პირველმა მიუთითა წყლის დონის რყევების რიტმის მთვარის ფაზებთან დამთხვევაზე.

ალექსანდრე მაკედონელის თანამედროვემ, ცნობილმა ბერძენმა მეცნიერმა არისტოტელემ, მეცნიერების სხვადასხვა დარგში არსებული ცნობები განაზოგადა ნაშრომში “მეტეოროლოგია”. ოკეანის საკითხებისადმი მიძღვნილ თავში არისტოტელე იზიარებდა მოსაზრებას მსოფლიო ოკეანის ერთიანობის შესახებ. ამავე თავში შედარებულია აზოვის, შავი და ეგეოსის ზღვების სიღრმეები. პირველი კარტოგრაფიული ბადე არისტოტელეს მოწაფემ დიკეარჰმა დაამუშავა.

ერატოსთენემ ჩვ. წ. აღ-მდე III საუკუნეში დედამიწის სფეროს ზომების განსაზღვრის მეთოდი შეიმუშავა; მასვე ეკუთვნოდა იდეა დედამიწის გარშემო მოგზაურობის შესახებ. ასტრონომმა ჰიპარქემ დაამუშავა უფრო სრულყოფილი კარტოგრაფიული პროექცია და მასზე დაყრდნობით საკმაოდ ზუსტი გეოგრაფიული ბადე ააგო.

რომაელებმა, რომელთაც კართაგენი ჩვ. წ. აღ-მდე 146 წელს დაამარცხეს, ხმელთაშუა ზღვის მთელი აღმოსავლეთ ნაწილი დაიპყრეს და გავლენა მოიპოვეს ევროპის, აზიისა და აფრიკის უდიდეს ნაწილზე. ამ ლაშქრობებისას რომაელები დაწვრილებით აღწერდნენ მათ მიერ დაპყრობილ და ახლომდებარე მიწებს. ჩვ. წ. აღ-მდე 44 წელს დაიწყო რომის იმპერიის რუკის შედგენა ადგილზე უშუალო

აზომვების საფუძველზე. აზომვები 25 წლის განმავლობაში მიმდინარეობდა, მაგრამ მათ შედეგებს სამწუხაროდ, ჩვენამდე არ მოუღწევია.

ამავე პერიოდს მიეკუთვნება ბერძენი მეცნიერის სტრაბონის ნაშრომები, რომლებიც საკმაოდ მრავლისმომცველია. სტრაბონი ემხრობოდა მსოფლიო ოკეანის ერთიანობის იდეას, საუბრობდა კონტინენტების ზედაპირებისა და ოკეანის ფსკერის ვერტიკალური გადაადგილებების, ასევე მიწისძვრებისა და ვულკანური ამოფრქვევების ზემოქმედებით დედამიწის რელიეფის გამუდმებულ ცვლილებაზე. რადგან, მას არ გააჩნდა ცნობები ოკეანის ფსკერის რელიეფის შესახებ, იგი თვლიდა, რომ ოკეანის ფსკერის რელიეფი ხმელეთის ზედაპირის რელიეფის მსგავსი იყო.

ჩვენი წელთაღრიცხვის I საუკუნეში ალექსანდრიელმა ზღვაოსანმა ჰიპალმა მუსონების არსებობა დაადგინა. მან აჩვენა თუ რა გზით შეიძლებოდა მათი გამოყენება ზღვაოსნობის დროს, რაც ევროპასა და აზიას შორის სანაოსნო კავშირს უფრო გააადვილებდა.

რომაელმა ფილოსოფოსმა სენეკამ (I ს.) წამოაყენა კოსმოგენური ჰიპოთეზა, რომლის თანახმადაც პირველადი ქაოსიდან თანდათანობით იკვეთებოდა და ერთმანეთს გამოეყოფოდა წყალი და ხმელეთი. იგი თვლიდა, რომ ოკეანე ხმელეთზე არსებული ყველა წყლების წყაროს წარმოადგენს, რადგან მისი ზედაპირიდან აორთქლებული წყალი ყველა ჩამდინარე წყლის წყაროა და, რომ ეს წყლები არა მხოლოდ მექანიკურად უნდა არღვევდეს კონტინენტების ზედაპირს, არამედ ქანების გამოტუტვასაც უნდა იწვევდნენ. სენეკა აღნიშნავდა ნაპირების დაშლას ზვირთცემის ზემოქმედებით, ნაშალი მასალის დალექვას ფსკერზე და მის გადატანას დინების ზემოქმედებით. ის თვლიდა, რომ ოკეანის დონე უცვლელი იყო, რადგან აორთქლება ოკეანეში ჩადინებული ნალექებისა და წყლების რაოდენობის ტოლი იყო. ამიტომ იგი ოკეანის წყლების მარილიანობასაც უცვლელ სიდიდედ მიიჩნევდა.

ძველი სამყაროს ყველა სწავლული როდი ეთანხმებოდა მოსაზრებას მსოფლიო ოკეანის ერთიანობის შესახებ. ასე მაგალითად, II საუკუნის დასაწყისში მარინი ქალაქ ტირადან გეოგრაფიისადმი მიძღვნილ ნაშრომში ამ იდეას უარყოფდა. იგი თვლიდა, რომ ხმელეთი ფარავს ოკეანეებს და თუმცა, ოკეანეები დიდია, მაგრამ ჩაკეტილ წყალსატევებს წარმოადგენს. იგივე მოსაზრებას იზიარებდა ძველი დროის ცნობილი სწავლული კლავდიუს პტოლემეუსი (II ს.). მან დიდი წვლილი შეიტანა სამეცნიერო ცნობების შეგროვების საქმეში, შეადგინა პირველი ნამდვილი რუკა კონუსურ პროექციაში, აღწერა დაახლოებით 8000

ადგილი, რომლებიც მან ატლასის შესადგენად შეაგროვა, მიუთითა მათი განედები და გრძედები.

ამგვარად, უძველეს დროში მეცნიერთა ნაწილი ხმელეთს ერთიან ოკეანეში არსებულ კუნძულად თვლიდა, ხოლო სხვათა აზრით, ოკეანე ჩაკეტილი წყალსატევები იყო, რომელთაც გარს ხმელეთი ერტყა. ამ უკანასკნელმა შეხედულებამ, რომელსაც კიდევ უფრო ამყარებს პტოლემეუსის მიერ შედგენილი ატლასი, მეცნიერებაში IX საუკუნემდე იარსება. იმ დროისათვის მოგზაურობა და ნავიგაცია უპირველეს ყოვლისა, პრაქტიკულ ხასიათს ატარებდა, ხოლო მეცნიერება მეორეხარისხოვანი იყო. თუმცა, უნდა აღინიშნოს, რომ მაშინაც კი ოკეანის კვლევა მხოლოდ მისი გეოგრაფიული აღწერილობით არ შემოიფარგლებოდა: ხდებოდა სხვადასხვა მოვლენების აღმოჩენა, აღწერა, შესწავლა, მაგ; დინებების, ქარების და სხვ. ამასთან, აღსანიშნავია, რომ ზღვაოსნები მოგზაურობის დროს ამ ცნობებს იყენებდნენ.

შუა საუკუნეებში მეცნიერების განვითარება შეფერხდა. ამავე დროს, ასწლეულების განმავლობაში დაგროვილი გამოცდილების დიდი ნაწილი უცხო ტომთა შემოსევებისა და მათთან ბრძოლის დროს დაიკარგა, ან მათი გამოყენების საშუალება მოისპო. შედეგად კი მრავალი უკვე ცნობილი მოვლენის თავიდან აღმოჩენა გახდა საჭირო.

ახალმა დამპყრობლებმა – არაბებმა, რომელთაც VII საუკუნეში ინდოეთიდან ატლანტიკის ოკეანემდე გადაჭიმული უზარმაზარი სახელმწიფო შექმნეს, IX საუკუნეში ვაჭრობის მიზნით ცურვა ინდოეთსა და ჩინეთში დაიწყეს. ნავიგაცია იმ დროში გაცილებით სრულყოფილი იყო ჩინეთში გამოგონებული და იქიდან არაბების მიერ წამოღებული კომპასის წყალობით. კომპასის დახმარებით რუკებიც დაიხვეწა. მათ კომპასურ რუკებს ანუ პორტულანებს უწოდებდნენ.

XI საუკუნე ცნობილია ნორვეგიელთა ნაოსნობით. მათ აღმოაჩინეს გრენლანდია, ლაბრადორი, ნიუფაუნდლენდი და ამერიკის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაპირები. მიუხედავად იმისა, რომ მომდევნო სამასი წლის მანძილზე ისინი მუდმივად დაცურავდნენ ატლანტის ოკეანის ამ რაიონებში, მათი აღმოჩენები დავიწყებას მიეცა და კოლუმბს ხელახლა მოუწია ამერიკის აღმოჩენა.

ნაოსნობა ვაჭრობის მიზნით ინდოეთისა და ჩინეთის, ასევე, ხმელთაშუა ზღვის ნაპირებზე მდებარე სხვა ქალაქების მიმართულებითაც ხორციელდებოდა.

ესპანეთიდან მავრების განდევნის შემდეგ პორტუგალიელებმა მათთან ომი აფრიკაში გააგრძელეს. ისინი დაპყრობილ ციხე-სიმაგრე სეუტში გამაგრდნენ. ამ მომენტიდან ატლანტის ოკეანეში გეოგრაფიული აღმოჩენების ახალი ეტაპი

დაიწყო. პრინც ჰენრიხის ხელმძღვანელობით, რომელიც ისტორიაში "ნავიგატორის" სახელითაა ცნობილი, პორტუგალიელებმა 1471 წელს ეკვატორს მიაღწიეს. 1486 წელს პორტუგალიელთა ექსპედიციამ, ბართლომეო დიასის ხელმძღვანელობით, რომელიც ღია ოკეანეში მიცურავდა, აფრიკას შემოუარა. მაგრამ მან ვერ შეამჩნია კონტინენტის სამხრეთი კონტურები და აფრიკას ინდოეთის ოკეანის მხრიდან მიადგა. ექსპედიციის წევრებმა მხოლოდ უკანა გზაზე მიაღწიეს აფრიკის უკიდურეს სამხრეთს და მას "ქარიშხლის" კონცხი უწოდეს. დაახლოებით ორი ათასი წელი დასჭირდა იმ ნაოსნობის განხორციელებას, რომლის შესახებაც მოსაზრება ჯერ კიდევ ჩვ. წ. აღ-მდე IV საუკუნეში ჩაისახა. ამ ნაოსნობის ერთ-ერთმა მონაწილემ მარტინ ბეჰაიმმა 1492 წელს პირველი გლობუსი შექმნა და მასზე იმ დროისთვის ცნობილი ყველა გეოგრაფიული მონაცემი დაიტანა.

ევროპიდან ინდოეთისა და ჩინეთის მიმართულებით ახალი გზების ძიება მეორე ათასწლეულის დასაწყისში და განსაკუთრებით XIII-XIV საუკუნეებში, ძირითადად სავაჭრო და ეკონომიკური მოსაზრებებით იყო განპირობებული. ამ ვაჭრობაში შუამავლის როლს ხმელთაშუა ზღვის სამხრეთით იმ დროს გაბატონებული არაბები ასრულებდნენ, რაც არ აწყობდათ ევროპელებს. X საუკუნეში ამ სავაჭრო გზებზე კიდევ ერთი დაბრკოლება გაჩნდა: ახალმა დამპყრობელმა – თურქებმა – სახმელეთო ურთიერთობა შეწყვიტა ჩინეთთან.

ყოველივე ამან საფუძველი დაუდო იმ ეპოქის დაწყებას, რომელიც დიდი გეოგრაფიული აღმოჩენების ეპოქის სახელწოდებით არის ცნობილი. სულ რაღაც 35-წლიან პერიოდში (1487-1522 წწ.) დედამიწის ზედაპირის თითქმის ნახევარი იქნა აღმოჩენილი.

1492 წლის 3 აგვისტოს დაიწყო ქრისტეფორე კოლუმბის პირველი ნაოსნობა. კოლუმბმა ჯამში ოთხი მოგზაურობა მოაწყო: 1492-1493 წწ., 1494-1496 წწ., 1498 წელს და 1502-1504 წლებში. ამ ნაოსნობების დროს უმნიშვნელოვანესი მოვლენა კი ამერიკის აღმოჩენა იყო. პირველი ნაოსნობის დროს კოლუმბმა შეამჩნია პასატები, აღმოაჩინა ჩრდილოეთ ეკვატორული დინება, გადაკვეთა სარგასის ზღვა და პირველმა აღმოაჩინა მაგნიტური ისრის გადახრა.

1497 წელს ჩინეთისკენ ახალი გზის საძიებლად სამოგზაუროდ სებასტიან კაბოტის ინგლისური ექსპედიცია დაიძრა. დედამიწის სფერული ფორმის გათვალისწინებით, მან დასავლეთით და ამასთან, უფრო მოკლე გზით, ანუ საკმაოდ მაღალი განედების გავლით გადაწყვიტა გამგზავრება. მან მოგზაურობა ბრისტოლიდან დაიწყო. ამ ნაოსნობისას კაბოტმა აღმოაჩინა ლაბრადორის ნახევარკუნძული, ხოლო მეორე ნაოსნობისას კი მიაღწია კ. ნიუფაუნდლენდს,

აღმოაჩინა ლაბრადორის დინება, შეისწავლა ამერიკის ნაპირები ჰატერასის კონცხამდე. კაბოტი პირველი ზღვაოსანი იყო, რომელმაც ისარგებლა გოლფსტრიმის დინებით ცურვის სიჩქარის გაზრდის მიზნით. როგორც ჩანს, კაბოტმა მრავალი წლის შემდეგ გაიმეორა ნორმანდიელების მივიწყებული ნაოსნობის მარშრუტი ოკეანის ამ ნაწილში.

ესპანელებისა და ინგლისელების აღმოჩენებმა სტიმული მისცა პორტუგალიელებს დაეწყოთ ახალი საზღვაო გზების ძიება. 1497 წლის 8 ივნისს ლისაბონიდან ვასკო და გამას სამი გემი გავიდა. მათ შემოუარეს "ქარიშხლის" კონცხს, რომელსაც იმ დროისთვის უკვე "კეთილი იმედის" კონცხი ერქვა და გადაკვეთეს მოზამბიკის დინება და ჩრდილოეთისაკენ გაემართნენ. აფრიკის პორტ მალინდიში გაჩერების შემდეგ ბორტზე არაბი ლოცმანი აიყვანეს და ისარგებლეს რა სამხრეთ-აღმოსავლეთის მუსონით, ვასკო და გამას გემებმა 1498 წლის გაზაფხულზე პორტ კალკუტას მიაღწიეს. ექსპედიცია, რომელმაც აღმოაჩინა ევროპიდან ინდოეთისკენ მიმავალი ახალი გზა აფრიკის შემოვლით, პორტუგალიაში 1499 წლის ზაფხულში დაბრუნდა.

ამ პერიოდში ესპანელებმა, რომლებიც ამერიკის დაპყრობასა და ათვისებას აგრძელებდნენ, პანამის ყელი გადაკვეთეს და წყნარი ოკეანე აღმოაჩინეს (ბალბოა, 1513 წლის 25 სექტემბერი). იმავე წელს ლოცმანმა ხუან ალამინოსმა გოლფსტრიმის დინების სათავე აღმოაჩინა. თუმცა კოლუმბის მოგზაურობებიდან დაწყებული ესპანელთა მთავარი ამოცანა ინდოეთში და ზონდის კუნძულებისაკენ ახალი საზღვაო გზის აღმოჩენა გადაჭრილი ვერ იქნა. ამიტომ სანაოსნოდ კიდევ ერთი ესპანური ექსპედიცია მოემზადა, რომელმაც მოგზაურობა 1519 წლის 20 სექტემბერს დაიწყო. ექსპედიციას გამოცდილი ზღვაოსანი, წარმოშობით პორტუგალიელი ფერნანდო მაგელანი ხელმძღვანელობდა. იგი იმედოვნებდა, რომ ამერიკას სამხრეთიდან შემოუვლიდა და ამ მიმართულებით სამი ხომალდისგან შემდგარი ესკადრით გაემგზავრა. შემოვლითი გზის ძიებაში იგი გრძელ და დაკლაკნილ სრუტეს წააწყდა, რომლის გადაკვეთასაც მან დაახლოებით ერთი თვე მოანდომა. 1520 წლის 27 ნოემბერს გემები წყნარ ოკეანეში გავიდნენ. ფ. მაგელანმა ოკეანეს, რომლის გადაკვეთასაც 99 დღე-ღამე მოანდომა, წყნარი ოკეანე უწოდა ოკენეში ცურვის პერიოდში ძირითადად, მშვიდი და წყნარი ამინდის გამო. ექსპედიციამ მარიანის კუნძულებს მიაღწია, შემდეგ ფილიპინის კუნძულებს მიუახლოვდა, სადაც აბორიგენებთან ბრძოლაში ექსპედიციის ხელმძღვანელი დაიღუპა (1521 წლის 27 აპრილი). 1521 წლის ბოლოს ესპანელები მოლუკის კუნძულებს მიუახლოვდნენ. ამ ადგილიდან გამართულ მდგომარეობაში მყოფმა

ერთადერთმა გემმა სებასტიან დე ელკანოს ხელმძღვანელობით გადაჭრა ზონდის არქიპელაგი, გადაკვეთა ინდოეთის ოკეანე და აფრიკას შემოუარა. ექსპედიცია სუნლუკარ-დე-ბარამედას პორტში (ქალაქ სევილია), საიდანაც იგი გავიდა, 1522 წლის 6 სექტემბერს დაბრუნდა.

დიდი გეოგრაფიული აღმოჩენების ეპოქის სამი უდიდესი ექსპედიციიდან ყველაზე მნიშვნელოვანი მეცნიერული შედეგები მაგელანის ექსპედიციას ჰქონდა. ქ. სევილიადან გენერალური კურსით დასავლეთისკენ, რომელიც არც უკან გზაზე შეუცვლია, დაბრუნდა რა ისევ სევილიაში, მაგელანმა დაამტკიცა, რომ დედამიწა სფერული ფორმისაა. მისმა ნაოსნობამ ასევე დაამტკიცა, რომ პლანეტის ზედაპირის უდიდესი ნაწილი ოკეანეს უკავია. ფ. მაგელანის მოგზაურობამდე მანძილი ევროპასა და ჩინეთს შორის დასავლეთის მიმართულებით ითვლებოდა, რომ გრძედის 130°-ის ტოლი იყო, მაგრამ მაგელანის მოგზაურობამ ცხადყო, რომ ეს მანძილი გრძედის 230° -ის ტოლია.

საინტერესოა, რომ ჯერ კიდევ ჩვ. წ. აღ-მდე III საუკუნეში, ერატოსთენე ამტკიცებდა, რომ თუ კუნძულ როდოსის პარალელურად მუდმივად დასავლეთის მიმართულებით ვიმოძრავებთ, ჩინეთს მივაღწევთ, თუმცა უზარმაზარი 240°-იანი მანძილის დაფარვა იქნება საჭირო. შესაძლოა, იმ დროის გეოგრაფიული მონაცემების სიმწირის გამო, ან იქნებ შემთხვევითიც, მაგრამ სწორი სიდიდე დავიწყებას მიეცა. დასავლეთის გზა გრძელი და რთული აღმოჩნდა, ამიტომ უფრო დიდი სავაჭრო მნიშვნელობა ინდოეთისკენ აფრიკის შემოვლით გზას მიენიჭა.

მაგელანის მარშრუტი 1525 წელს მოლუსკის კუნძულებამდე ლოაიასის ესპანურმა ესკადრამ გაიმეორა. მეორედ იგივე მარშრუტით 1577 წელს ინგლისელმა ფრენსის დრეიკმა იმოგზაურა. მან, ზონდის კუნძულებისკენ ცურვისას, წყნარ ოკეანეში გასასვლელლად მაგელანის სრუტე გაიარა. დრეიკმა ძლიერი შტორმისაგან თავის დასაღწევად სამხრეთისკენ აიღო გეზი, საიდანაც დინებამ აღმოსავლეთისკენ წაიღო და ინგლისელმა ზღვაოსანმა ისე, რომ არც ელოდა, სამხრეთ ამერიკის უკიდურეს სამხრეთ წერტილს – ჰორნის კონცხს შემოუარა. შედეგად, სრუტეს, რომელიც სამხრეთ ამერიკას ანტარქტიდისგან ყოფდა, მისი სახელი ეწოდა. დრეიკი ზონდის არქიპელაგიდან ევროპაში ინდოეთის ოკეანის გავლით დაბრუნდა.

დიდი გეოგრაფიული აღმოჩენების ეპოქის შემდეგ, მოგზაურთა და მკვლევართა ინტერესის ობიექტს მსოფლიო ოკეანის ჩრდილოეთი რეგიონები წარმოადგენდა. ჰოლანდიელებისა და ინგლისელების მცდელობამ აზიისა და ამერიკის გარშემო, ახალი ჩრდილო-აღმოსავლეთ და ჩრდილო-დასავლეთ გზები

აღმოეჩინათ, მრავალი ახალი ინფორმაცია შესძინა გეოგრაფიას. ამ ინტერესისა და მცდელობის სტიმულს ინდოეთისკენ აფრიკის შემოვლით მიმავალ გზაზე პორტუგალიელების ბატონობა წარმოადგენდა.

XVII საუკუნეში ინგლისელებმა მნიშვნელოვნად წაიწიეს წინ კანადის არქიპელაგის, ხოლო რუსებმა – აზიის მთელი ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაპირის გასწვრივ სანაპირო წყლების შესწავლის საქმეში. 1648 წელს ციმბირელმა კაზაკმა სემიონ დეჟნევმა აზიის აღმოსავლეთ ნაპირი აღმოაჩინა, რომელიც მისი აღწერილობით ამერიკისგან სრუტით იყო გამოყოფილი. დეჟნევის ეს აღმოჩენა დავიწყებულ იქნა და იგი 1728 წელს დანიელმა მეზღვაურმა, რომელიც რუსეთში პეტრე I-ის მიწვევით მსახურობდა - ვიტუს ბერინგმა გაიმეორა. თეთრი ზღვიდან მდ. კოლიმამდე ჩრდილოეთის ზღვების ნაპირების შესწავლისთვის განსაკუთრებული მნიშვნელობა ჰქონდა ჩრდილოეთის დიდ ექსპედიციებს რომლებიც რუსებმა 1734–1741 წლებში მოაწყვეს.

XVI საუკუნეში კვლავ გრძელდებოდა ზონდის არქიპელაგის შესწავლა და გაჩნდა ვარაუდი ახალი ხმელეთის – ავსტრალიის არსებობის შესახებ. 1642 წელს ჰოლანდიელმა ზღვაოსანმა აბელ ტასმანმა პირველმა შემოუარა სამხრეთიდან ავსტრალიას და ახალი ზელანდიის დასავლეთ ნაპირებს მიადგა, რომელიც მან სამხრეთის კონტინენტად – ანტარქტიდად მიიჩნია და რომლის არსებობაზეც მაშინ უკვე საუბრობდნენ.

ნაოსნობის დროს ცხადია, ოკეანის ბუნების კვლევებიც წინ მიიწევდა, იწყებდა ჩასახვას მეცნიერება ზღვის შესახებ, ყალიბდებოდა ძირითადი იდეები და მიმართულებები.

ოკეანეების სახელწოდებები დროთა განმავლობაში იცვლებოდა. XVII საუკუნეში გერმანელმა გეოგრაფმა ბერნჰარდ ვარენმა დაამკვიდრა ოკეანეების სახელწოდებები, მათ შორის: ატლანტის, წყნარი, ჰიპერბორული (ამჟამად ჩრდილოეთ ყინულოვანი) და სამხრეთის. ეს უკანასკნელი დასახელება იმ წყლებთან დაკავშირებით იხმარებოდა, რომლებიც გარს ერტყა სამხრეთის კონტინენტს – ანტარქტიდას და რომლის არსებობასაც მაშინ უკვე ვარაუდობდნენ. ამასთან, ამ ტერმინით ასევე, აღინიშნებოდა წყლის სივრცე, რომელიც ამჟამად ინდოეთის ოკეანის სახელწოდებით არის ცნობილი.

პირველი საზღვაო რუკები პირობითი ჰიდროგრაფიული ნიშნებით, რომლებიც რიფებსა და მეჩეჩებს აღნიშნავდა ესპანეთში 1527 წელს გამოჩნდა. 1579 წელს გამოიცა ბელგიელი კარტოგრაფისა და გეოგრაფის აბრაჰამ ორტელის ატლასი – პირველი სრულყოფილი ატლასი პტოლემეოსის ატლასის შემდეგ.

ორტელის ატლასის გამოცემამდე პერიოდულად პტოლემეოსის ატლასს გამოსცემდნენ დამატებებით. დაახლოებით იმავე პერიოდში ჰერარდ მერკატორმა, რომელიც კარტოგრაფიული პროექციების მათემატიკური მხარით იყო დაკავებული, ნაოსნობისათვის ძალზედ მნიშვნელოვანი (მერკატორის) პროექცია გამოიგონა. 1737 წელს საზღვაო რუკებზე პირველად გამოჩნდა ერთნაირი სიღრმის აღმნიშვნელი ხაზები – იზობათები. ამ ხაზების აღნიშვნა ნაპირების გასწვრივ მეტად მნიშვნელოვანი იყო ნავიგაციისთვის, რადგან ცნობები ოკეანიის სიღრმეების შესახებ მწირი და არც თუ ისე ზუსტი იყო. ხელის ლოტის გარდა სიღრმის საზომი სხვა საშუალება იმ დროს არ არსებობდა. ყოველივე ამის გამო ოკეანის საერთო რელიეფის შესახებ არასწორი შეხედულებები ჩამოყალიბდა. მკვლევარების უმრავლესობა მას ხმელეთის რელიეფს ამსგავსებდა. მარსილიმ (1725 წ.) პირველმა გამოთქვა სწორი მოსაზრებები ოკეანის ფსკერის გრუნტის შესახებ. მისი მტკიცებით ზედა ფენები დანალექი ლამებით იყო აგებული, ხოლო მათ ქვეშ ისეთივე მთის ქანები იყო განლაგებული, როგორიც ხმელეთზე გვხვდება.

დიდი ხნის განმავლობაში წყლის ტემპერატურას მხოლოდ ოკეანის ზედაპირზე ზომავდნენ. ვარაუდობდნენ, რომ წყლის ტემპერატურა სიღრმის მატებასთან ერთად კლებულობდა. ეს ვარაუდი 1500 მ სიღრმეზე ჩვეულებრივი თერმომეტრით, წყლის ტემპერატურის გაზომვის ცდებით დამტკიცდა. თუმცა ამ გაზომვების მწარმოებელმა ინგლისელმა კაპიტანმა ელისმა (1749 წ.) სწორად შენიშნა, რომ დაკვირვებები ცდომილებებს შეიცავდა, რადგან თერმომეტრი მისი წყლის ზედაპირზე ამოტანის დროს წყლის ზედა ფენებში მოძრაობისას თბებოდა.

ოკეანის წყლის მარილიანობის შესახებ გარკვეული ცნობები და მოსაზრებები XVIII საუკუნის დასაწყისში გაჩნდა. გეოგრაფი ვარენი ვარაუდობდა, რომ ოკეანის წყალი მარილიანობას ინარჩუნებს, მდიდრდება რა მუდმივად მდინარის წყლით ჩამოტანილი მარილებით. იგი სწორად ვარაუდობდა წყლების მაღალ მარილიანობას ეკვატორზე და ნაკლებ მარილიანობას პოლუსებისკენ და ასევე სწორად ხსნიდა ამ განსხვავებას აორთქლებით, ნალექებითა და მდინარის მტკნარი წყლის ნაკადებით. ვარენი ასევე, მიუთითებდა მტკნარი და მარილიანი წყლების გაყინვის განსხვავებულ ტემპერატურაზე. მარსილი ამ დროისთვის დარწმუნდა იმაში, რომ მარილიანი წყლის სიმკვრივე მტკნარი წყლის სიმკვრივეზე მეტია. წყალში მარილების წყაროდ იგი ოკეანის ფსკერზე მათ ბუდობებს მიიჩნევდა.

წყლის გამჭვირვალობის შეფასების პირველი ცდები ბუგეს (1760 წ.) ეკუთვნის, ხოლო ნიუტონსა და მარსილის ეკუთვნით მოსაზრებები ოკეანის წყლის ფერის

შესახებ. მოსაზრება მიქცევა-მოქცევის შესახებ, რომლის კავშირიც მთვარის ფაზებთან ჯერ კიდევ უძველეს დროში იყო ადამიანებისთვის ცნობილი, მნიშვნელოვნად განვითარდა მსოფლიო მიზიდულობის კანონზე დაყრდნობით. შემდგომში იგი გარკვეულწილად დაიხვეწა მაკლორენის, ეილერის, ბერნულისა და ლა-პლასის შრომებში.

დინებების შესახებ უამრავმა ცნობამ, რომელთა მოგროვებაც მრავალრიცხოვანი ექსპედიციების შედეგად მოხერხდა, საშუალება მისცა ა. კირხერს 1664 წელს, დინებების ამსახველი პირველი რუკა შეედგინა, თუმცა დინებების მიზეზების ახსნის სერიოზული მცდელობა იმ დროს ჯერ კიდევ არ შეიმჩნეოდა.

ყოველ წელს მსოფლიო ოკეანის კვლევა ფართოვდებოდა და ექსპედიციების რიცხვიც იზრდებოდა. ექსპედიციები ტარდებოდა სპეციალური სამეცნიერო მიზნებით, ასევე ეკონომიკური და სამხედრო-პოლიტიკური მოსაზრებებითაც.

მსოფლიო ოკეანის, კონტინენტებისა და კუნძულების შეუსწავლელი რაიონების შემცირებასთან ერთად ექსპედიციების მიზნებიც იცვლებოდა. მათ ამოცანას სულ უფრო ოკეანეში და მის ზემოთ არსებულ ატმოსფეროში, წყლის ფიზიკური თვისებების, ოკეანის ქიმიური, ბიოლოგიური პროცესებისა და გეოლოგიის შესწავლა წარმოადგენდა. ახალი ექსპედიციები აფართოებდნენ დაკვირვებების არეალს, ითვისებდნენ კვლევის ახალ მეთოდებს.

მოკლე ისტორიულ მიმოხილვაში ძნელია ყველა იმ ექსპედიციის შესახებ ცნობების მოწოდება, რომლებიც XVII-XVIII საუკუნეებში ეწყობოდა, ხოლო თანამედროვე ექსპედიციების ყველა კვლევის აღწერა უბრალოდ შეუძლებელია, რადგან მსოფლიო ოკეანეში განუწყვეტლივ მუშაობს სხვადასხვა ქვეყნის ათობით ექსპედიცია. ამიტომ მხოლოდ ყველაზე მნიშვნელოვან ექსპედიციებსა და ერთობლივ სამეცნიერო-კვლევით ღონისძიებებს შევეხებით.

მიუხედავად მრავალრიცხოვანი ექსპედიციებისა და სავაჭრო ხასიათის ნაოსნობებისა XVII საუკუნის შუა წლებამდე, ზოგადად მსოფლიო ოკეანე, კერძოდ კი წყნარი, ინდოეთისა და სამხრეთის ოკეანეები ნაკლებად იყო შესწავლილი. სწორედ ამის გამო სწრაფად განვითარებადი საზღვაო ქვეყანა ინგლისი ამ პერიოდში კვლევების ჩატარების მიზნით მსოფლიოს გარშემო რამდენიმე ნაოსნობას აწყობს. პირველი მათ შორის იყო ინგლისური სამხედრი გემის კაპიტნის ჯორჯ ენსონ ბაირონის ნაოსნობა (1764 წ.). ინგლისს საფრანგეთმაც მიბაძა. ფრანგულ ექსპედიციას, რომელიც ნაოსნობაში 1766 წელს

გაემგზავრა ფრანგი გრაფი ლუი ანტუან დე ბუგენვილი ხელმძღვანელობდა. XIX საუკუნის დასაწყისში ასეთი ექსპედიციების მოწყობა რუსეთმაც დაიწყო.

საზღვაო და გეოგრაფიულ მეცნიერებათა სფეროში მნიშვნელოვანი მოვლენა იყო ინგლისში ორგანიზებული სამი მოგზაურობა ჯეიმს კუკის ხელმძღვანელობით. პირველი ნაოსნობისას (1768-1771 წწ.) ჯ. კუკმა, რომელიც სამხრეთის მატერიკის პოვნას ცდილობდა, ახალი ზელანდიის აღმოსავლეთ სანაპიროები, შემდეგ კი ავსტრალიის აღმოსავლეთ სანაპირო აღმოაჩინა. კუკმა, რომელიც შედარებით ზომიერ განედებში ცურავდა, სამხრეთის კონტინენტის არსებობის ვერანაირ დამამტკიცებელ ნიშანს ვერ მიაგნო.

კუკის მეორე ნაოსნობის (1772-1775 წწ.) მთავარი ამოცანა კვლავ ანტარქტიდის აღმოჩენა იყო. ჯ. კუკი, რომელმაც სამხრეთ განედის 71º-ს მიაღწია და ხშირად ყინულებს მიაპობდა, სამხრეთ ნახევარსფეროს საკმაოდ მაღალი განედების გავლით შემოუარა, მაგრამ ახალი კონტინენტი ვერ აღმოაჩინა. იგი დარწმუნებული იყო სამხრეთის მატერიკის არსებობაში, მაგრამ ამ ნაოსნობის შემდეგ განაცხადა, რომ კონტინენტი, თუკი ის მართლაც არსებობდა, სამხრეთ პოლუსის გარშემო მდებარეობდა, სადაც ცურვა შეუძლებელი იყო. იგი თვლიდა, რომ ამ კონტინენტის ძიება უნდა შეწყვეტილიყო. ცნობილი და ავტორიტეტული ზღვაოსნის ასეთმა განცხადებამ ხანგრძლივი დროით შეაყოვნა მეექვსე კონტინენტის აღმოჩენის შემდეგი მცდელობები.

ჯეიმს კუკის უკანასკნელი მოგზაურობა (1776-1779 წწ.), რომლის დროსაც იგი დაიღუპა, ძირითადად წყნარ ოკეანეში მიმდინარეობდა. მან ჩრდილოეთ ამერიკის ნაპირები მდინარე კოლუმბიის შესართავიდან ბერინგის სრუტემდე, შემდეგ კი – აზიის ნაპირები კამჩატკის კიდემდე გამოიკვლია.

ჯეიმს კუკის ნაოსნობიდან 1872 წლამდე პერიოდში, (როდესაც მოეწყო ინგლისური ექსპედიცია გემით "ჩელენჯერი", რაც საზღვაო მეცნიერების განვითარებაში გარდატეხის წერტილი იყო) 75 საზღვაო ექსპედიცია ჩატარდა, რომელთაგან 25 მსოფლიოს გარშემო მოეწყო. ამასთან, მსოფლიოს გარშემო 8 მოგზაურობა რუსებს ეკუთვნით. პირველი ექსპედიცია (1803-1806 წწ.) განხორციელდა გემებით "ნადეჟდა" და "ნევა". "ნადეჟდას" მეთაურობდა ექსპედიციის ხელმძღვანელი ივანე კრუზენშტერნი, ხოლო "ნევას" – იური ლისანსკი. 1819 წელს მოეწყო პირველი რუსული ექსპედიცია ანტარქტიკაში. იგი კრონშტადტიდან 4 ივლისს გავიდა. ექსპედიცია 1821 წლამდე მუშაობდა და მისი მთავარი ამოცანა სამხრეთ-პოლარული კონტინენტის აღმოჩენა იყო. ექსპედიცია სანაოსნოდ აფრებიანი კანჯოებით - "ვოსტოკი" და "მირნი" გაემგზავრა,

რომელთაგან პირველს ექსპედიციის ხელმძღვანელი ფიოდორ ბელინსჰაუზენი, ხოლო მეორეს – ადმირალი მიხეილ ლაზარევი მეთაურობდა. ექსპედიციამ დედამიწას გარს შემოუარა სამხრეთ ნახევარსფეროს ძალიან მაღალ განედებში და მრავალჯერ აიღო გეზი სამხრეთით, რათა კონტინენტისთვის მიეღწია, რაც შესძლო კიდეც. 1820 წლის 28 (16) იანვარს გემები იმდენად მიუახლოვდნენ ანტარქტიდის ყინულებს, რომ ყოველგვარი ეჭვი მეექვსე კონტინენტის არარსებობის შესახებ სრულიად გაქარწყლდა. სწორედ ეს დღე ითვლება რუსი ზღვაოსნების მიერ ანტარქტიდის აღმოჩენის დღედ. გარდა ამისა, ექსპედიციამ ასევე აღმოაჩინა პეტრე I-ის კუნძული, ალექსანდრე I-ის მიწა, რამდენიმე მცირე ანტარქტიკული კუნძული და სხვა კუნძულები წყნარ ოკეანეში.

თუ კუკის ნაოსნობებს გეოგრაფიული აღმოჩენებისთვის უდიდესი მნიშვნელობა ჰქონდა კოლუმბის, ვასკო და გამასა და მაგელანის მოგზაურობების შემდეგ, ბელინსჰაუზენისა და ლაზარევის მოგზაურობები უმნიშვნელოვანესი იყო კუკის მოგზაურობების შემდეგ. ამ ნაოსნობებით ფაქტიურად, დასრულდა მნიშვნელოვანი საზღვაო აღმოჩენები, რადგან ამ დროისათვის ყველა მნიშვნელოვანი საწყალოსნო ობიექტები აღმოჩენილი იქნა.

საზღვაო მეცნიერების განვითარებაზე XIX საუკუნის დასაწყისში და შუა წლებში მნიშვნელოვანი გავლენა მოახდინა ორმა მკვლევარმა: ალექსანდრე ჰუმბოლდტმა (1769-1859 წწ.) და მორმა (1807-1873 წწ.). ჰუმბოლდტმა დიდი წვლილი შეიტანა გეოგრაფიის ყველა დარგში და კვლევების ახალი მეთოდების შემუშავებაში სფეროში. კერძოდ, მას ეკუთვნის წინადადება სითბური რეჟიმების დასახასიათებლად იზოთერმების რუკების გამოყენების ანუ იზოხაზების მეთოდის შესახებ, რომელიც შემდგომში ოკეანისა და ატმოსფეროს სხვა რეჟიმების ასაღწერადაც იქნა გამოყენებული. ამ მეთოდს დღესაც ფართოდ იყენებენ.

მორმა პირველმა აღნიშნა, რომ ნაოსნობის უსაფრთხოებისათვის მეტად მნიშვნელოვანი იყო ოკეანესა და ატმოსფეროში მიმდინარე მოვლენებზე რეგულარული დაკვირვებები და კვლევები. მან ჩამოაყალიბა გემზე მეტეოროლოგიური დაკვირვებების წესები, რაც ძალზედ მნიშვნელოვანი იყო საზღვაო მეტეოროლოგიის განვითარებისთვის. ამ საკითხს 1853 წელს მიეძღვნა საერთაშორისო საზღვაო კონფერენცია, რომელიც მისივე ინიციატივით იქნა მოწვეული. კონფერენციამ შეიმუშავა გემზე დაკვირვებების წარმოების წესები, რომლებიც მთელი მსოფლიოს ფლოტების მიერ იქნა მიღებული.

1872 წელს მოეწყო ინგლისელთა ექსპედიცია გემით "ჩელენჯერი", რომელიც სპეციალურად აღჭურვეს საზღვაო სამეცნიერო-კვლევითი სამუშაოების

ჩასატარებლად. ექსპედიციის სამუშაო გეგმა, რომელსაც მსოფლიოს გარშემო უნდა ემოგზაურა, საკმაოდ ვრცელი იყო. ცურვის სამნახევარი წლის მანძილზე "ჩელენჯერის" ეკიპაჟმა 362 წყალქვეშა სადგური მოაწყო, საიდანაც წყლის სიღრმის, გრუნტის შემადგენლობის, ფსკერული ტემპერატურის განსაზღვრა ხდებოდა, იღებდნენ ფსკერული წყლის ნიმუშებს და ხშირად დრაგით (მცურავი კომპლექსური სამთო-გამამდიდრებელი მოწყობილობა, რომელიც წყალქვეშა სასარგებლო წიაღისეულის დასამუშავებლად გამოიყენება) ამოჰქონდათ ფსკერული ცხოველებისა და მცენარეების ნიმუშები. სადგურების სხვა ჰორიზონტებზე ასევე განისაზღვრებოდა წყლის ტემპერატურა, ხდებოდა წყლის ნიმუშების აღება და ფლორისა და ფაუნის შესწავლა. ყველა სადგურზე დგინდებოდა ზედაპირული დინებები, ხოლო ზოგიერთზე – სიღრმული დინებაც. წარმოებდა ყოველსაათობრივი მეტეოროლოგიური დაკვირვება. რამდენიმეწლიანი დაკვირვებებით მიღებული დიდი რაოდენობით შედეგები დამუშავდა და გადმოცემულ იქნა ნაშრომის სახით, რომელიც 50 ტომს შეადგენდა. "ჩელენჯერის" მიერ ჩატარებული სამუშაოს უდიდესი მნიშვნელობა ჰქონდა საზღვაო მეცნიერების განვითარებისთვის: ამ ექსპედიციის დროს გამოიცადა და გამოყენებულ იქნა ოკეანის კვლევის მრავალი ახალი მეთოდი და მოწყობილობა; ითვლება, რომ სწორედ ამ ექსპედიციამ დაუდო სათავე მსოფლიო ოკეანის სპეციალურ დეტალურ შესწავლას. "ჩელენჯერის" მოგზაურობის შემდეგ მსოფლიოს თითქმის ყველა ქვეყანა ჩაება ოკეანის შესწავლის საქმეში და ამ მიზნით ანალოგიურ საექსპედიციო სამუშაოებს ატარებდა. თუკი საზღვაო ექსპედიცია სხვა მიზნით ეწყობოდა, მის გეგმაში აუცილებლად შედიოდა ოკეანოგრაფიული და ჰიდროფიზიკური დაკვირვებების წარმოება.

ექსპედიციები აზუსტებდნენ მსოფლიო ოკეანის სხვადასხვა რაიონის შესახებ არსებულ ცნობებს, დაწვრილებით იკვლევდნენ უკვე შესწავლილ რაიონებს. გაგაცნობთ რამდენიმე მნიშვნელოვან ექსპედიციას ნაკლებად შესწავლილ რაიონებში.

1894-1896 წლებში ნორვეგიელი ფრიტიოფ ნანსენის ხელმძღვანელობით ჩრდილოეთ ყინულოვან ოკეანეში განხორციელდა ცნობილი მოგზაურობა გემით "ფრამი". მან აღმოაჩინა, რომ ოკეანის საკმაოდ დიდი ფართობის მქონე რაიონები ძალიან დიდი სიღრმისაა და მსოფლიო ოკეანის ამ ნაწილის ფიზიკური პროცესებისა და ბიოლოგიის დიდად ღირებული აღწერილობა მოგვცა.

1885 წლიდან დაიწყო მსოფლიო ოკეანის ფართომასშტაბიანი კვლევები, რომელსაც მონაკოს პრინცი ალბერი I აწარმოებდა. კვლევები, ამ მიზნით

სპეციალურად აგებული გემებით, ხმელთაშუა ზღვაში და ატლანტის ოკეანეში – ეკვატორიდან შპიცბერგენამდე წარმოებდა. ალბერის დიდ დამსახურებად უნდა ჩაითვალოს 1896 წელს მონაკოში ოკეანოგრაფიის მუზეუმის გახსნა, ხოლო 1906 წელს პარიზში სორბონის უნივერსიტეტთან არსებული ოკეანოგრაფიის ინსტიტუტის გახსნა. ალბერმა გამოსცა მსოფლიო ოკეანის პირველი რუკა მასშტაბით $1:10^7$ იმ დროისთვის გაზომილი ყველა სიღრმის ჩვენებით.

რუსული კორვეტის (სამანძიანი სამხედრო გემი) «Витязь» (“ვიტიაზი”) მსოფლიოს გარშემო მოგზაურობა, პირველი რანგის კაპიტნის სტეფანე მაკაროვის მეთაურობით, 1886-1889 წლებში პირდაპირი სამეცნიერო მიზნებით არ განხორციელებულა, მაგრამ საზღვაო მეცნიერებისადმი ექსპედიციის მეთაურის დიდი სიმპატიის გამო ექსპედიციამ ცურვის დროს ძვირფასი მასალა მოაგროვა. 261 წყალღრმა სადგურზე მოპოვებული მონაცემთა დამუშავების შემდეგ ეს მასალები გამოიცა მაკაროვის ნაშრომში «Витязь и Тихий Океан» (“ვიტიაზი” და წყნარი ოკეანე”).

1889 წელს მაკაროვის ინიციატივით ჩრდილოეთ ყინულოვანი ოკეანის შესწავლის მიზნით რუსეთში იმ დროისთვის ყველაზე მძლავრი ყინულმჭრელი “ერმაკი” (6000 ტ წყალწყვის და 10 000 ცხენის ძალის სიმძლავრის მატარებლით) აიგო. ყინულზე, შპიცბერგენიდან დასავლეთით მისი გამოცდისას, მაკაროვმა საინტერესო კვლევები ჩაატარა, რომლებიც 1901 წელს ნაშრომში «Ермак» во льдах» (“ერმაკი” ყინულში”) გამოქვეყნდა.

1878 წლიდან 1906 წლამდე პერიოდში ჩრდილოეთ ყინულოვან ოკეანესა და მის ზღვებში ევრაზიის ნაპირებთან თითქმის უწყვეტად, ზოგჯერ კი რამდენიმე წლის განმავლობაშიც ზედიზედ შვიდი რუსული ექსპედიცია მუშაობდა (ა. ი. ვილკიცკოვის, ფ. კ. დრიჟენკოსა და ა. ი. ვარნეგის ექსპედიციები 10 წლის განმავლობაში 1894-დან 1904 წლამდე მუშაობდნენ). იმავე პერიოდში ატლანტის ოკეანის ჩრდილოეთში, თითქმის კ. გრენლანდიამდე დანიის, ბელგიისა და ნორვეგიის რამდენიმე ექსპედიცია აწარმოებდა კვლევებს.

1878-1879 წლებში ჩრდილოეთ ყინულოვანი ოკეანე პირველად დასავლეთიდან აღმოსავლეთით, ევროპისა და აზიის ნაპირებს გასწვრივ, თითქმის ბერინგის სრუტემდე ნორდენშელდის შვედურმა ექსპედიციამ გემით “ვეგა” გადაკვეთა. ჩრდილოეთ ამერიკის ნაპირების გასწვრივ აღმოსავლეთიდან დასავლეთის მიმართულებით პირველი გამჭოლი გადაკვეთა კი ამუნდსენის ნორვეგიული ექსპედიციის მიერ გემით “იოა” 1903-1906 წლებში განხორციელდა.

რუსი ზღვაოსნების მიერ ანტარქტიდის აღმოჩენის შემდეგ ინტერესი ოკეანის სამხრეთ რაიონებისადმი კვლავ გაიზარდა. სხვადასხვა ქვეყნის მრავალი ექსპედიცია უახლოვდებოდა კომტინენტს და მის სანაპიროებს აღწერდა.

XIX საუკუნეში სხვადასხვა ქვეყანაში მთელი რიგი სპეციალური დაწესებულებები შეიქმნა, რომლებიც დაკავებული იყვნენ მსოფლიო ოკეანის კვლევით და ტარდებოდა საერთაშორისო კონგრესები ამ კვლევებთან დაკავშირებით; ასევე საფუძველი ჩაეყარა საერთაშორისო დაწესებულებების შექმნას, რომლებიც კოორდინაციას უწევდნენ მსოფლიო ოკეანის ერთობლივ კვლევებს. ასე მაგალითად, ინგლისში საზღვაო გამოკვლევები სამეფო საზოგადოების ინიციატივით (ინგლისის მეცნიერებათა აკადემია) დაიწყო; გერმანიაში, 1869 წელს ზღვების შემსწავლელი კომისია შეიქმნა; რუსეთში საზღვაო კვლევებს სათავეში ედგა საზღვაო სამინისტრო და მის დაქვემდებარებაში მყოფი მთავარი ჰიდროგრაფიული სამმართველო, ასევე, რუსეთის გეოგრაფიული საზოგადოება.

1899 წელს ბერლინში მოწვეულ იქნა საერთაშორისო გეოგრაფიული კონგრესი, რომელზეც მოხსენებულ იქნა იმავე წელს სტოკჰოლმში ჩატარებული სპეციალური კონფერენციის წინადადება ზღვის შემსწავლელი საერთაშორისო კომისიის შექმნის საკითხზე. ამ წინადადებას ხორცი 1902 წელს შეესხა. კომისიის შემადგენლობაში შევიდნენ ბელგია, დიდი ბრიტანეთი, გერმანია, დანია, ნიდერლანდები, ნორვეგია, რუსეთი, შვედეთი და აშშ. კომისიამ ზღვების შემსწავლელი საერთაშორისო საბჭო შექმნა, რომელსაც კვლევების მუდმივი ხელმძღვანელობა დაევალა. საბჭოს მთავარ ამოცანას წარმოადგენდა ზღვის სარეწების შესწავლა მათი მტაცებლური განადგურებისაგან დაცვის მიზნით. საერთაშორისო საბჭომ ასევე ბევრი რამ გააკეთა უშუალოდ საზღვაო მეცნიერების განვითარების მიმართულებით. კერძოდ, მან გამოსცა საერთაშორისო ოკეანოგრაფიული ცხრილები, რომლებიც ზღვის წყლის მარილიანობის განსაზღვრის საშუალებას იძლეოდა წყლის სიმკვრივის ან ქლორის შემცველობის მიხედვით; დააწესა სტანდარტული ჰორიზონტები ზღვებსა და ოკეანეებში დაკვირვებების საწარმოებლად და მუდმივი მეთვალყურეობა მნიშვნელოვან ჭრილებზე ოკეანის სხვადასხვა რაიონში. ასევე, დაიგეგმა სპეციალური დაკვირვებები მსოფლიო ოკეანის სხვადასხვა რაიონში. საერთაშორისო ორგანიზაციის მიერ დაკვირვებების წარმოების აუცილებლობა საკვლევი ობიექტის უზარმაზარმა ზომებმა და მრავალი დაკვირვების სინქრონულად წარმოების

აუცილებლობამ განაპირობა. გარდა ამისა, საბჭო დაკავებული იყო კვლევების ახალი მეთოდებისა და აპარატურის სტანდარტიზაციით.

XX საუკუნეში წმინდა საზღვაო ექსპედიციების რაოდენობა შემცირდა და რადგან ძირითადი გეოგრაფიული ობიექტები ამ დროისთვის უკვე აღმოჩენილი იყო, აღმოჩენები მხოლოდ პოლარულ რაიონებში გრძელდებოდა. სამაგიეროდ, იზრდებოდა ოკეანოლოგიური ექსპედიციების რიცხვი, რის შედეგადაც ზუსტდებოდა სანაპირო ზოლის კონფიგურაციები, ზღვებისა და ოკეანეების საზღვრები, წარმოებდა ახალი დინებების აღმოჩენა და მათი კანონზომიერებების შესწავლა, მსოფლიო ოკეანის ფსკერის რელიეფის მცირე და დიდი დეტალების აღმოჩენა.

ასეთი ექსპედიციების მაგალითს წარმოადგენს ექსპედიციები, რომლებიც სწავლობდნენ ჩრდილოეთ ყინულოვანი ოკეანის განაპირა ზღვებს, წარმოებდა სამუშაოები მოდრეიფე სამეცნიერო სადგურებზე, რომელთაგან ყველაზე ცნობილი იყო სადგური "Северный полюс I" ("ჩრდილოეთ პოლუსი I"). შწორედ ამ სადგურზე დაფუძნდა ჩრდილოეთ ყინულოვანი ოკეანის ცენტრალური რაიონების კვლევის ახალი და დღეს უკვე ტრადიციული მეთოდი.

ანტარქტიკის გამოკვლევები განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი იყო დედამიწის ბუნების შესასწავლად. ეს კვლევები ყველაზე ინტენსიურად სწორედ XX საუკუნეში მიმდინარეობდა. ამჟამად ანტარქტიკის შესწავლაში, რომელსაც კოორდინაციას ანტარქტიკის კვლევების საერთაშორისო კომიტეტი (SKAR) უწევს, 12 ქვეყანა მონაწილეობს. რუკაზე აღნიშნული და აღწერილია ანტარქტიკის პრაქტიკულად ყველა სანაპირო და მიმდებარე კუნძულები, დადგენილია სამხრეთის ოკეანის ზღვების საზღვრები და მისი ჩრდილოეთ საზღვარი. ასევე, დადგენილია ანტარქტიკის, როგორც დედამიწის თავისებური კლიმატური რეგიონის, საზღვრები.

უკანასკნელ წლებში საზღვაო ექსპედიციებმა ეკვატორული უკუდინება აღმოაჩინეს; დააზუსტეს უკვე ცნობილი დინებების საზღვრები და რეჟიმები; შეისწავლეს დასავლეთის ქარების დინება და აღმოსავლეთის დინება სამხრეთის ოკეანეში; აღმოაჩინეს კრომველის წყალქვეშა დინება წყნარ ოკეანეში, ლომონოსოვის დინება – ატლანტის ოკეანეში, ჰუმბოლტის დინება პერუს დინების ქვეშ და სხვა. თუმცა, წყლის ფენების დინამიური რეჟიმი 1500-2000 მ სიღრმის ქვემოთ ჯერ კიდევ ნაკლებად არის შესწავლილი.

მრავალრიცხოვანი ექოლოტური გაზომვების შედეგად შესაძლებელი გახდა მსოფლიო ოკეანის ფსკერის რელიეფის საკმაოდ ზუსტი სურათის მიღება. აღმოჩენილ იქნა ახალი ქედები (მაგალითად, ლომონოსოვის ქედი, რომელიც

ჩრდილოეთ ყინულოვანი ოკეანის ცენტრალურ რაიონებს კვეთს), აზევებები, ღრმულები, წყალქვეშა ვულკანები; დადგინილია მსოფლიო ოკეანის მაქსიმალური სიღრმის ახალი სიდიდე მარიანის ღრმულში, რომელიც 11034 მეტრს უდრის. ადამიანმა მსოფლიო ოკეანის სიღრმეებშიც შეაღწია. 1934 წელს ამერიკელებმა უილიამ ბიბუმ და ოტის ბარტონმა, მათ მიერვე შექმნილი წყალქვეშა სიღრმეების შემსწავლელი სპეციალური აპარატით – ბატისფერით 923 მ სიღრმემდე ჩააღწიეს. 1960 წლის 23 იანვარს, ბატისკაფით " ტრიესტი", რომელშიც შვეიცარიელი ჟან პიკარი და ამერიკელი დონ უოლში იმყოფებოდნენ განხორციელდა ჩასვლა დედამიწის უღრმეს ადგილას - მარიანის ღრმულში. ბოლო პერიოდში ზღვის ფსკერის შესწავლა სპეციალური ხანგრძლივმოქმედი წყალქვეშა ლაბორატორიების დახმარებითა და ცვლებში მომუშავე პერსონალით მიმდინარეობს. პირველი ასეთი სამუშაოები ფრანგი მკვლევარის ჟაკ ივ კუსტოს ინიციატივით ჩატარდა. ასეთი წყალქვეშა ლაბორატორია შავ ზღვაზეც მუშაობს.

1.2 ოკეანის მნიშვნელობა ცივილიზაციის განვითარებაში

ჩვენი წინაპრების მოგზაურობების არეს განსაზღვრავდა იმ დროს არსებული საკმაოდ მწირი ნავიგაციური საშუალებები.

პირველი მეზღვაურები ძირითადად ნაპირის გასწვრივ ცურავდნენ, ხოლო შემდეგ გაბედეს რა გაშლილ ოკეანეში ცურვა, ვარსკვლავების საშუალებით იკვლევდნენ გზას. გამონაკლისად ინდოეთის ოკეანე შეიძლება ჩაითვალოს, სადაც მეზღვაურთა კურსისა და დროის განსაზღვრა ბევრად იყო დამოკიდებული სეზონურ მუსონურ ქარებზე. მრავალი ხალხი თუ რასა ცხოვრობდა იზოლირებულად ერთმანეთისაგან, სრული უმეცარებით ერთმანეთის შესახებ, თავიანთი კულტურით და ტრადიციებით, თავისებური შეხედულებით დედამიწაზე და მის გარემოზე. სავარაუდოა, რომ ცივილიზაციის განვითარების ტემპები გაცილებით მაღალი იქნებოდა, რომ არა მიწის და წყლის ბუნებრივი ბარიერები ცალკეულ ხალხებს შორის.

. იმ დღიდან, როდესაც ოკეანე დაუძლეველ ბარიერად გვევლინება და იმ დრომდე, როდესაც იგი ერთერთ მნიშვნელოვან კომუნიკაციურ საშუალებად გადაიქცა, ადამიანს მრავალი მსხვერპლის გაღება მოუხდა. პოლინეზიელები და ინდოელები იყვნენ ალბათ პირველნი, რომლებმაც შესძლეს ოკეანის გადაკვეთა –

ამაზე მიგვითითებს ცალკეული არქეოლოგიური აღმოჩენები და ადგილების დასახელებანი. ასე, მაგალითად, კუნძულ სოკოტრას (Sokotra) სახელი ადენის სრუტეში უკავშირდება სანსკრიტულ სახელს, (Davipa Sukhatara)- ას.

ინდოეთის კოლონია სოკოტრაზე დაარსდა 3000წ. ჩვენს წელთაღრიცხვამდე და იარსება რომის იმპერიის არსებობის ბოლო დრომდე. მოგვიანებით, ფინიკიელებმა (თანამედროვე ლიბანი), ჰერკულესის სვეტების გავლით, ჰიბრალტარის სრუტეში მიაღწიეს Finisterre და Scily Islands და აღმოაჩინეს კანარის კუნძულები - ” Isulae Fortunetae”, როგორც მას პლუტარხე, პლინიუსი და პტოლომე იხსენიებენ. დაახლოებით 1500 წლებში ჩ.წ. გამოცდილ ფინიკიელ მეზღვაურებს იყენებენ არაბეთის ქვეყნების მეფეები ახალი მიწების აღმოჩენებისათვის. ზოგი მეცნიერი სწორედ ფინიკიელებს მიაწერს პირველ მოგზაურობას აფრიკის კონტინენტის ირგვლივ. მომდევნო საუკუნეებში ინტენსიური ნავიგაცია წარმოებდა ინდოეთის ოკეანეში, რომაელებსა და აღმოსავლეთ ქვეყნებს შორის ვაჭრობის წყალობით. უფრო გვიან კი, შუა საუკუნეებში, პრივილეგია ამ ურთიერთობისა თითქმის მთლიანად არაბების ხელში აღმოჩნდა სანამ, XV საუკუნის მეორე ნახევარში ახალი კოლონიების და მიწების აღმოჩენით დაინტერესებულებმა პორტუგალიელებმა არ გახსნეს ისტორიული აღმოჩენების ახალი ერა. ამ გრანდიოზულ აღმოჩენებს ხელი შეუწყო ამ დროისათვის შექმნილმა ისეთმა ახალმა ნავიგაციურმა ინსტრუმენტებმა, როგორიც იყო კომპასი და ასტროლაბის (astrolabe) მსგავსი ინსტრუმენტი, ე.წ. ”cross staff”, რომელსაც ხმარობდა კოლუმბი და რომელიც ციური სხეულების სიმაღლის და მათ შორის კუთხეების გაზომვის შესაძლებლობას იძლეოდა. იგი ჯერ კიდევ პტოლომეს (87-165 ჩ.წ.) ჰქონდა მოცემული, მაგრამ მისი გამოყენება ნავიგაციაში გაცილებით გვიან მოხდა, ხოლო კომპასი, რომლის შექმნას ჩინელებს მიაწერენ, არაბი ვაჭრების და მეზღვაურების საშუალებით XIII საუკუნეში ევროპის ქვეყნებისთვისაც გახდა ცნობილი. ესპანელებმა და პორტუგალიელებმა 1420-ანი წლებიდან 1520 წლამდე აღმოაჩინეს და ნაწილობრივ აითვისეს არა მარტო ცენტრალური ამერიკა და ჩრდილოეთ ამერიკის სამხრეთ-აღმოსავლეთი ნაწილი, არამედ სამხრეთ ამერიკის ატლანტიური ნაპირიც, ხოლო მაგელანმა 1519-1522 წლებში პირველმა შემოუარა დედამიწას. მათვე ეკუთვნის პირველი მნიშვნელოვანი ჩანაწერები ოკეანის ბუნების შესახებ, ხოლო Berhard Varenius-ის (1622-1650) „Geographia Generalis”-ში პირველად იქნა მოცემული 3 თავი ოკეანოგრაფიაში. შემდგომ წლებში ჩატარებული იქნა პირველი გაზომვები ზღვის

წყლის მარილიანობისა და ტემპერატურაზე (E.Halley, 1715, Benjamin Franklin, 1770 და სხვა).

ადამიანის გონებამ მოინდომა ოკეანის სიღრმეში, მის მესამე განზომილებაში ჩაწვდომა. ალექსანდრე ჰუმბოლდტი 1845 წელს, თავისი "კოსმოსი"-ს პირველ ტომში წერს, რომ ორივე სიღრმე - ატმოსფეროსი და ოკეანისა ჯერ შეუცნობელია. მე-18 საუკუნეში იყო სიღრმის გაზომვის ცალკეული ცდები (Captain Phipps, 1773 წწ., 1230 მ ჩრდილოეთ ზღვაში; Sir Gorn Ross 1818წწ, 1800 მ ბაფინის ყურეში), მაგრამ ზოგიერთი გამონაკლისის გარდა, სათანადო ინსტრუმენტების უქონლობის გამო, ყველა გაზომვები ზედაპირულ წყლებში ტარდებოდა. ოკეანოგრაფიულ კვლევას ძლიერი ბიძგი მისცა სიღრმეების ცოდნის აუცილებლობამ საინჟინრო ინტერესებისათვის. ჯერ ელექტრომაგნიტური ტელეგრაფის გამოგონებამ (Gauss and Weber, 1833), ხოლო შემდეგ ტრანსკონტინენტური კაბელური სისტემების წყალქვეშ გაყვანის იდეამ, გამოიწვია სიღრმის ინტენსიური გაზომვების ციკლი (ინგლისის გემი "ციკლოპი" (Cyclops) 1857-1858 წლებში). ამავე ექსპედიციის დროს პირველად იქნა გამოყენებული წნევაგამძლე სირღმული თერმომეტრები.

მეორე ფაქტორი, რომელმაც დიდი როლი ითამაშა ოკეანოგრაფიული და მეტეოროლოგიური მეცნიერებების განვითარებაში, იყო სავაჭრო და კომუნიკაციური მიზნები, როდესაც ქარების, ტალღების, დინებების და შტორმების შესწავლა აუცილებელი გახდა გემების მშვიდობიანად და მოკლე გზით ცურვისათვის. ამ წლებში მიღებული მონაცემები და გამოცდილება დაედო საფუძვლად 1855წ. მაურის (Matthew F.Maury, 1806-1973) პირველ სახელმძღვანელოს ოკეანოგრაფიაში – "ზღვის ფიზიკურ გეოგრაფია"-ს.

საინტერესოა ის ფაქტი, რომ მესამე ფაქტორი, რომელმაც განაპირობა ოკეანის კვლევის ინტენსიფიკაცია უკვე წმინდა მეცნიერული ინტერესებიდან გამომდინარეობდა. საქმე იმაშია, რომ მე-19 საუკუნის 60-იან წლებამდე მეცნიერულ წრეებში, ედვარდ ფორბსის 1843 წელს გამოცემულ მონოგრაფიაში "აბისალური თეორია" ("Abyssal Theory") მოცემული შეხედულებანი ბატონობდა, რომელთა მიხედვით ითვლებოდა, რომ სრული უსინათლობის პირობებში ცოცხალი ორგანიზმების არსებობა 550 მ ქვევით შეუძლებელია. ეს შეხედულება უარყოფილი იქნა 60-იან წლებში, როდესაც 3000 მეტრი სიღრმიდან შესაკეთებლად ამოღებულ ტრანსატლანტიკურ კაბელს უამრავი ცოცხალი ორგანიზმი ამოყვა. ამ ფაქტმა საზღვაო ბიოლოგიის ფუნდამენტური კვლევა გამოიწვია, რომელიც მისი ფიზიკური ბუნების შესწავლასთან ერთად მიმდინარეობდა. მომდევნო წლებში გაფართოვდა როგორც საკვლევი არე, ასევე სამეცნიერო ექსპედიციების რიცხვიც, კვლევა უკვე

სისტემატურ ხასიათს იღებს და ეყრდნობა სტაციონარულ სადგურებზე და წერტილებზე მიღებული დაკვირვებების მონაცემებს. აქ შეიძლება დავასახელოთ რამდენიმე ღირსშესანიშნავი ექსპედიცია, ისეთი როგორიც ჩატარდა 1872-1889 წ.წ. ცნობილი ბრიტანული სამეცნიერო-საკვლევი გემით "Challenger" ლორდ ტომპსონის ხელმძღვანელობით, ამერიკული ექსპედიცია "ენტერპრაიზ"-ით ("Enterprise") 1883-1886მ წლებში, მონაკოს პრინცის ალბერტის ექსპედიციები და ა.შ.

პერიოდი 20-ე საუკუნის დასაწყისიდან I მსოფლიო ომამდე, რომელიც პირობითად I პერიოდად შეიძლება ჩაითვალოს, აღინიშნა მნიშვნელოვანი მიღწევებით ოკეანოგრაფიის ყველა დარგში. ზღვის ბუნების აღწერის გეოგრაფიულ მეთოდთან ერთად ჩამოყალიბდა მათემატიკურ-ფიზიკური მეთოდი, რომელსაც საფუძვლად მრავალი ცნობილი მეცნიერის (Mohn, Bjerknes, Ekman, Helland-Yansen, Defant) შრომები დაედო და რომელიც თავიდანვე მჭიდრო კავშირში იმყოფებოდა დინამიურ მეტეოროლოგიასთან.

მეორე ერა, რომელიც გრძელდებოდა I მსოფლიო ომიდან II-მდე სამ განზომილებიან სივრცით ფაქტორებს მეოთხე განზომილება - დრო დაემატა, რამაც უფრო ღრმა და სრულფასოვანი გახადა ოკეანის დინამიური, ქიმიური, ბიოლოგიური თვისებების კვლევა. ამ პერიოდში ძირეულად გარდაიქმნა და ჩამოყალიბდა გეო და ჰიდროსფეროს დინამიური ურთიერთობის ამსახველი მეცნიერებანი და ამავე პერიოდს ეკუთვნის ინტერნაციონალური ექსპედიციების მოწყობის პირველი ცდები.

II მსოფლიო ომის დამთავრებიდან დღემდე (მესამე ერა) ოკეანოგრაფია ჩამოყალიბდა, როგორც ოკეანის და ზღვების შემსწავლელი ფუნდამენტალური მეცნიერება.

თავი 2. მსოფლიო ოკეანე

2.1. წყალი და ხმელეთი დედამიწაზე

წყლის და ხმელეთის განაწილება იმდენად არათანაბარია, რომ ჩვენი ცისფერი პლანეტა შეიძლება წყლის სფეროდ წარმოვიდგინოთ, რომელზეც აქა-იქ მიმოფანტულია ხმელეთის მასივები და კუნძულები. წყლით დაფარული არე თითქმის 2,5-ჯერ მეტია ხმელეთზე. ამასთან, ხმელეთის დაახლოებით 70% ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში იმყოფება, თუმცა აქაც მთელი ტერიტორიის 53% წყლითაა დაფარული, ხოლო სამხრეთ ნახევარსფეროში ხმელეთის ტერიტორია საერთო ფართობის მხოლოდ 10% შეადგენს. თვით ხმელეთი შეიძლება ოთხ იზოლირებულ უზარმაზარ მასივებად წარმოვიდგინოთ – ევრაზია-აფრიკა, ამერიკის ორივე კონტინენტი, ანტარქტიკა და ავსტრალია. იმ შემთხვევაშიც კი, თუ ეს კონტინენტები დაკავშირებულნი იქნებოდნენ სახმელეთო ხიდებით, ეს კავშირი არასტაბილური და ვიწრო უნდა ყოფილიყო, რადგან ოკეანის დონის ოდნავ აწევაც კი წყვეტდა ამ კავშირს, როგორც ეს მოხდა გამყინვარების პერიოდის ბოლოს, 20000 წლის წინათ, როდესაც კონტინენტური მყინვარების დაშლამ გამოიწვია ზღვის დონის აწევა. გლობუსის სამხრეთ პოლუსიდან დანახული დედამიწის სფერო წარმოადგენს მხოლოდ წყლის მასის უსასრულო სივრცეს, რომელიც აკრავს ანტარკტიკის კონტინენტს და მხოლოდ სადღაც ჩრდილოეთით სამ ტოტად იყოფა კონტინენტების წყალობით. ეს სამი ტოტი – სამი დიდი ოკეანეა – წყნარი, ატლანტის და ინდოეთის. გამოყოფენ კიდევ ორ ოკეანეს – ანტარქტიკულს ანუ სამხრეთის ოკეანეს და ჩრდილოეთ-ყინულოვან ოკეანეს. მათ, 3 დიდი ოკეანისგან უფრო მეტად არა ბუნებრივი საზღვრები, არამედ არსებითად განსხვავებული ფიზიკურ-ქიმიური თვისებები და აუზის გეომორფოლოგიური თავისებურებანი გამოყოფს. საქმე იმაშია, რომ ანტარქტიკის კონტინენტთან ახლოს აღინიშნება ოკეანის წყლის დაბალი ტემპერატურები, რომლებიც კონტინენტისგან მოშორებით თანდათან იზრდებიან, ხოლო დაახლოებით ს.გ. 60°-იანი პარალელიდან შედარებით მოკლე მანძილზე ზედაპირული წყლის ტემპერატურის 2-3°-ით მომატება აღინიშნება. აღმოჩნდა, რომ ტემპერატურის მოულოდნელი აწევის ხაზი გარს არტყამს ანტარქტიკის კონტინენტს და ბუნებრივ ფენომენს წარმოადგენს. არე, სადაც მიმდინარეობს ზედაპირული წყლების ნაწილობრივი დაძირვა ანტარქტიკული კონვერგენციის სახელითაა ცნობილი. კიდევ უფრო ჩრდილოეთისკენ ზედაპირული წყლის ტემპერატურის ზრდა გრძელდება, სანამ ს.გ. 45°-ზე არ მეორდება ტემპერატურული ნახტომი ზევით მოყვანილი მოვლენის

ანალოგიურად. ამ არეს სუბტროპიკული კონვერგენციის არე ეწოდება და იგი პირობითად გამოყოფს ანტარქტიკულ ოკეანეს მომიჯნავე ოკეანეებისაგან. ჩრდილოეთ-ყინულოვანი ოკეანე ანუ არქტიკული ოკეანე კი თავისთავად უნიკალურ წყლის არეს წარმოადგენს თავისებური კლიმატური და გეომორფოლოგიური მახასიათებლებით. იგი თითქმის მთლიანადაა შემორკალული ხმელეთით, კონტინენტალური შელფი მისი ფსკერის თითქმის 1/3 შეადგენს და წლის უმეტესი დრო იგი ყინულითაა დაფარული (park ice). კონტინენტალური შელფის სიგანე ალიასკასა და ციმბირის ნაპირებთან 500 – 1700 კმ-დეა, ხოლო რადგან მას უამრავი მდინარე ერთვის წყლის მარილიანობა შედარებით დაბალია, რაც ბევრად განაპირობებს წყლის მასის დინამიურ თვისებებს და ანსხვავებს მას ატლანტის ოკეანესგან. კონტინენტალური შელფები, რომელნიც ჩვენს გეოლოგიურ პერიოდში დაძირულ ხმელეთის სეგმენტებს წარმოადგენენ განისაზღვრებიან, როგორც საშუალოდ 200 მ სიღრმით წყლით დაფარული არეები და ოკეანის აუზის დაახლოებით 8% შეადგენენ.

2.2 მსოფლიო ოკეანე და მისი ნაწილები. ზღვების კლასიფიკაცია

დედამიწის ერთიან წყლის გარსს, რომლის ზედაპირზეც ხმელეთის ელემენტები –კონტინენტები და კუნძულები გამოიყოფა და რომელიც ერთიანობით, ანუ ნაწილების ურთიერთკავშირითა და მარილების ერთიანი შემადგენლობით ხასიათდება მსოფლიო ოკეანე ეწოდება.

მსოფლიო ოკეანეს დედამიწის ზედაპირის თითქმის 3/4-ი (361 მლნ. კმ^2, ანუ 71%) უკავია და მთელი ჰიდროსფეროს წყლების დაახლოებით 96,5%-ს (1,34 მლრდ. კმ^3) მოიცავს.

მსოფლიო ოკეანის ნაწილი, რომელიც კონტინენტებს შორის არის მოქცეული და რომელიც მნიშვნელოვანი ზომებით, წყლისა და ატმოსფეროს ცირკულაციის დამოუკიდებელი სისტემით, ჰიდროლოგიური რეჟიმის თავისებურებებით ხასიათდება, ოკეანედ იწოდება. ზოგჯერ ოკეანეებს ოკეანურ აუზებად ჰყოფენ, მაგრამ ზოგადად მიღებულია ოკეანეში ზღვების, ყურეებისა და სრუტეების გამოყოფა.

ზღვა ოკეანის შედარებით მცირე ნაწილია, რომელიც შეჭრილია ხმელეთში ან მისი სხვა ნაწილებიდან კონტინენტების ნაპირებით, ნახევარკუნძულებითა და

კუნძულებითაა გამოყოფილი. ზღვა გეოლოგიური, ჰიდროლოგიური და სხვა თავისებურებებით ხასიათდება, რომლებიც არსებითად განსხვავდება ოკეანის იმავე მახასიათებლებისგან.

მოყვანილი განსაზღვრებებიდან ჩანს, რომ ჰიდროლოგიური რეჟიმის თავისებურებები – მსოფლიო ოკეანის ცალკეული ნაწილების მნიშვნელოვანი დამახასიათებელი ნიშანია. გარდა იმისა, რომ ოკეანეებსა და ზღვებში მიმდინარე ჰიდროლოგიური პროცესები წყლის მოცემულ ობიექტებში მიმდინარე ბუნებრივი პროცესების მნიშვნელოვან შემადგენელ ნაწილს წარმოადგენს, ისინი ამ ობიექტების ეკონომიკური მიზნით გამოყენების მნიშვნელოვანი პირობაცაა.

მსოფლიო ოკეანე იყოფა: წყნარ, ატლანტის, ინდოეთის, ჩრდილოეთ და სამხრეთის ოკეანეებად. მათ შორის ფართობისა და წყლის მოცულობის მიხედვით უდიდესი და ამასთან, ყველაზე ღრმა (როგორც საშუალო, ისე მაქსიმალური სიღრმის მიხედვით) წყნარი ოკეანეა (ცხრილი 2.1). მისი მაქსიმალური სიღრმე (და საერთოდ მსოფლიო ოკეანის) 11034 მ-ს აღწევს.

ცხრილი 2.1. ოკეანეების ძირითადი მორფომეტრული მახასიათებლები

მახასიათებლები	ოკეანეები				
	ატლანტის	ინდოეთის	ჩრდილოეთ ყინულოვანი	წყნარი	მსოფლიო
ზედაპირის ფართობი, მლნ. კმ^2	91.66	76.17	14.75	178.68	361.26
მოცულობა, მლნ. კმ^3	329.66	282.65	18.07	710.36	1340.74
საშუალო სიღრმე, მ	3597	3711	1225	3976	3711
უდიდესი სიღრმე, მ	8742	7209	5527	11022	11022

დღესდღეისობით არსებობს მსოფლიო ოეკანის დაყოფის სხვადასხვა სქემა, რომლებიც ითვალისწიენებს ოკეანის წყლის ჰიდროფიზიკურ და კლიმატურ თავისებურებებს, ბიოლოგიურ ფაქტორებს და ა.შ.

ჯერ კიდევ XVIII-XIX საუკუნეში არსებობდა მსოფლიო ოკეანის დაყოფის რამოდენიმე ვერსია, მაგ. კონრად მალტე-ბრონი და შარლ დე ფრელე გამოყოფდნენ 2 ოკეანეს. ფილიპ ბუაშე და ჰენრიხ სტივენსონი გამოყოფდნენ სამ ოკეანეს. იტალიელმა გეოგრაფმა ადრიანო ბალბმა (1782-1878) მსოფლიო ოეკანეში გამოყო ოთხი რეგიონი: ატლანტის ოკეანე, ჩრდილოეთ და სამხრეთ ყინულოვანი ზღვები და დიდი ოკეანე. რომლის ნაწილიც არის თანამედროვე ინდოეთის ოკეანე.

1953 წელს საერთაშორისო ჰიდროგრაფიულმა ბიურომ მსოფლიო ოკეანე დაყო ჩრდილოეთ ყინულოვან, ატლანტის, წყნარ და ინდოეთის ოკეანედ. უნდა

აღინიშნოს რომ მე-18 საუკუნიდან მოიხსენიებენ სამხრეთის ანუ არქტიკის ოკეანეს, რომლის საზღვრები მიუყვებოდა სამხრეთ განედის 60 გრადუსიან პარალელს. 2000 წელს საერთაშორისო ჰიდროგრაფიულ ორგანიზაციის გადაწყვეტილებით მსოფლიო ოკეანე დაიყო 5 ოკეანედ, რომლის პარამეტრები მიახლოებით მოცემულია ცხრილ 2.2-ში.

ოკეანე	ფართობი		მოცულობა მლნ კმ^3	საშუალო სიღრმე მ	მაქსიმალური სიღრმე მ
	მლნ კმ^2	%			
წყნარი	170.11	47.1	676.35	3976	11022 მარიანის ღრმული
ატლანტის	84.5	23.4	303.95	3597	8742 პუერტორიკოს ღრმული
ინდოეთის	71.6	19.8	265.7	3711	7209 ზონდის ღრმული
სამხრეთის	20.3	5.6	76.67	3777	7235 სამხრეთ სენდვიჩის ღრმული
არქტიკის	14.75	4.1	18.07	1225	5227
სულ	361.26		1340.74		

ოკეანის შემადგენელი ნაწილები – ზღვები – ხმელეთის მიმართ მათი მდებარეობის მიხედვით შიდა (შიდაკონტინენტურ და კომტინენტთაშორის), განაპირა და კუნძულთშორის ზღვებად იყოფა.

შიდა ზღვები ოკეანედან საკმაოდ დაშორებულებია და მას შედარებით ვიწრო სრუტეებით უკავშირდებიან. ამიტომ მათი ჰიდროლოგიური რეჟიმი მნიშვნელოვნად განსხვავდება ოკეანის მიმდებარე რაიონების ჰიდროლოგიური რეჟიმისგან. შიდა ზღვების ორ ტიპად დაყოფა თავად მათი სახელწოდებიდან არის ნათელი. კონტინენტთაშორისი ზღვები სხვადასხვა კონტინენტებს შორის მდებარეობს. ასეთი ზღვის მაგალითია – ხმელთაშუა ზღვა. შიდაკონტინენტური ზღვები ერთ რომელიმე კონტინენტზე მდებარეობს. ამ ტიპის ზღვებს განეკუთვნება შავი, აზოვის, ბალტიის, თეთრი და სხვ. ზღვები.

განაპირა ზღვები ოკეანისგან გამოყოფილია კუნძულებით ან შეჭრილია კონტინენტში და შედარებით ადვილად უკავშირდება ოკეანეს, რის გამოც ამ ზღვების ჰიდროლოგიური რეჟიმს მრავალი საერთო აქვს მის მიმდებარედ არსებულ ღია ოკეანის ჰიდროლოგიურ რეჟიმთან. განაპირა ზღვებს მიეკუთვნება იაპონიის, ყვითელი, ბარენცის, ჩუკოტკის ზღვები და სხვ.

კუნძულთშორისი ზღვები დიდ კუნძულებს ან არქიპელაგებს შორის მდებარეობს. ასეთია მაგალითად, ფიჯის, ბანდის და სხვა ზღვები.

ზღვები, მათი საზღვრები, ზომები და სახელწოდებები დღესაც არ არის ზუსტად დადგენილი; ის კი არა, სხვადასხვა მკვლევარი ზღვების სხვადასხვა რაოდენობას ასახელებს (მაგალითად, მარკუსის მიხედვით დედამიწაზე იყო 17 ზღვა (მარკუსი, 1930 წ.)), ხოლო ვიუსტის მიხედვით – 84 (ვიუსტი, 1936 წ.)). საერთაშორისო ჰიდროგრაფიული ბიუროსა და იუნესკოს ოკეანოგრაფიის მთავრობათაშორისი კომისიის მიერ მიღებული კლასიფიკაციის მიხედვით, ოკეანოგრაფიული მასალების საერთაშორისო დონეზე გაცვლა-გამოცვლის დარეგულირების მიზნით, ზღვების რაოდენობა 59-თ განისაზღვრა. ზოგიერთი მათგანის მორფომეტრული მახასიათებლები მოყვანილია 2.3 ცხრილში.

ცხრილი 2.3. მსოფლიოს ზოგიერთი ზღვის მორფომეტრული მახასიათებლები

ზღვა	ფართობი, ათ. კმ^2	წყლის მოცულობა, ათ. კმ^3	საშუალო სიღრმე, მ	მაქსიმალური სიღრმე, მ
	წყნარი ოკეანე			
ბერინგის	2315	3796	1640	4097
ოხოტის	1603	1316	821	3521
იაპონიის	1062	1631	1536	3699
ყვითელი	416	16	38	106
აღმოსავლეთ ჩინეთის	836	258	309	2719
სამხრეთ ჩინეთის	3537	3625	1024	5560
ბანდის	714	1954	3198	7440
მარჯნის	4068	10038	2468	9174
ტასმანის	3336	10960	3285	5466
ფილიპინების	5726	23980	4188	10830
სულავესის	453	1209	2671	5914
იავის	552	393	712	1272
ფიჯის	3177	10741	3381	7633
სულუს				
	ატლანტის ოკეანე			
კარიბის	2777	6742	2429	7090
ჩრდილოეთის	565	49	87	725
ბალტიის	419	21	50	470
ხმელთაშუა	2505	3603	1438	5121
ადრიატიკის	144			1230
იონიის	169			5121
ლიგურიის	15			2546
ტირენიის	214			3830
ეგეოსის	191			2561

შავი	422	555	1315	2210
აზოვის	39	0.3	7	13
მარმარილოს	12	3	250	1389
სარაგასის	6000-7000		3545	7110
ბალეარის	86	70	767	2132
ირლანდიის	100	5	49	175
ბისკაის ყურე				
გვინეის ყურე				
მექსკის ყურე	1555	2366	1522	3822
ჰუძონის ყურე				
	ინდოეთის ოკეანე			
წითელი	460	201	437	3039
არაბეთის	4832	14523	3006	5803
არაფურის	1017	189	186	3680
ანდამანის	605	1482	2450	4507
ტიმორის	432	663	1535	3310
ბენგალის ყურე				
სპარსეთის ყურე				
	ჩრდილოეთ ყინულოვანი ოკეანე			
გრენლანდიის	1195	1961	1641	5527
ნორვეგიის	1340	2325	1724	4487
თეთრი	90	6	67	350
ბარენცის	1424	316	222	600
კარის	883	98	111	600
ლაპტევების	662	353	533	3385
აღმოსავლეთ-ციმბირის	913	49	54	915
ჩუკოტკის	595	42	71	1256
ბაფინის	530	426	861	2414
ბოფორტის	481	707	1471	3749
	სამხრეთის			
უედელის	2920	8760	3000	6820
სკოშას	1300	6500	5000	6022
ბელინჰაუზენის	98	40	410	4470
როსის	439			2972
ამუნდსენის	98		585	
დეივისის	21			1300
ლაზარევის	929	2787	3000	4500
რისერ-ლარსენის	1138		3000	
კოსმონავტების	698			4798
თანამეგობრობის	258	129	500	3000
მიუსონის	333			1000
დიურვილის	230	115	500	3610
სომოვის	1150			3000

* ოკეანეების ატლასის მიხედვით.

ოკეანეებსა და ზღვებში მათი ცალკეული ნაწილები და რაიონებიც გამოიყოფა, რომლებიც ერთმანეთისგან მოხაზულობით, ფსკერის მორფოლოგიითა და ჰიდროლოგიური რეჟიმებით განსხვავდება. ეს არის ყურეები, ზღვის უბეები, ლიმანები, ლაგუნები, ფიორდები, სრუტეები.

ყურე – ოკეანის ან ზღვის ნაწილია, რომელიც შეჭრილია ხმელეთში და სუსტად არის გამოყოფილი ღია ოკეანისგან ან ზღვისგან. ამიტომაც ყურე თავისი რეჟიმით მცირედ განსხვავდება ოკეანისა თუ ზღვის მიმდებარე რაიონების რეჟიმისაგან. მაგალითად, ბისკაისა და გვინეის ყურეები ატლანტის ოკეანეში, ალასკის ყურე წყნარ ოკეანეში, ბენგალის ყურე ინდოეთის ოკეანეში და სხვ. ჯერ კიდევ არსებული ტერმინოლოგიური უზუსტობების გამო რუკაზე გარკვეული შეუსაბამობები შეიმჩნევა. ასე მაგალითად, სპარსეთისა და ჰუძონის ყურეები უნდა მივაკუთვნოთ ზღვებს, ხოლო ბოფორტის ზღვა უპრიანი იქნება, ყურედ ჩაითვალოს, მაგრამ ტრადიციული სახელწოდებები მყარად დამკვიდრდა მეცნიერებასა და პრაქტიკაში.

უბე – მცირე ზომის სრუტეა, რომელიც კონცხებით ან კუნძულებით მკვეთრად არის გამოყოფილი ძირითადი წყალსატევისგან (ანუ ოკეანისგან ან ზღვისგან). უბე, როგორც წესი, კარგად არის დაცული ქარებისგან და ნავსადგურისთვის ხელსაყრელ ადგილს წარმოადგენს. თითოეული უბე სპეციფიკური ჰიდროლოგიური რეჟიმთ ხასიათდება. ასეთი წყლის ობიექტების მაგალითებია ცემესის უბე შავ ზღვაში (ნოვოროსიისკის პორტი), ზოლოტოი როგი (ოქროს რქა) იაპონიის ზღვაში (ვლადივოსტოკის პორტი), ნახოდკა (იმავე რაიონში) და სხვ. .

ლიმანი – ყურეა, რომელიც ზღვისგან ქვიშის ცელითაა გამოყოფილი. ზღვასა და ლიმანს შორის ვიწრო სრუტეა, რომელც მათ ერთმანეთთან აკავშირებს. ჩვეულებრივ, ლიმანი ზღვასთან ყველაზე ახლომდებარე მდინარის ხეობის დაძირულ ნაწილს წარმოადგენს (მაგალითად, დნეპროვსკის, დნესტროვსკის ლიმანები შავი ზღვის სანაპიროზე). ლიმანების ჰიდროლოგიურ რეჟიმზე შეიძლება, დიდი გავლენა მოახდინოს მასში ჩამდინარე მდინარემ. ლიმანებს ზოგჯერ ტბებს მიაკუთვნებენ, ხშირ შემთხვევაში კი, რაც ალბათ, უფრო სწორეა - მდინარეების შესართავებს.

ზღვის ვიწრო და ღრმა ყურეს მაღალი ნაპირებით **ფიორდი** ჰქვია. (მაგალითად, სოგნეფიორდი ნორვეგიის ზღვაში).

სრუტე – წყლის სივრცეა, რომელიც ერთმანეთისგან გამოჰყოფს ხმელეთის ორ ნაწილს და ამავე დროს, ერთმანეთთან აკავშირებს ცალკეულ ოკეანესა და ზღვებს ან მათ ნაწილებს. მაგალითად, ბერინგის სრუტე, რომელიც ერთმანეთთან აკავშირებს წყნარ და ჩრდილოეთ ყინულოვან ოკეანეებს და ერთმანეთისგან ჰყოფს აზიასა და ამერიკას, გიბრალტარის სრუტე, რომელიც ხმელთაშუა ზღვას ატლანტის ოკეანესთან აკავშირებს და ერთმანეთისგან ევროპასა და აფრიკას გამოჰყოფს და სხვ. ყურის სიგანეს ერთმანეთისგან წყლით გამოყოფილ ხმელეთის უბნებს შორის მანძილით ზომავენ, ხოლო ყურის სიგრძე ძირითად წყლის ობიექტებს შორის მანძილით იზომება. სრუტეები ძალიან დიდი როლს ასრულებენ იმ წყალსატევების ჰიდროლოგიური რეჟიმის ფორმირებაში, რომლებსაც აერთებენ და თავადაც კვლევის მნიშვნელოვანი ობიექტებს წარმოადგენენ.

2.3. ოკეანის ქვაბულის წარმოშობა

ამჟამად, მეცნიერთა მიერ დადგენილია, რომ დედამიწაზე არსებული წყლის ძირითადი წყარო – დედამიწის მანტიის ნივთიერებების დეგაზაციის შედეგია. თუმცა, საკითხი ოკეანის ქვაბულის წარმოშობის შესახებ დღემდე გადაჭრილი არ არის. არსებობს რამდენიმე ჰიპოთეზა, რომლებიც გეოტექტონიკის პრობლემებს განეკუთვნება.

ოკეანეების წარმოშობის ყველა ჰიპოთეზა ცდილობს, ახსნას ოკეანისა და კონტინენტების ქვეშ არსებული დედამიწის ქერქის თავისებურებები. დედამიწის ქერქი კონტინენტების ქვეშ დიდი სისქისაა (მაქსიმალური 100-120 კმ-მდე; საშუალო სისქე 30-40 კმ). ოკეანის ქვეშ დედამიწის ქერქის სისქე მნიშვნელოვნად ნაკლებია (5-10 კმ) და მისი ძირი მდებარეობს უფრო ზევით, ვიდრე დედამიწის ქერქის ძირი კონტინენტების ქვეშ.

დედამიწის ქერქი რამდენიმე ფენისგან შედგება (ზემოდან ქვემოთ): დანალექი, გრანიტული და მაგმური. კონტინენტების ქვეშ დანალექი ფენის სისქე საშუალოდ 5 კმ-ს აღწევს, "გრანიტის" ფენის სისქე – 10-15 კმ-ს, ხოლო "ბაზალტისა" კი – 15 კმ-ს. მთის დიდი სისტემების ქვეშ ფენების სისქე იზრდება.

ოკეანეების ფსკერზე დანალექი ფენის სისქე მნიშვნელოვნად ნაკლებია და მხოლოდ 100-1000 მ-ს შეადგენს. გრანიტის ფენა არ არის, ხოლო ოკეანეების ქვაბული განსაკუთრებული, ოკეანური ტიპის ბაზალტებისგანაა აგებული. ოკეანის ქვეშ დედამიწის ქერქის საერთო სისქე 6 კმ-ს აღემატება, ე.ი. დაახლოებით 5-ჯერ ნაკლებია, ვიდრე დედამიწის ქერქის სისქე კონტინენტების ქვეშ.

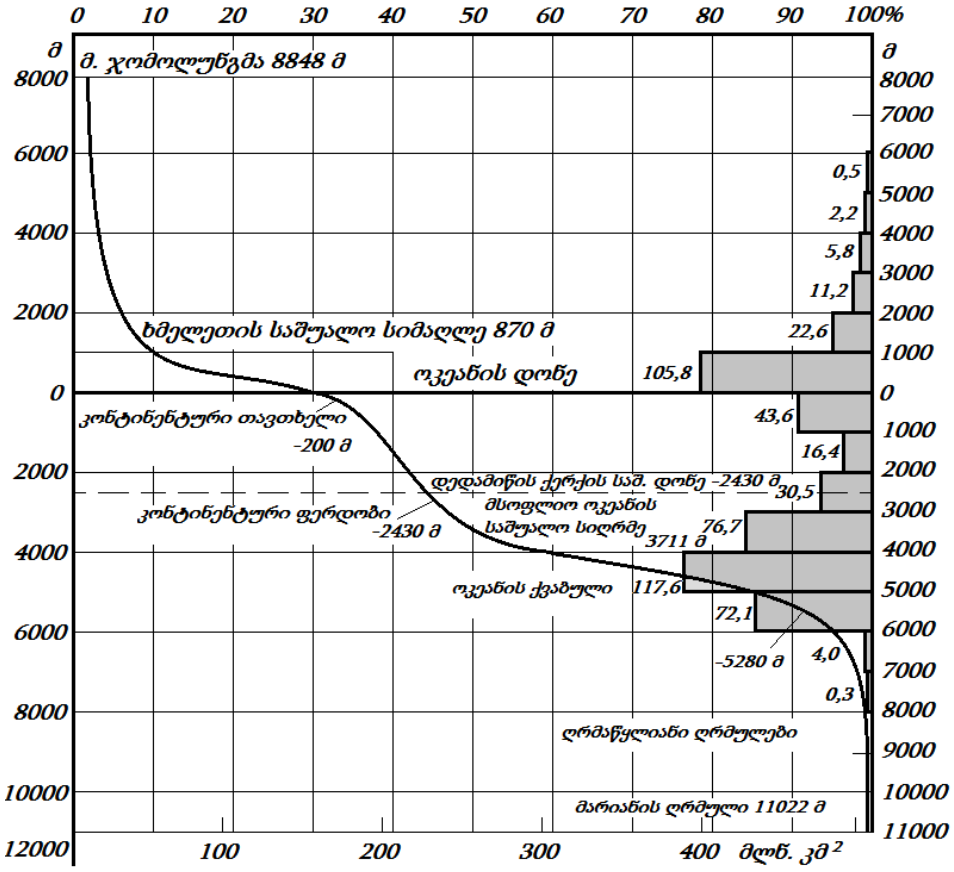
2.4. მსოფლიო ოკეანის ფსკერის რელიეფი

მეცნიერთა პირველი წარმოდგენებით ოკეანის ფსკერის რელიეფი – ოკეანის ქვაბული, ხმელეთის რელიეფის საპირისპიროდ სწორი, მთებისა და ღრმულების გარეშე იყო. ოკეანის კვლევების განვითარებისა და განსაკუთრებით, XX საუკუნის შუა წლებში ექოლოტის ფართო გამოყენების წყალობით შეხედულება ოკეანის ფსკერის შესახებ ძირეულად შეიცვალა. ამჟამად, ოკეანის ფსკერის რელიეფი საკმაოდ დეტალურად არის შესწავლილი და როგორც აღმოჩნდა, არანაკლებ რთულია ხმელეთის რელიეფზე.

ხმელეთის სიმაღლეების საერთო, გასაშუალოებულ მნიშვნელობაზე წარმოდგენას იძლევა ჰიფსოგრაფიული მრუდი, ოკეანის ფსკერზე ღრმულების განაწილების შესახებ კი – ბატიგრაფიული მრუდი.

ჰიფსოგრაფიულ მრუდზე კარგად ჩანს ხმელეთზე მაღალი მთები, რომელთაც ნაკლები ფართობი უკავიათ და დაბლობები, რომლებიც ხმელეთის უმეტეს ფართობს იკავებს; ბატიგრაფიული მრუდის საშუალებით კი ვადგენთ, რომ ოკეანეში ზღვის ნაპირების მიმდებარე წყალმარჩხ ნაწილებს მცირე ფართობი უკავიათ, ოკეანის დიდი ქვაბული საშუალო სიღრმეებით გამოირჩევა, ხოლო ძალიან ღრმა უბნებს მცირე ფართობები უჭირავთ. ბატიგრაფიული მრუდის დახმარებით შეიძლება, გამოიყოს ოკეანის ფსკერის რელიეფის ძირითადი ელემენტები (სურ. 2.1).

1) კონტინენტების წყალქვეშა განაპირა რაიონი (ფსკერის ფართობის 22%), მათ შორის შელფი ანუ კონტინენტური თავთხელი (0-200 მ), კონტინენტური კალთა (200-2000 მ) და კონტინენტური ძირი (2000-2500 მ);
2) ოკეანის ქვაბული (2500-6000 მ), რომელსაც ოკეანის ფსკერის თითქმის მთელი დარჩენილი ნაწილი უკავია, გარდა ოკეანური ღარებისა;
3) ოკეანური ღარები (6000 მ-ზე მეტი სიღრმის), რომელთაც ფსკერის მხოლოდ 1,3% უკავიათ.



სურ. 2.1. დედამიწის ჰიფსოგრაფიული მრუდი

სურათზე 2.1 დაშტრიხული ნაწილით ნაჩვენებია ხმელეთის სიმაღლეებისა და ოკეანის ფსკერის სიღრმეების ფართობების სხვადასხვა საფეხურების განაწილება. გამოიყოფა ორი მაქსიმუმი: 0-დან 1000 მ-მდე ხმელეთზე და 4000-დან 5000 მ-მდე ოკეანის ქვაბულში. აღნიშნული წარმოადგენს დედამიწის ქერქის ორი ელემენტის –კონტინენტებისა და ოკეანის - არსებობის არაპირდაპირ მაჩვენებელს.

კონტინენტური თავთხელი (შელფი) –კონტინენტების წყალქვეშა განაპირა რაიონების ზედა, წყალმარჩხი ნაწილია (საშუალო სიღრმით 200 მ, ზოგჯერ 400 მ). შელფი გარს ერტყმის კონტინენტებსა და კუნძულებს. ყველაზე დიდი სიგანის შელფი გვხვდება ევროპისა და ზიის ჩრდილოეთ ნაპირების გასწვრივ, სადაც მისი გარე საზღვარი ჩრდილოეთ ყინულოვან ოკეანეში რამდენიმე ასეული კილომეტრით არის შეჭრილი. შელფი რამდენიმე კილომეტრზე დიდი სიგანის ზოლად არის გადაჭიმული ატლანტის ოკეანეშიც ევროპისა და ჩრდილოეთ ამერიკის ნაპირებს გასწვრივ. წყნარ ოკეანეში შელფი ყველაზე მცირე სიგანის ჩრდილოეთ და სამხრეთ ამერიკის დასავლეთ ნაპირების გასწვრივაა. შელფს კონტინენტების წყალქვეშა განაპირა რაიონების დაახლოებით 40% უკავია. დანარჩენ, უმეტეს ნაწილს **კონტინენტური კალთა** და **კონტინენტური ძირი** შეადგენს.

კონტინენტური კალთა შელფის გარე საზღვრიდან ვრცელდება და ზოგჯერ 3,5 კმ სიღრმეს აღწევს. ეს კონტინენტური ბაქნის თითქოს გვერდითი წახნაგია. კონტინენტური ფერდობი დიდი ქანობებით ხასიათდება (საშუალოდ 4-7°, ზოგჯერ კი 30°). ოკეანის ზოგიერთ უბნებზე კონტინენტური ფერდობი გაჭრილია ღრმა წყალქვეშა კანიონებით. ვარაუდობენ, რომ კანიონების ნაწილი ტექტონიკური პროცესების შედეგად წარმოიშვა, ხოლო მათი უმეტესობა ე.წ. "მღვრიე" ანუ სუსპენზიური ნაკადების მოქმედების შედეგად. ზოგიერთი კანიონი დიდი მდინარეების დაძირულ ხეობებსა და კალაპოტებს წარმოადგენს.

კონტინენტური ძირი დაახლოებით 4000 მეტრამდე სიღრმის სივრცეს მოიცავს. აქ გვხდება ზემოთ ხსენებული კანიონების გამოტანის კონუსები (მათ "წყალღრმა გამოტანის კონუსებს" უწოდებენ). ზოგადად კი იგი ჰგავს დანალექების შლეიფს, რომელიც კონტინენტურ ფერდობთანაა დაგროვილი და კონტინენტებზე მთების ძირებთან წარმოქმნილი შლეიფის მსგავსია.

ძირის შემდეგ, ოკეანის მიმართულებით (4000-4500 მ-ზე მეტ სიღრმეზე) **ოკეანის ქვაბული** მდებარეობს, რომელიც რელიეფის მიხედვით საკმაოდ არაერთგვაროვანია. აქ გამოიყოფა რელიეფის როგორც დადებითი, ისე უარყოფითი ფორმები.

დადებით ფორმებს მიეკუთვნება: შუა-ოკეანური ქედები, წყალქვეშა პლატოები, ცალკეული წყალქვეშა მთები – გაიოტები (მათ შორის წყალქვეშა ვულკანებიც).

შუა-ოკეანურ ქედებს ისევე, როგორც ოკეანის ქვაბულს, იგივე ტაქსონომიური რანგი აქვს, რაც კონტინენტურ სტრუქტურებს – შელფი, კალთა და ძირი, მაგრამ ორჯერ მეტ ფართობს იკავებს. ყოველ ოკეანეში არსებობს მერიდიანული მიმართულების ქედი. ქედების სამხრეთ დაბოლოებები წყალქვეშა განედურ ქედს უერთდება, რომელიც ანტარქტიდასა და სამხრეთ ამერიკის, აფრიკისა და ავსტრალიის კონტინენტებს შორის მდებარეობს ეს დედამიწის ყველაზე დიდი მთის სისტემაა და ამიტომ მას შუა-ოკეანური ქედების პლანეტარულ სისტემას უწოდებენ. სისტემის საერთო განფენილობა 60 000 კმ-ზე მეტია. იგი მსოფლიო ოკეანის ფსკერის 15%-ზე მეტს ფარავს და ძალიან რთული გეოლოგიური აგებულება აქვს. ქედის თხემის გასწვრივ გადის რიფტის ველი, ქედს კი მრავალრიცხოვანი განივი რღვევები კვეთს. მსოფლიო ოკეანის ფსკერზე ყველაზე აშკარად გამოხატულია შუა-ატლანტიკური ქედი, რომელიც სხვებზე უკეთ არის შესწავლილი.

ოკეანის ფსკერის რელიეფის უარყოფით ფორმებს განეკუთვნება ქვაბულები, ღარტაფები და ოკეანური ღარები (6000 მ-ზე მეტი სიღრმით). წყალღრმა ოკეანური

ღარები – ვიწრო და გრძელი, რკალისებური დეპრესიებია, რომლებიც კუნძულების რკალების გარე კიდეებისა და ასევე, ზოგიერთი კონტინენტის გასწვრივაა განლაგებული. ღარების სიგანე 1-3 კილომეტრიდან რამდენიმე ათეულ კილომეტრამდე მერყეობს, ხოლო მათი სიგრძე რამდენიმე ასეული კილომეტრია. მიუხედავად იმისა, რომ ოკეანური ღარები ოკეანის ფსკერის ძალზედ მცირე ფართობზე ვრცელდება, ისინი ფსკერის ძალზედ თავისებურ ობიექტს წარმოადგენენ, რომელიც არა მხოლოდ გეოლოგების, არამედ ჰიდროლოგების ყურადღებასაც იპყრობს, რადგან ამ ღარებში ჰიდროლოგიური და ბიოლოგიური პროცესების განვითარების სრულიად განსაკუთრებული პირობები იქმნება.

ოკეანის ფსკერზე ასევე რიფტულ ხეობებს, ტრანსფორმულ რღვევებს და დედამიწის ქერქის გეოტექტონიკური სტრუქტურის სხვა ელემენტებსაც გამოყოფენ. მსგავს წარმონაქმნებს მიეკუთვნება ასევე, კუნძულთა რკალები, როგორიცაა მაგალითად, კურილიის, მარიანის, მცირე ანტილიის და სხვ.

2.5. ფსკერული ნალექები

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ზღვის წყალში მრავალი მინარევია: გახსნილი ნივთიერებები, კოლოიდები, შეტივტივებული ნაწილაკები, ცოცხალი ორგანიზმები და მათი ცხოველმოქმედების პროდუქტები. ეს მინარევები ოკეანეში, როგორც გიგანტურ სალექარში, თანდათანობით ილექება ფსკერზე და ფსკერულ ნალექს წარმოქმნის. ამ ნალექის ზედა ფენა კი წარმოქმნის ფსკერის გრუნტს, ლითოსფეროს ზედაპირულ ფენას ოკეანის ქვეშ.

საწყისი მასალის ბუნების შესაბამისად, რომლისგანაც ფსკერული ნალექები წარმოიქმნება, ნალექები ორ ძირითად სახედ იყოფა: ტერიგენულად და ორგანოგენულად ანუ ბიოგენურად. ეს დაყოფა უმეტესწილად პირობითია, რადგან ბუნებაში ეს ორი ტიპის ნალექი არ არის მკაცრად ლოკალიზებული და გრუნტის მიკუთვნება ამა თუ იმ სახის ნალექისთვის იმის მიხედვით ხდება, თუ რომელი ნალექი სჭარბობს მასში - ორგანოგენული თუ ტერიგენული.

ტერიგენულ ნალექებს განეკუთვნება ხმელეთის გადარეცხვის პროდუქტები – მდინარეების მიერ გამოტანილი შეწონილი ნატანი და ასევე, ოკეანის ნაპირების დაშლის (აბრაზიის) პროდუქტები. ეს ნალექები გავრცელებულია ხმელეთთან ყველაზე ახლოს მდებარე ფსკერის ფართობზე და დაახლოებით ფსკერის მთელი ფართობის ერთ მეოთხედს იკავებს.

ორგანოგენული ნალექები წყალში მცხოვრები მკვდარი პლანქტონური ორგანიზმების ნარჩენებისგან (ჩონჩხი, ნიჟარები, ფიტოპლანქტონის უჯრედების საგდულები) წარმოიქმნება.

ფსკერული ნალექების შემადგენლობაში შედის ასევე (მცირე რაოდენობით) ეოლური (ხმელეთიდან ქარების მიერ მოტანილი), პიროკლასტური (ვულკანოგენური), ჰემოგენური (სხვადასხვა კონკრეციები) და კოსმოსური მასალები, რომლებიც ოკეანეში კოსმოსური სივრციდან მტვრისა და მაგნიტური ბურთულების სახით ხვდება.

ყოველწლიურად მდინარეებს მსოფლიო ოკეანეში დაახლოებით 16 მლრდ. ტონა ნალექი ჩააქვთ; ქარებსა და ვულკანებს კი – დაახლოებით 2-2 მლრდ. ტონა; ნაპირების აბრაზიის შედეგად ოკეანეში ხვდება და აისბერგებს ჩააქვთ დაახლოებით თითო მილიარდი ტონა ნალექი; ოკეანეში ყოველ წელს მოხვედრილი კოსმოსური მასალა მხოლოდ 10 მლნ. ტონას შეადგენს. საერთო ჯამში, თუ გავითვალისწინებთ მდინარეების ბიოგენურ და ჰემოგენურ ჩამონადენსაც, მსოფლიო ოკეანის ფსკერული ნალექები ყოველწლიურად 25 მლრდ. ტონა სხვადასხვა სახის ნალექით "მდიდრდება". ნალექის წარმოქმნის სიჩქარე ოკეანეებში ძალიან მცირეა, იზომება ერთეულით მმ/1000 წელი და საკმაოდ დიდ დიაპაზონში მერყეობს: წითელი თიხის შემთხვევაში შეადგენს 1-5 მმ/1000 წელიწადში; ორგანოგენული ლამის შემთხვევაში – დაახლოებით 60 მმ/1000 წელიწადში. ნალექების დალექვის სიჩქარე ზღვებში ერთი-ორი რიგით მეტია, ვიდრე ოკეანეებში.

ოკეანეებსა და ზღვებში მოხვედრილი ტერიგენული ნატანი წყლის მოძრაობის შედეგად მარცვლოვნების მიხედვით ხარისხდება. ნაპირთან ახლოს უფრო მსხვილი ფრაქციები (კაჭარი, კენჭები, ღორღი, ქვიშა) ილექება, შედარებით წვრილი ფრაქციები – სილა, ლამი (ალევრიტი) და თიხა (პელიტი) – შეიძლება, დინების ზემოქმედებით უფრო დიდ სიღრმეებში იქნას გადატანილი.

ტერიგენული ნალექების ძირითად მასას მსოფლიო ოკეანეში შეადგენს ლამი. ოკეანის ფსკერზე განსაკუთრებული ქიმიური შემადგენლობისა და ფერის ლამები წარმოიქმნება. ასე მაგალითად, მაღალ განედებში გვხვდება ცისფერი ლამი, წყნარ და ინდოეთის ოკეანეებში გავრცელებულია ლურჯი ლამი, სამხრეთ ამერიკის ნაპირებთან – წითელი (დამოკიდებულია მდინარეების მიერ გამოტანილი ნატანის ფერზე), შავ ზღვაში – შავი (H_2S-ის გავლენით), ხოლო ოკეანის სხვა რაიონებში – რუხი, თეთრი, ყავისფერი ლამია გავრცელებული. ოკეანის ფსკერზე გავრცელებულ ლამს ხშირად სახელსაც ფერის მიხედვით არქმევენ.

ორგანოგენული ნალექები ოკეანის ფსკერზე წარმოდგენილია სხვადასხვა ორგანიზმების ნარჩენებით. შედარებით ფართო გავრცელების ორგანოგენული ნალექებია კირქვიანი და კაჟოვანი. პირველი სახეობა ორი სახესხვაობითაა წარმოდგენილი: გლობიგერინული (მოიცავს მსოფლიო ოკეანის დაახლოებით 3%-ს) და პტეროპოდული ლამებით; კაჟოვანი სახეობა წარმოდგენილია დიატომური ლამებით, რომლებიც დამახასიათებელია ზომიერი და პოლარული განედებისთვის და რადიოლარიული ლამებით, რომელთა გავრცელების არეალი შემოსაზღვრულია ეკვატორული განედებით.

ვულკანოგენული ნალექების წარმოქმნა დაკავშირებულია ვულკანების ამოფრქვევებსა და ოკეანეში ლავის, ფერფლის, ვულკანური მტვრის ჩადინებასთან.

ჰემოგენური ნალექები ოკეანის ფსკერზე და ბუნებრივ წყლებში ბიოქიმიური პროცესების შედეგად წარმოიქმნება, მათ შორის რკინა-მანგანუმის კონკრეციებიც; ბიოქიმიური პროცესები, რომლებიც მონაწილეობას იღებს მათ წარმოქმნაში, დღემდე არ არის საკმარისად შესწავლილი. რკინა-მანგანუმის კონკრეციები ეკონომიკური ინტერესის საგანს წარმოადგენს, როგორც პოლიმეტალური მადნის კონცენტრატები. დაწყებულია კვლევები მათი მოპოვების ტექნოლოგიების შემუშავების მიზნით. ოკეანის ფსკერზე ასევე გვხვდება ფოსფორიტული კონკრეციებიც.

პლაჟის სანაპირო ქვიშების ზოგიერთ რაიონში ფასეული მინერალების ქვიშრობები წარმოიქმნება. მცირე ზომის ზღვის სანაპირო აკვატორიაში მშრალი კლიმატისა და გვალვიანი დღეების გამო ზოგჯერ ნალექის სახით თვითნალექი მარილები მოდის , როგორიცაა მაგალითად, გლაუბერისა და სუფრის მარილი.
კოსმოგენური ნალექები ოკეანის ფსკერზე, ძირითადად, წარმოდგენილია კოსმოსური მტვრით, “კოსმოსური ბურთულებით”, მეტეორიტებით.

ოკეანის ფსკერზე ხდება სხვადასხვა წარმოშობის ნალექების ერთდროულად ფორმირება და ამიტომ ისინი რთული შემადგენლობით ხასიათდებიან. შერეული შემადგენლობის ზღვის ნალექების მაგალითად გამოდგება ე.წ. წყალღრმა წითელი თიხა, რომელიც ვულკანური და კოსმოსური წარმოშობის ნაწილაკებისგან შედგება და ასევე, ორგანული წარმოშობის ალუმინსილიკატებისგან და ოკეანის ქვაბულის ფართობის 25%-ს იკავებს.

ფსკერული გრუნტების შესწავლა აუცილებელია მრავალი როგორც სამეცნიერო, ისე გამოყენებითი საკითხის შესასწავლად. ზღვის ბიოლოგიის შემთხვევაში ეს არის ფსკერული ორგანიზმების (ბენტოსის) ბიოტიპი, საარსებო გარემო; ზღვის გეოლოგიის სფეროში ეს არის მთის ქანების წარმოქმნის

დასაწყისი (დიაგენეზის პროცესები), გეოლოგიური ქრონოლოგია, რომელიც ფსკერული ნალექების სტრატიფიკაციის მიხედვით შეისწავლება. ფსკერის გეომორფოლიგია მჭიდროდ უკავშირდება გრუნტის მახასიათებლებს. გრუნტის შესწავლას უდიდესი მნიშვნელობა აქვს საზღვაო და სარეწაო ფლოტისთვის (ფსკერზე ტრალით ჭერის, ღუზის ჩაშვების, მისი გრუნტზე დაჯდომისა და სხვათა გამო) ოკეანის ფსკერიდან სასარგებლო წიაღისეულის მოპოვებისათვის.

2.6 მსოფლიო ოკეანის წყლის ბალანსი

მსოფლიო ოკეანის წყლის საშუალო მრავალწლიანი ბალანსის საერთო განტოლება შეიძლება, შემდეგი სახით ჩაიწეროს:

$$x + y + w = z \qquad (2.1)$$

სადაც x არის ნალექები ოკეანის ზედაპირზე (საშუალოდ 1270 მმ წელიწადში, ანუ 458 000 კმ^3 წელიწადში), y – ზედაპირული ჩამონადენი (124 მმ, 44 700 კმ^3, საიდანაც 41 700 კმ^3 მოდის მდინარეებზე, 3000 კმ^3 ანტარქტიდისა და არქტიკის კუნძულების "მყინვარის" ჩამონადენზე), ω – მიწისქვეშა ჩამონადენი (6 მმ, 2200 კმ^3), z კი აორთქლება ოკეანის ზედაპირიდან (1400 მმ, 505 000 კმ^3).

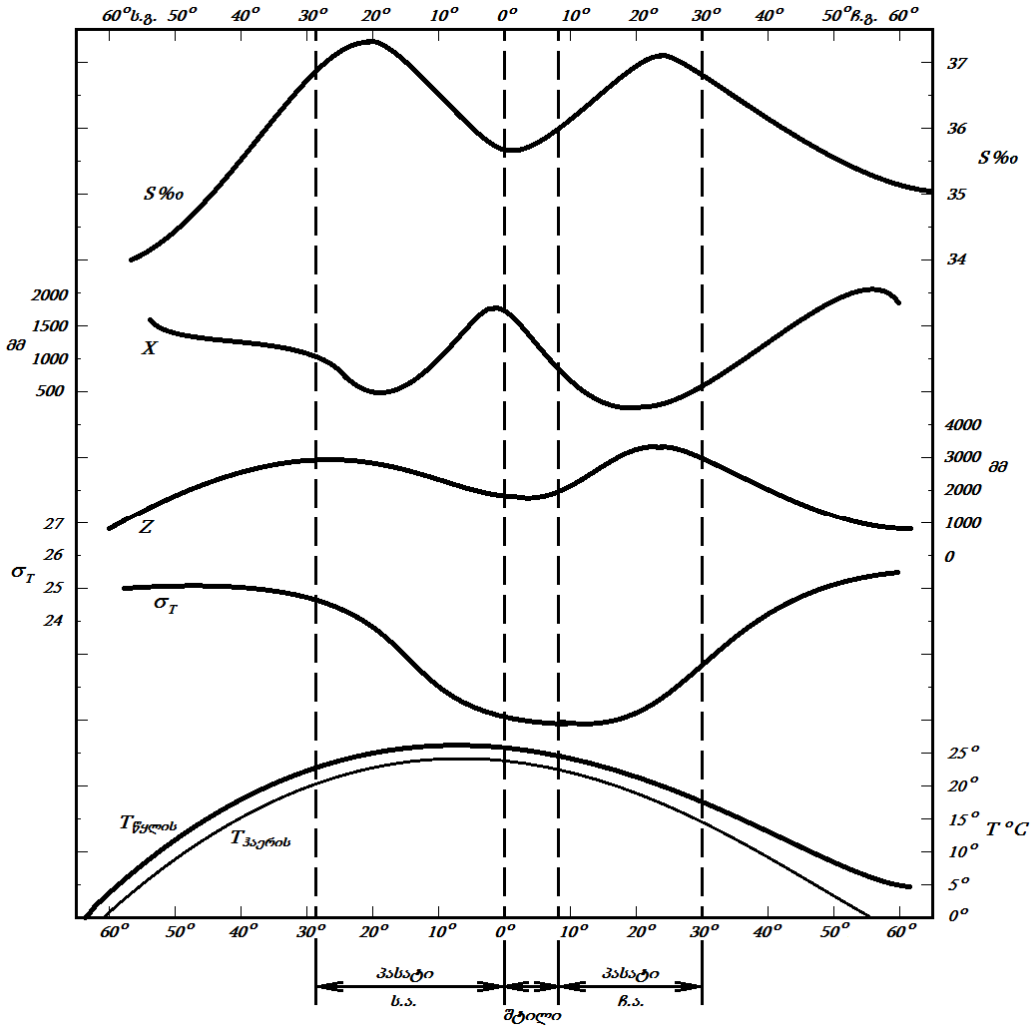
თუ განვიხილავთ დაუმყარებელ პირობებს, ანუ თუ გავითვალისწინებთ მსოფლიო ოკეანის დონის მცირეოდენ ცვლილებას, წყლის წლიური ბალანსის განტოლება სხვა სახით ჩაიწერება, კერძოდ:

$$x + y + w \approx z \pm \Delta u \quad (2.2)$$

სადაც Δu არის ოკეანის წყლების დონის (თუ განტოლების წევრები წარმოდგენილია ფენის სიდიდეებით) ან მოცულობის (თუ განტოლების წევრები მოცემულია მოცულობითი ერთეულებით) ცვლილება.

როგორც რ. კლიგეს კვლევებმა ცხადყო, (2.2) განტოლებაში საშუალოდ 1900 წლიდან 1975 წლამდე Δu ტოლი იყო 1,5 მმ/წელი, ანუ 542 კმ^3/წელი. მსოფლიო ოკეანის დონის მატება ძირითადად მიმდინარეობს ანტარქტიდისა და არქტიკის კუნძულების მყინვარების დნობის შედეგად ოკეანეში წყლის მოცულობის ზრდის ხარჯზე და ასევე, წყალქვეშა წყლებისა და ტბების მოცულობის შემცირების შედეგად. ოკეანის მოცულობა მე-20 საუკუნეში (1900-2000 წწ) დაახლოებით 41,2 ათ. კმ^3-ით, ანუ 0,0037%-ით გაიზარდა (ხოლო მისმა დონემ მოცემულ პერიოდში 11 სმ-ზე მეტით მოიმატა).

ატმოსფერული ნალექები მსოფლიო ოკეანის წყლის ბალანსის მოსული ნაწილის 90,7%-ს შეადგენს, ხოლო აორთქლება – მისი ხარჯის 100%-ს. აღსანიშნავია ოკეანის წყლის ბალანსის განტოლების ორი მთავარი მდგენელის – ნალექებისა და აორთქლების თანაფარდობის ცვლილება. მოცემული ფარდობა დაკავშირებულია დედამიწაზე სითბოსა და ტენის განაწილების საერთო კანონზომიერებებთან, რომლებიც თავის მხრივ, განედების მიხედვით ოკეანის ზედაპირზე ნალექებისა და ზედაპირიდან აორთქლების კანონზომიერ ცვლილებას განსაზღვრავენ (სურ. 2.2).



სურ. 2.2. მსოფლიო ოკეანის ჰიდრომეტეოროლოგიური მახასიათებლების ცვლილება განედების მიხედვით

ნალექების, აორთქლებისა და მათი სხვაობის (x-z) განაწილების ძირითადი თავისებურებები შემდეგში მდგომარეობს: 1) ნალექებისა და აორთქლების საერთო ზრდა პოლარული რაიონებიდან დაბალი განედებისკენ; 2) ნალექების სიჭარბე აორთქლებასთან შედარებით სამ ზონაში: ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს მაღალ

განედებში (არქტიკული და ნაწილობრივ ზომიერი კლიმატური ზონები), სამხრეთ ნახევარსფეროს მაღალ განედებში (ანტარქტიკისა და ნაწილობრივ ზომიერი კლიმატური ზონები) და დაბალი განედები (ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს ეკვატორული და სუბეკვატორული კლიმატური ზონები);
3) აორთქლების სიჭარბე ნალექებთან შედარებით ორ ზონაში (ტროპიკული და სუბტროპიკული კლიმატური ზონები).

ამგვარად, ზონებში, სადაც $x - z > 0$, ადგილი აქვს ზღვის წყლის გაზავებას მტკნარი წყლით, მისი მარილიანობის შემცირებას. ამასთან, წყლების სიჭარბე უნდა იწვევდეს ოკეანის მოცემული რაიონებიდან ზედაპირული წყლების უკუდენას; ზონებში, სადაც $x - z < 0$, ადგილი აქვს წყლების დამლაშებას; წყლის შემცირებამ უნდა გამოიწვიოს მათი კომპენსაცია წყლების გარედან შედინების გზით.

ცალკეული ოკეანეების წყლის ბალანსში უნდა გამოვყოთ მტკნარი წყლის ბალანსი (მტკნარი მდგენელი) და წყლის საერთო ბალანსი, რომელიც ითვალისწინებს წყლის ცვლას ოკეანეებს შორის. მტკნარი წყლის ბალანსი ცალკეული ოკეანეების წყლის საერთო ბალანსის 2-4%-ს შეადგენს. საერთო ჯამში, მსოფლიო ოკეანეში ყოველწლიური წყლის მიმოქცევაში, როგორც ატმოსფეროში, ისე ხმელეთზე 505 ათ. კმ^3 მტკნარი წყალი მონაწილეობს. ოკეანეებს შორის წყლების მოძრაობაში მონაწილეობს ბევრად დიდი რაოდენობის წყალი – დაახლოებით 20 000 ათ. კმ^3 წელიწადში.

თავი 3.
ოკეანის წყლის ქიმიური შემადგენლობა და წყლების მარილიანობა

წყალი აქტიური გამხსნელია. სწორედ ამიტომ ზღვის წყალში არსებობს დედამიწაზე არსებული თითქმის ყველა ელემენტი. წყალში გახსნილი ყველა ნივთიერება ოთხ ჯგუფად იყოფა: 1) ჯგუფი, რომელიც განსაზღვრავს წყლის მარილიანობას; 2) მიკროელემენტების, უფრო სწორად "გაბნეული" ელემენტების ჯგუფი; 3) ბიოგენური ნივთიერებების ჯგუფი; 4) გახსნილი აირების ჯგუფი.

წყალში ყველაზე დიდი რაოდენობით პირველი ჯგუფის ნივთიერებები შედის. მათი რაოდენობა იზომება გრამით კილოგრამზე, ანუ ათასობით წილებში, პრომილეებში (‰). სწორედ ისინი განსაზღვრავენ წყლის მარილიანობას. მარილიანობა S ‰ ნიშნით აღინიშნება და განაპირობებს ზღვის წყლის ფიზიკურ თვისებებს: სიმკვრივეს, გაყინვის ტემპერატურას, ბგერის სიჩქარეს და სხვ. მისი მნიშვნელობა ასევე დამოკიდებულია ფიზიკურ პროცესებზე – აორთქლებაზე, მტკნარი წყლების მოდინებაზე, ყინულის ლღობაზე, წყლის გაყინვაზე და სხვ. მარილიანობა ზღვის წყლის უმთავრესი მახასიათებელია.

მინარევების მეორე ჯგუფს წარმოადგენენ ელემენტები, რომლებიც უმნიშვნელო რაოდენობით არის ზღვის წყლის ერთეულ მასაში (10^{-3} – 10^{-6} %), მაგრამ მათი საერთო შემადგენლობა მსოფლიო ოკეანეში მილიონ ტონობით (სპილენძი, ურანი, ოქრო და სხვ.) იზომება.

ნივთიერებების მესამე ჯგუფს მიეკუთვნება აზოტის, ფოსფორის, სილიციუმისა და სხვა ელემენტების ნაერთები, რომლებიც ორგანიზმის ცხოველმოქმედების პროცესში მონაწილეობს და ამიტომ იწოდებიან ბიოგენურ ნივთიერებებად. მათი შემადგენლობა იზომება მილიგრამებით კუბურ მეტრზე, ანუ ერთეულებით, რომლებიც მილიონჯერ მეტად წილადია, ვიდრე მარილიანობის საზომი ერთეული. ეს ნივთიერებები არ მოქმედებს წყლის ფიზიკურ თვისებებზე, ხოლო მათი რაოდენობა და თანაფარდობა ცხოველმოქმედების ბიოქიმიური პროცესებით განისაზღვრება.

ნივთიერებების მეოთხე ჯგუფია აირები, რომელთა შემცველობაც წყალში იზომება მილიგრამით 1 ლიტრ წყალზე. აღნიშნულ აირებში შედის ჟანგბადი, აზოტი, გოგირდწყალბადი და სხვა აირები, რომელთა რაოდენობაც დამოკიდებულია როგორც ფიზიკურ ფაქტორებზე (ტემპერატურა, წნევა, მარილიანობა), ისე ბიოლოგიურზე.

გარდა ამისა, ზღვის წყალი შეიცავს გახსნილ ორგანულ ნივთიერებას კოლოიდის სახით, მექანიკურ მინარევებს ხმელეთიდან ჩატანილი მასალის ან მკვდარი ორგანიზმების ნარჩენების სახით, და ბოლოს, ცოცხალი ორგანიზმებს დაწყებული ბაქტერიებითა და თევზებითა და ძუძუმწოვრებით დამთავრებული.

თანამედროვე წარმოდგენებით, ჰიდროსფერო, ისევე როგორც ატმოსფერო დედამიწის განვითარების ადრეულ ეტაპზე შეიქმნა დედამიწის ზედა მანტიის ბაზალტის გამოდნობისა და დეგაზაციის პროცესების შედეგად. ამ პერიოდში ჩამოყალიბდა მსოფლიო ოკეანის წყლების მარილის პირველადი შემადგენლობა და მარილიანობა. შემდგომში ოკეანეში დაიწყო ხმელეთის რღვევის პროდუქტების ჩადინება, რომლებიც განსხვავებული ქიმიური შემადგენლობისა იყო. ამის გამო შეიცვალა იონების საერთო თანაფარდობა: ზღვის წყლის ძირითადი კათიონები სწორედ ამოფრქვეული მთის ქანების გამოფიტვისა და ოკეანეში მდინარეებით მათი გამოტანის შედეგად წარმოიშვა, ხოლო უმეტესი ანიონების წარმოშობა ოკეანის წარმოქმნის საწყის ფაზაში მანტიის დეგაზაციას უკავშირდება. ეს პროცესები თანამედროვე პერიოდშიც მიმდინარეობს, მაგრამ შეუდარებლად ნაკლები ინტენსივობით. ასეთი პროცესების შესწავლა თანამედროვე ოკეანოლოგიის უმნიშვნელოვანესი საკითხებია.

3.1 ოკეანის წყლების მარილების შემადგენლობა

ჯერ კიდევ XIX საუკუნის დასაწყისში მეცნიერებმა შენიშნეს, რომ ოკეანის წყალში გახსნილი მარილის რაოდენობა ცვლადებადი სიდიდეა, მაგრამ მარილის შემადგენლობა, სხვადასხვა მარილების თანაფარდობა, რომლებიც წყლების მარილიანობას განსაზღვრავს, მსოფლიო ოკეანის ყველა რაიონში ერთნაირია. აღნიშნული კანონზომიერება ფორმულირდება, როგორც ოკეანის წყლების მარილების შემცველობის მუდმივობის თვისება. მსოფლიო ოკეანის წყლების აღნიშნული თვისება აღმოჩენილი იქნა წყლის სინჯების ქიმიური ანალიზების შესწავლით, რომლებიც აღებულ იქნა ვ. დიტმარის მიერ მსოფლიოს გარშემო "ჩელენჯერით" მოგზაურობის დროს და დღემდე ეს თვისება არავის უარყვია. მის მიერ ნაჩვენები იყო, რომ გამტკნარებულ ბალტიის ზღვაში და ძლიერ მარილიან წითელ ზღვაში წყლების მარილების შემადგენლობა ერთი და იგივეა. გამონაკლისს წარმოადგენს სანაპირო რაიონების მდინარეების მნიშვნელოვანი ჩამონადენით გამტკნარებული წყლები. ქვემოთ მოყვანილია ზღვის წყლის

მარილების შემადგენლობა და სხვადასხვა იონების კონცენტრაცია საშუალო მარილიანობის წყალში (35,16‰) ო. ალეოკინისა და ი. ლიახინის მიხედვით (1984):

მარილების შემცველობა, მარილების მთლიანი მასის %	
ქლორიდები (ჰალოიდები)	88.7
სულფატები	10.8
კარბონატები	0.3
სხვა	0.2
სულ	100%

ანიონები, ‰	კათიონები, ‰
Cl^- - 19.35	Na^+ - 10.76
SO_4^{2-} - 2.70	Mg^+ - 1.30
HCO_3^- - 0.14	Ca^{2+} - 0.41
Br^- - 0.07	K^+ - 0.39
$H_3BO_3^-$ - 0.03	Sr^{2+} - 0.01
ჯამი – 22.29	ჯამი – 12.87
სულ 35.16	

როგორც მოყვანილი მონაცემებიდან ჩანს, ოკეანეებისა და ზღვების წყლები შეიძლება, მივაკუთვნოთ ქლორიდების კლასსა და ნატრიუმის ჯგუფს. ამ მახასიათებლით ზღვის წყლები მნიშვნელოვნად განსხვავდებიან მდინარის წყლისგან. მხოლოდ რვა იონი შეადგენს ზღვის წყალში არსებული მარილების საერთო მასის 99,9%-ს. დანარჩენი 0,1% მენდელეევის პერიოდული სისტემის ყველა სხვა ელემენტზე მოდის.

3.2. ზღვის წყლის მარილიანობა და მისი განსაზღვრა

ზღვის წყლის მარილიანობა არის 1 კგ ზღვის წყალში გახსნილი ყველა მინერალური ნივთიერების შემადგენლობა გრამებში იმ პირობით, რომ ბრომი და იოდი ჩანაცვლებულია ქლორის ეკვივალენტური რაოდენობით, ნახშირჟანგის ყველა მარილი გადაყვანილია ოქსიდებში. წყლის მარილიანობა გამოისახება გრ/კგ ერთეულით, ანუ მეათასედი წილებით – პრომილეთი და როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, აღინიშნება S ‰. ზღვის წყლის მარილიანობა ახლოს დგას მინერალიზაციის ცნებასთან (M, მგ/ლ). 50%-მდე მარილიანობის შემთხვევაში S ‰ $\sim M \cdot 10^{-3}$.

ზღვის წყლის მარილიანობას განსაზღვრავენ ქლორის შემცველობის ან წყლის ელექტროგამტარობის მიხედვით, რადგან ზღვის წყალი ელექტროლიტია: რაც მეტი მარილებია წყალში, მით მეტია მისი ელექტროგამტარობა, ე.ი. წინაღობაც ნაკლებია; წინაღობის გაზომვით შეიძლება წყლის მარილიანობის განსაზღვრა ცხრილის მიხედვით. წყლის მარილიანობის განსაზღვრა შეიძლება ასევე, წყალში სინათლის სხივის გარდატეხის კუთხის მიხედვით, რადგან მოცემული კუთხე წყლის მარილიანობაზეა დამოკიდებული. მარილიანობის განსაზღვრა წყლის სიმკვრივის გაზომვითაც შეიძლება. მარილიანობის გაზომვის ყველაზე ზუსტი მეთოდია კი ქიმიური ანალიზია, თუმცა იგი ძალიან შრომატევადია.

სიმკვრივის პირდაპირ გაზომვა ყველაზე მარტივად არეომეტრითაა შესაძლებელი. ეს მოწყობილობა იძლევა წყლის სიმკვრივის სწრაფად და მარტივად დადგენის საშუალებას, რის შემდეგაც ცხრილის მიხედვით შეიძლება, წყლის მარილიანობაც განისაზღვროს. თუმცა, უნდა აღინიშნოს, რომ მოცემული მეთოდი ძალზედ მიახლოებით შედეგებს იძლევა - მხოლოდ 0,05‰ სიზუსტით.
მარილიანობას პრაქტიკაში ყველაზე ხშირად ადგენენ ქლორის კონცენტრაციის მიხედვით, უფრო სწორად, ქლორიანობის მიხედვით (ქლორიანობა არის 1 კგ ზღვის წყალში ჰალოგენების – ქლორის, ბრომის, ფტორისა და იოდის ჯამური შემადგენლობა გრამებში ქლორის ეკვივალენტურ შემადგენლობაზე გადაანგარიშებით). ეს მეთოდი ოპტიმალური შესაძლებლობების პირობებში იძლევა მარილიანობის განსაზღვრის საშუალებას 0,01‰–მდე სიზუსტით. კნუდსენმა ჯერ კიდევ 1902 წელს მიიღო ფორმულა:

$$S\text{ ‰} = 0{,}030 + 1{,}805\ Cl\text{‰} \qquad (3.1)$$

სადაც Cl წყლის ქლორიანობაა.

1967 წელს საერთაშორისო შეთანხმებით, კნუდსენის ფორმულის ნაცვლად მიღებული იქნა უფრო მარტივი, მაგრამ არანაკლებ ზუსტი ფორმულა:

$$S‰ = 1{,}80655\ Cl‰ \qquad (3.2)$$

ამ ფორმულამ მიიღო სახელწოდება "საერთაშორისო".

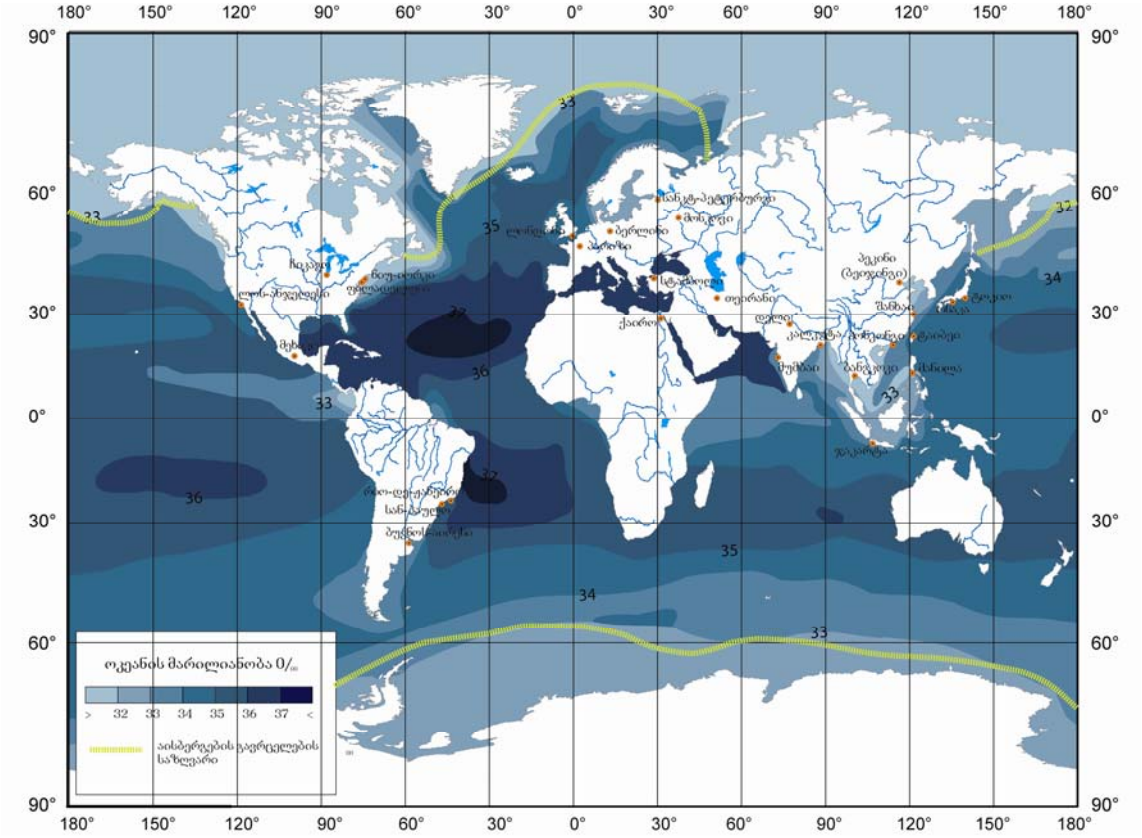
რადგან განაპირა და ხმელთაშუა ზღვებში მარილის შემცველობა რამდენადმე განსხვავდება ოკეანის წყლების მარილის საშუალო შემცველობისგან, არსებობს ანალოგიური სტრუქტურის სპეციალური ფორმულებიც სხვადასხვა ზღვებისთვის. ასე მაგალითად, შავი ზღვის შემთხვევაში გამოიყენება ფორმულა S = 1,1856 + 1,795Cl, ბალტიის ზღვისთვის: S = 0,115 + 1,805 Cl, აზოვის ზღვისთვის: S = 0,21 + 1,794 Cl (S და Cl მოცემულია პრომილეებით (‰)).

იგივე სქემით გამოთვლილია ფორმულები მრავალი მლაშე და მომლაშო ტბისათვის. ასე მაგალითად, კასპიის ზღვის წყლებისთვის გამოიყენება ფორმულა: S = 0,140 + 2,360 Cl.

3.3. მარილიანობის განაწილება ოკეანის წყლის ზედაპირზე

წყლის მარილიანობის განაწილება ოკეანის ზედაპირზე ზოგადად, წყლის მარილიანობის მაჩვენებელი ოკეანის წყლის ბალანსის მდგენელების – ნალექებისა და აორთქლების განაწილებას შეესაბამება (იხ. სურ. 3.1).

ოკეანის ზედაპირზე მარილიანობის განაწილების ზონალურ კანონზომიერებებს იზოგალინების საშუალო წლიური რუკები გვიჩვენებს. რუკებზე მოცემული საერთო სურათი ასახავს მარილიანობის შემცირებას მაღალი განედების მიმართულებით, რაც კონტინენტურ ჩამონადენს უკავშირდება. ტროპიკულ რაიონებში, ეკვატორის ორივე მხარეს მომატებული მარილიანობის ზონები გამოიყოფა, რაც



სურ 3.1. ოკეანის საშუალო წლიური მარილიანობა (‰)

ძლიერი პასატური ქარების რაიონებში ნალექების შემცირებულ რაოდენობასა და გაზრდილ აორთქლებას უკავშირდება.

მსოფლიო ოკეანის ზედაპირზე წყლის მარილიანობის განედურ (ზონალურ) განაწილებას სამი ფაქტორი არღვევს: დინებები, მდინარეები და ყინულები.

ოკეანეებში დინებები, საშუალო განედებში (დაახლ. 40º), დასავლეთ ნაპირებთან პასატებისგან ჩრდილოეთისა და სამხრეთისკენაა მიმართული. მათ შედარებით მარილიანი (და თბილი) წყლები მაღალი განედებისკენ გადააქვთ. ზომიერი განედების ჩრდილოეთიდან და სამხრეთიდან, ოკეანის აღმოსავლეთ ნაპირების გასწვრივ დინებები პასატური დინებებისკენაა მიმართული და მათ ნაკლებად მარილიანი წყლები გადააქვთ.

წყლების საერთო ცირკულაციის ეს ორივე ელემენტი არღვევს მარილიანობის ზონალურ განაწილებას და ოკეანის, როგორც აღმოსავლეთ, ისე დასავლეთ ნაპირებზე იზოგალინებს თითქმის მერიდიანული მიმართულება აქვთ.

მდინარეები ოკეანეებისა და განსაკუთრებით ზღვების შესართავებთან ახლოს მდებარე რაიონებს ამტკნარებენ. ძალიან დიდია მდინარეების განგის, ნიგერის, კონგოს (ზაირი) და რა თქმა უნდა, ამაზონის გავლენა, რომელთა გამამტკნარებელი ეფექტი მდინარეების შესართავიდან ოკეანეში 500-1000 კმ

მანძილზე შეიმჩნევა. არქტიკულ ზღვებს მნიშვნელოვნად ამტკნარებენ მდინარეები ობი, ენისეი და ლენა.

სეზონური ყინულების როლი ჯერ კიდევ არ არის სათანადოდ შესწავლილი. ზამთარში, გაყინვის სტადიაზე ყინულები წყლის მარილიანობის გაზრდას იწვევენ, ხოლო გაზაფხულზე – პირიქით: ყინულის დნობა წყლის მარილიანობის შესამჩნევად შემცირებას იწვევს. მაღალი განედების მიმართულებით მარილიანობის საერთო შემცირების გარდა, რაც ყინულების დნობას უკავშირდება, მნიშვნელოვანი გამამტკნარებელი გავლენა შეიძლება, მოახდინოს იმ ყინულებმა, რომლებიც ყურეებში დნება, განსაკუთრებით კი გაზაფხულზე.

ოკეანის ზედაპირზე წყლის მარილიანობის განაწილების საერთო სქემაში, რომელიც რუკებზეა მოცემული (სურ. 3.1), არ შედის შიდა ზღვები, სადაც მდინარეების გამამტკნარებელი გავლენა ხშირად ძალიან ძლიერია. ასე მაგალითად, ბალტიის (10-12‰, ყურეებში – 2-6‰), თეთრი (24-30‰), შავი (16-18‰) და აზოვის (10-12‰) ზღვების მარილიანობა მნიშვნელოვნად ნაკლებია ოკეანის წყლების მარილიანობაზე. თუმცა, ზოგჯერ საწინააღმდეგო მოვლენასაც აქვს ადგილი – რიგ შიდა ზღვებში მარილიანობის მნიშვნელოვანი ზრდა შეიმჩნევა. მაგალითად, თუ წყლის ბალანსის მტკნარი მდგენელი არ არის დიდი, ხოლო წყლის აორთქლება ინტენსიურია, წყლების მარილიანობამ შეიძლება, 38-39‰-ს (ხმელთაშუა ზღვა, სპარსეთის ყურე), ზოგჯერ კი 40-42‰-საც (წითელი ზღვა) მიაღწიოს.

ყველაზე მარილიანი ზედაპირული წყლები ატლანტის ოკეანეშია (საშუალოდ, 35,4‰). შედარებით ნაკლებ მარილიანი წყალია წყნარ (34,9‰) და ინდოეთის (34,8‰) ოკეანეებში. მნიშვნელოვნად გამტკნარებულია წყალი ჩრდილოეთ ყინულოვანი ოკეანის ზედა ფენებში (29-32‰ და 0-10‰ ნაპირებთან).

3.4 მარილიანობის განაწილება ოკეანის წყლების სიღრმეში

ოკეანის ზედაპირზე მარილიანობას განაპირობებს პროცესები, რომელთა გავლენითაც წყლის ბალანსი ყალიბდება: მარილიანობა უფრო მაღალია იქ, სადაც მტკნარი მდგენელი ნაკლებია და დაბალია იმ უბნებზე, სადაც წყლის ბალანსის მტკნარი მდგენელი მაღალია. მარილები ოკეანის ზედაპირიდან სიღრმისკენ შერევის გზით ვრცელდება. ჩვეულებრივ, მოცემული სიღრმე ათეულ ან რამდენიმე ასეულ მეტრს შეადგენს. ოკეანის წყლების ძირითად მასაში მარილიანობის ისევე, როგორც სხვა ოკეანოლოგიური მახასიათებლების განაწილება, ჰორიზონტალურ

გადატანას – ადვექციას, ანუ დინებებს, უკავშირდება. ამიტომ ოკეანის წყლების ვერტიკალური სტრუქტურა საკმაოდ არაერთგვაროვანია: ოკეანეში არსებობს მრავალი "უცხო" შუაშრე, რომლებიც ამ მახასიათებლების სიღრმული ექსტრემუმის სახით ვლინდება.

წყლის მარილიანობა სიღრმის მატებასთან ერთად იზრდება, რადგან ეს წყლის ფენების ვერტიკალური წონასწორობის დაცვას უზრუნველყოფს: რაც მეტია წყლის მარილიანობა, მით მეტია მისი სიმკვრივე. მაგრამ იმის გამო, რომ სიმკვრივე დამოკიდებულია ტემპერატურაზეც, ასეთი წონასწორობა შეიძლება, არსებობდეს მარილიანობის შემცირების პირობებშიც, იმ შემთხვევაში თუ დაბალი ტემპერატურა აწონასწორებს მარილიანობით განპირობებული სიმკვრივის შემცირებას. ამგვარად, წყლის მაღალმა ტემპერატურამ შეიძლება, შეამციროს მაღალი სიმკვრივით გამოწვეული მაღალი მარილიანობა.

თავი 4. მსოფლიო ოკეანის თერმული რეჟიმი

ოკეანის თერმულ რეჟიმს დედამიწის სითბური რეჟიმი და კლიმატი განაპირობებს. მსოფლიო ოკეანის სითბური ბალანსის განტოლებაში შემავალ ძირითად წევრებს განეკუთვნება მზის რადიაცია და სითბოს ცვლა ატმოსფეროსთან, ხოლო დამატებით წევრებს – მდინარეების სითბური ჩამონადენი და სითბოს გამოყოფა ყინულწარმოქმნის პროცესში. მსოფლიო ოკეანის სითბური ბალანსის განტოლების ხარჯვის მთავარი წევრებია სითბოს დანაკარგი აორთქლებაზე და სითბოს ცვლა ატმოსფეროსთან, ხოლო დამატებითი – სითბოს დანაკარგები ყინულის დნობაზე.

ოკეანის სითბურ ბალანსში უმთავრესია სითბოს ცვლა წყლის ზედაპირზე, რომელსაც ეცემა მზის რადიაცია – სითბოს ძირითადი წყარო და საიდანაც ხდება აორთქლება – სითბოს ხარჯვის ძირითადი სახე.

4.1. მსოფლიო ოკეანის სითბური ბალანსი

დედამიწის ზედაპირის, ნიადაგის ზედა ფენის, ოკეანისა და ატმოსფეროს სითბოს ძირითად წყაროს მზის რადიაცია წარმოადგენს. დედამიწის ზედა ფენების ტემპერატურა ძირითადად დამოკიდებულია მათ სითბოტევადობასა და მზიდან მოსული სითბოს რაოდენობაზე. ტემპერატურის ცვალებადობას სითბური ბალანსი განსაზღვრავს. თუ იგი დადებითია, მაშინ ტემპერატურა მატულობს, უარყოფითი ბალანსის დროს კი - კლებულობს. დედამიწის სირღმეებიდან გამოყოფილი სითბოს შიდა ნაკადი ხმელეთის ზედაპირსა და ოკეანის ფსკერზე, გაცილებით მცირეა, მზიდან წამოსულ სითბოსთან შედარებით. ამიტომ მეტეოროლოგიასა და ოკეანოლოგიაში რიგი ამოცანების გადაწყვეტისას მათი უგულვებელყოფა ხდება.

დედამიწის სხვადასხვა რეგიონში მზის სითბოს რაოდენობა განსხვავებულია. იგი დამოკიდებულია გეოგრაფიულ განედზე, წელიწადის დროსა და დღე-ღამეზე, კლიმატურ პირობებზე (ატმოსფეროს გამჭვირვალობასა და ღრუბლიანობაზე), ქვეფენილი ზედაპირის ტიპსა და მდგომარეობაზე. აქედან გამომდინარე ატმოსფეროს, ოკეანისა და ნიადაგის (როგორც მათ ზედაპირზე, ასევე სიღრმეში) სითბური ბალანსი წლის სხვადსხვა პერიოდში არათანაბარია,

რაც დედამიწის საკვლევ რეგიონში ტემპერტურათა ველისა და დროში მისი ცვალებადობის ძალზე რთულ სურათს იძლევა.

მზის სითბური რადიაციის გზა დედამიწის საკვლევ ფენებამდე რთულია, ამიტომ სითბოს მეორადი წყაროები და ნაკადები წარმოიქმნება. მზის რადიაციის გარკვეული ნაწილი ატმოსფეროს ზედა საზღვრით, ღრუბლებითა და დედამიწის ზედაპირით აირეკლება და უკან უბრუნდება პლანეტათა შორის სივრცეს. არეკლილი რადიაციის სიდიდის შეფარდებას მოსული რადიაციის სიდიდესთან **ალბედო** ეწოდება. დარჩენილი მზის რადიაცია ატმოსფეროსა და დედამიწის ზედაპირის მიერ შთაინთქმება. ხმელეთისა და ოკეანის ზედაპირი, რომელიც გამთბარია გარკვეულ ტემპერტურებამდე, ატმოსფეროში სითბოს გრძელტალღიანი ინფრაწითელი რადიაციის სახით ასხივებენ, რომელიც ძირითადად ატმოსფეროში არსებული წყლის ორთქლისა და ნახშირორჟანგით შთაინთქმება.

დედამიწის ზედაპირზე მოსული სითბოს გარკვეული ნაწილი აორთქლებაზე იხარჯება, რის შედეგადაც ატმოსფეროში გაჩენილი წყლის ორთქლი გარკვეულ პირობებში კონდენსირდება და დედმიწის სითბოს კიდევ ერთ წყაროს წარმოქმნის. ამასთან, დედამიწის ზედაპირი ატმოსფეროსთან სითბოს ჰაერის ნაკადების კონვენქციისა და ტურბულენტობის ხარჯზეც ცვლის. სითბოს ცვლას ასევე ადგილი აქვს დედამიწის ზედაპირიდან ნიადაგისა და ოკეანეების სირღმეში. ატმოსფეროც, როგორც ყველა გამთბარი სხეული ინფრაწითელ რადიაციას ყველა მიმართულებით ასხივებს, მათ შორის პლანეტაშორის სივრცეში. მეორადი სითბოს წყაროებისა და ნაკადების სითბური ბალანსები დედამიწის საკვლევი ფენების ტემპერტურათა ველს განსაზღვრავენ.

დედამიწის სითბური ბალანსი შესაძლებელ;ია დავყოთ ატმოსფეროს, დედამიწის ზედაპირის (ხმელეთის) და ოკეანის სითბურ და რადიაციულ ბალანსებად.

ზოგადად, ატმოსფეროს სითბური ბალანსი შეიძლება გამოვსახოთ შემდეგი ფორმულის სახით:

$$c_0\rho_0 h_0 \frac{\partial Q_0}{\partial t} = (1 - A_0)I - R_0 \pm P \pm LW \pm Q \qquad (4.1)$$

სადაც C_0 და P_0 ჰაერის სითბოტევადობა და სიმკვრივეა, $\frac{\partial Q_0}{\partial t}$ – h_0 სიმაღლეზე ერთეულოვანი ფართობის მქონე ჰაერის სვეტის საშუალო ტემპერატურის ცვალებადობა t დროში, A_0 - ატმოსფეროს, ღრუბლებისა და დედამიწის ზედაპირის

ჯამური ალბედო, I - ჯამური (არეკლილი და პირდაპირი) მზის რადიაცია, R_0 - ატმოსფეროს გრძელტალღიანი ინფრაწითელი გამოსხივება, P - კონვენციური და ტურბულენტური სითბოს ცვლა ვერტიკალზე ატმოსფეროსა და დედამიწის ზედაპირს (ხმელეთი და ოკეანე) შორის, LW - წყლის აორთქლებისა და კონვენციის სითბო, Q - ჰორიზონტალური ადვექციური და ტურბულენტური სითბოს ცვლა.

ამავე მოცულობის ჰაერის რადიაციული ბალანსი ტოლია:

$$c_0\rho_0 h_0 \frac{\partial Q_0}{\partial t} = (1 - A_0)I - R_0, \qquad (4.2)$$

სადაც Q_0 საშუალო რადიაციული ტემპერატურაა.

დედამიწის ზედაპირის ერთეულოვანი ფართობის (ხმელეთი r, ოკეანე - ω) სითბური და რადიაციული ბალანსებია:

$$c_{\omega,r}\rho_{\omega,r}h_0 \frac{\partial Q_{\omega,r}}{\partial t} = (1 - A_{\omega,r})I \pm R_{\omega,r} \pm P_{\omega,r} \pm LW_{\omega,r} \pm P_r \pm Q_a \pm Q_l \qquad (4.3)$$

$$c_{\omega,r}\rho_{\omega,r}h_0 \frac{\partial Q_{\omega,r}}{\partial t} = (1 - A_{\omega,r})I \pm R_{\omega,r} \pm P_{\omega,r} \qquad (4.4)$$

სადაც, $c_{\varpi,r}$ და $\rho_{\omega,r}$ შესაბამისად, წყლისა და ხმელეთის სითბოტევადობა და სიმკვრივეა, $A_{\omega,r}$ – წყლისა და ხმელეთის ზედაპირის ალბედო; $LW_{w,r}$ – აორთქლებული ან კონდენსირებული სითბოს რაოდენობა ოკეანის ან ხმელეთის ზედაპირზე; $P_{\varpi,r}$ – სითბოს ადვექციური და ტურბულენტური ნაკადი ოკეანის ან ხმელეთის ზედაპირიდან ატმოსფეროში (-) ან პირიქით ატმოსფეროდან ოკეანის ან ხმელეთის ზედაპირისკენ (+); $R_{\omega,r}$ – ეფექტური გამოსხივება ანუ სხვაობა შემხვედრ გრძელტალღიან გამოსხივებას შორის ზედაპირიდან ზემოთ ატმოსფეროში და ატმოსფეროდან ქვევით ზედაპირისაკენ; $P_{\omega,r}$ - სითბოს ნაკადები ოკეანისა და ხმელეთის ზედაპირიდან სიღრმეში; Q_a - სითბოს ჰორიზონტალური ადვექცია ოკეანის ზედაპირის თხელ ფენაში; Q_l -ყინულწარმოქმნისა და დნობის სითბო.

ოკეანისათვის გარკვეული წყლის მოცულობის სითბური ბალანსი შემდეგი სახით ჩაიწერება:

$$c_\omega\rho_\omega h_\omega \frac{\partial Q_\omega}{\partial t} = (1 - A_\omega)I' \pm Q'_{a+L} \qquad (4.5)$$

სადაც, I' – მზის რადიაციის სითბოს ნაკადია, რომელიც აღწევს ოკეანის სიღრმულ ნალექებში, Q_{a+L} – ჰორიზონტალურ-ადვექციური და ტურბულენტური სითბოს ნაკადებია ოკეანეში. I' მნიშვნელოვან როლს თამაშობს წყლის დიდი გამჭირვალობის დროს 10 მეტრიდან რამდენიმე ათეულ მეტრამდე. მღვრიე წყლის შემთხვევაში I' პრაქტიკულად ნულის ტოლია, რადგანაც რადიაციის მთელი ნაკადი შთაინთქმება ზედაპირის მიერ და სითბური ბალანსის ერთ-ერთ წევრს წარმოადგენს.

მრავალწლიურ დაკვირვებათა მონაცემების მიხედვით დედამიწა-ატმოსფეროს სითბური ბალანსი წლის განმავლობაში საშუალოდ შემდეგი ციფრებით შეიძლება დავახასიათოთ: გაანგარიშებები გვიჩვენებს, რომ დედამიწის სფეროსებრი ფორმისა და ბრუნვის გამო მასზე წელიწადში 250 კკალ/სმ^2 სითბოს რაოდენობა მოდის. ეს სიდიდე მიღებულ იქნა 100 %-ად. დედამიწისათვის ალბედო შეადგენს 28%-ს, ე.ი. ატმოსფეროსა და დედამიწის ზედაპირის მიერ წელიწადში 179 კკალ/სმ^2 შთაინთქმება. სითბოს ამ რაოდენობიდან ატმოსფეროს მიერ წელიწადში შთაინთქმება 61 კკალ/სმ^2, ან დაახლოებით 25 %, დედამიწის ზედაპირის მიერ კი – 118 კკალ/სმ^2 ან 47%. დედამიწის ზედაპირის მიერ შთანთქმული სითბო მთლიანად იხარჯება ეფექტურ გრძელტალღიან გამოსხივებაზე – 39 კკალ/სმ^2 წელიწადში (15,6%), წყლის აორთქლებაზე (იგი კონდენსაციის სითბოს სახით უბრუნდება ატმოსფეროს) – 66 კკალ/სმ^2 წელიწადში (26,5%). ატმოსფეროში სითბოს ტურბულენტურ და კონვენციურ ნაკადებზე – 13 კკალ/სმ^2 წელიწადში (5.3%). ატმოსფეროს სითბოს დანაკარგები გრძელტალღიანი რადიაციის სახით წელიწადში 179 კკალ/სმ^2 (72%) შეადგენს, აქედან გამომდინარე ატმოსფეროს სითბური ბალანსის განტოლება შემდეგ სახეს მიიღებს: 39+61+66+13-179=0; დედამიწის ზედაპირისთვის კი: 118-39-66-13=0.

ატმოსფეროს რადიაციული ბალანსი, რომელშიც იგულისხმება მზის მოკლეტალღიანი სითბური რადიაცია (39 კკალ/სმ^2 წელიწადში) და ატმოსფეროს გრძელტალღიანი გამოსხივება, ტოლი იქნება 61-179=-–18 კკალ/სმ^2 წელიწადში. როგორც ვხედავთ ატმოსფეროს რადიაციული ბალანსი უარყოფითია. ქედან გამომდინარე, დედამიწის ზედაპირზე მზიდან მოსული სითბო, რომელიც არ იხარჯება ბიოლოგიურ პროცესებზე უკანვე ტოვებს მას. სხვა შემთხვევაში ადგილი ექნებოდა სითბური ენერგიის დაგროვებასა და დედამიწის ზედა ფენების ტემპერატურების უწყვეტ ზრდას.

განსაკუთრებით დიდია რადიაციული გამოსხივება ანტარქტიდის თავზე, სადაც ჰაერი მუდმივად სუფთა და გამჭირვალეა. ეს ადგილი დედამიწის თავისებური

“ფანჯარაა”, რომლის საშუალებითაც ხდება მისი გაცივება. დედამიწის “სიცივის პოლუსი”, სწორედ ამიტომ, ამ რეგიონში მდებარეობს. სამხრეთ ნახევარსფერო, საშუალოდ, უფრო ცივია, ვიდრე ჩრდილოეთ ნახევარსფერო. ამ მიზეზის გამო, დედამიწის სითბური ეკვატორი – ხაზი რომელიც აერთებს მოცემულ მომენტში დედამიწის ზედაპირის წერტილებს ჰაერის მაქსიმალური ტემპერატურებით, ეკვატორიდან ჩრდილოეთით საშუალოდ 10^0-ითაა გადაწეული.

დედამიწის ზედაპირის საშუალო წლიური ტემპერატურა მნიშვნელოვნად იცვლება სივრცესა და დროში. იგი გაცილებით მეტია ვიდრე დედამიწისპირა საშუალო წლიური ჰაერის ტემპერტურები. ამიტომ, სითბოს კონვენქციური და ტურბულენტური ნაკადები მიმართულნი არიან დედამიწის ზედაპირიდან ზევით, ატმოსფეროსაკენ. დედამიწის ზედაპირიდან სითბოს საერთო ნაკადები ინფრაწითელ გამოსხივებსთან და აორთქლების სითბოსთან ერთად აღემატება მზის პირდაპირ რადიაციას, რომელსაც ატმოსფერო შთანთქავს. ე.ი ატმოსფერო თბება ქვევიდან, დედამიწის ზედაპირიდან და სიმაღლის მატებასთან ერთად ატმოსფეროს ტემპერატურა კლებულობს. მის დასახასიათებლად იყენებენ ტემპერტურულ (თერმულ) გრადიენტს, რომელიც საშუალოდ $0{,}6^0$ –ის ტოლია ყოველ 100 მეტრზე (ანუ ყოველ 100 მეტრზე ტემპერატურა $0{,}6^0$–ით კლებულობს).

ჰორიზონტალურ ზედაპირზე მოსული სითბური ენერგიის რაოდენობა დამოკიდებულია მზის სხივების დაცემის კუთხეზე, ე.ი. მზის სიმაღლეზე ჰორიზონტთან მიმართებაში(a). შესაბამისად ეს სითბო შეიძლება განისაზღვროს შემდეგი ფორმულით:

$$I = I_0 e^{-m\Delta} \sin a \qquad (4.6)$$

სადაც, I_0 – რადიაციის ნაკადია ატმოსფეროს ზედა საზღვარზე; Δ – ატმოსფეროს ფენის სისქე (მზის სხივების გზა), რომელიც გამოისახება ექვივალენტურ ატმოსფეროს ერთეულებში (ექვივალენტურ ატმოსფეროში ჰაერის სიმკვრივე იგივეა რაც დედამიწისპირა ატმოსფეროში. ასეთი ატმოსფეროს სისქე დაახლოებით 8000 მეტრია. მარტივი გათვლები გვიჩვენებს, რომ ზენიტში მყოფი მზიდან წამოსული სხივები დედამიწის ზედაპირამდე გადიან 81,4-ჯერ ნაკლებ მანძილს, ვიდრე ამომავალი ან ჩამავალი მზიდან); m – მზის სხივის შესუსტების კოეფიციენტი, რომელიც თავის მხრივ ითვალისწინებს რადიაციის შთანთქმას ან გაბნევას ატმოსფეროში.

როგორც (4.6) ფორმულიდან ჩანს I სიდიდე დღე-ღამის განმავლობაში იცვლება და იგი დამოკიდებულია წლის დროსა და გეოგრაფიულ განედზე. Δ და a განსასზღვრავენ მოსული სითბოს სიდიდის დამოკიდებულებას ასტრონომიულ

ფაქტორებზე, m კი დამოკიდებულია ატმოსფეროს გამჭირვალობაზე, რომელიც თავის მხრივ განისაზღვრება მასში მტვრის, მარილების კრისტალების და წყლის ორთქლის არსებობით. ატმოსფეროს დიდი ღრუბლიანობის დროს პირდაპირი რადიაცია პრაქტიკულად ნულს უტოლდება და დედამიწის ზედაპირზე მხოლოდ გაბნეული რადიაცია მოდის. მზის პირდაპირი და გაბნეული რადიაცია სპეციალური ხელსაწყოებით იზომება: პირგელიომეტრით, აქტიონომეტრით, აქტიონოგრაფით, სოლიარიმეტრითა და სოლიაროგრაფით.

დედამიწის ზედაპირზე მოსული პირდაპირი და გაბნეული რადიაცია ნაწილობრივ აირეკლება ატმოსფეროში. არეკვლის პროცესი საკმაოდ რთულია. ეს არის წყლის სარკის ზედაპირიდან და მარილების კრისტალებიდან მრავალჯერადი არეკვლა, გაბნევა ხორკლიანი ზედაპირიდან და, ბოლოს არეკვლა და გაბნევა წყლის ზედა ფენებიდან. დედამიწის ზედაპირზე ალბედო ფართო დიაპაზონში იცვლება: 8%-დან (ტენიანი შავმიწა ნიადაგის ზედაპირიდან) 90%-მდე (ახალ მოსული თოვლის ზედაპირიდან). სუფთა წყლის ზედაპირიდან მზის სხვების არეკვლა ფრენელის კანონით ხორციელდება. მზის სხივების ვერტიკალური დაცემის დროს ალბედო 2%-ის ტოლია, როცა $a = 20^0$, იგი 35%-ია. ალბედო დამოკიდებულია წყლის ზედაპირის ღელვის ხასიათსა და ზომებზე. როდესაც მზის სხივების დაცემის კუთხე 46^0-ია და ძლიერი ღელვაა, მაშინ ალბედო 37,7%-ია, ხოლო დაბალი სიმაღლის ტალღების შემთხვევაში ალბედო 51-68% აღწევს. ალბედოს გაზომვა ალბედომეტრით ხდება.

მზის სხივები ოკეანის სიღრმეებში შეღწევისას სპექტრად იშლება. გარკვეული ნაწილი შთაინთქმება, ნაწილი კი – განიბნევა. ოკეანის სიღრმეში სითბოს ნაკადი ინტენსიურად სუსტდება. ამიტომ მზის სითბური ნაკადის შეღწევადობა ოკეანის სიღრმეში უმნიშვნელოა. იგი დამოკიდებულია წყლის გამჭვირვალობაზე. ასე მაგალითად, ინფრაწითელი სხივები, რომლებსაც სითბოს დიდი რაოდენობა გადააქვთ, შთაინთქმება წყლის ზედაპირის მიერ, რამოდენიმე ათეული სანტიმეტრის სიღრმეში. წყლის ფენის 0,5 მეტრ სიღრმეზე სითბური ენერგიის 50% შთაინთქმება. ეს ციფრები ახასიათებს საკმაოდ გამჭირვალე წყლის ფენას. თუ წყალი მღვრივეა, მაშინ რადიაციის სითბო კიდევ უფრო დაბალ სიღრმეებში შთაინთქმება, ხოლო თუ წყალი ძლიერ მღვრივეა, მაშინ შეიძლება ჩავთვალოთ, რომ მზის რადიაციული სითბო შთაინთქმება წყლის ზედაპირის მიერ და მის სიღრმეში გავრცელებას ადგილი არა აქვს.

მზის სხივების შეღწევადობის კანონი ოკეანის სირღმეში შემდეგი ფორმულით გამოისახება:

$$I_{(z,t)} = \frac{1-A}{\rho C_p} I_{0(t)} \sum_{1}^{n} I_n \beta_n e^{-\beta n z}\ , \qquad (4.7)$$

სადაც, A – არის წყლის ზედაპირის ალბედო, P – წყლის სიმკვრივე, C_p – წყლის სითბოტევადობა მუდმივი წნევის დროს, I_0 – მზის ჯამური რადიაცია წყლის ზედაპირზე, I_n და β_n სხივური ენერგიის სპექტრის n-ური ნაკვეთის შეფარდებითი წილი და შესუსტების კოეფიციენტი, t-დრო, ხოლო z – ოკეანის სიღრმე.

ამრიგად, წყლის ზედაპირზე მოსული სითბოს რაოდენობა გარკვეულწილად ზრდის წყლის ტემპერატურას, იხარჯება წყლის ზედაპირიდან აორთქლებაზე და ატმოსფეროში ტურბულენტური ცვლის, კონვექციისა და გრძელტალღიანი ინფრაწითელი გამოსხივებით გადაიტანება.

წყლის აორთქლების ფარული სითბო მნიშვნელოვან როლს თამაშობს წყლის ზედაპირული ფენის სითბურ ბალანსში. მისი მნიშვნელობა შემდეგი გამოსახულებით განისაზღვრება:

$$\lambda_1 = 607 - 0{,}7\tau \quad \text{კალ/გ}, \qquad (4.8)$$

სადაც, τ – წყლის ტემპერატურაა ცელსიუს გრადუსებში.

ხმელეთის პირობებში აორთქლება სპეციალური ამაორთქლებლების საშუალებით დგინდება. ამაორთქლებლიდან, რომლის ზედაპირის ფართობიც ცნობილია, მეტეომოედანზე ღიად ყოფნის გარკვეული პერიოდის შემდეგ წყლის სინჯებს იღებენ და წონიან. იმისათვის, რომ დადგინდეს დამოკიდებულება აორთქლების სიჩქარესა და მეტეოროლოგიურ მახასიათებლებს შორის, ქარის სიჩქარეს, წყლისა და ჰაერის ტემპერატურის და ტენიანობის დეფიციტს ზომავენ.

ზღვებისა და ოკეანეებისათვის ასეთი მეთოდით აორთქლების სიჩქარის განსაზღვრა მიუღებელია, ამიტომ აორთქლების სიჩქარის განსაზღვრა ტემპერატურის ცვალებადობას დაუკავშირეს. ვ.ვ. შულეიკინმა სპეციალური ხელსაწყო – ევაპარომეტრი შექმნა, რომლის საშუალებითაც აორთქლების სიჩქარის განსაზღვრა ხდება. მრავალრიცხოვანი გაზომვების საფუძველზე მიღებულ იქნა აორთქლების სიჩქარის საანგარიშო ემპირიული ფორმულა, რომლის საბოლოო სახე ასეთია:

$$\lambda = 5{,}85(e_0 - e_6)V_6 \qquad \text{კალ/სმ}^2\text{/დღე}, \qquad (4.9)$$

სადაც, 5,85 ემპირიული კოეფიციენტია, e_0 – წყლის ორთქლის დრეკადობა, რომლითაც გაჯერებულია გარემო, e_6 – წყლის ორთლის დრეკადობა 6 მეტრ სიმაღლეზე (გემის ბაქანი), V_6 – ზღვის დონიდან 6 მეტრ სიმაღლეზე ქარის

სიჩქარე (გემის ბაქანი). უნდა აღინიშნოს, რომ ამ ფორმულით მიღებული შედეგები თითქმის ემთხვევა უფრო ზუსტი თეორიული კვლევის შედეგებს.

კონვენქციური და ჯამური სითბოს გაცვლა განიხილება ჯამურად და მას ხშირად მეტეოროლოგიაში, როგორც ტურბულენტური სითბოს გაცვლას ისე განიხილავენ. იგი ძალზედ ძნელი გასაანგარიშებელი წევრია სითბურ ბალანსში.

კონვენქცია და ტურბულენტობა პრინციპულად სხვადასხვა მოვლენებია. კონვენქცია განსაზღვრულ ზღვრამდე სითბოს ინტენსივობის მომწესრიგებული პროცესია, ტურბულენტობა კი, რომელიც დაკავშირებულია სიჩქარის გრადიენტზე, სტატისტიკური. კონვენქციითა და ტურბულენტობით გამოწვეულ ჯამური სითბოს ნაკადს გაანგარიშების სირთულის გამო, სითბური ბალანსის განტოლებაში განსაზღვრავენ, როგორც დარჩენილ წევრს სხვა ცნობილ წევრებს შორის. იმისა და მიხედვით, თუ რომელია უფრო თბილი წყალი თუ ჰაერი, სითბო გადაიტანება წყლიდან ჰაერისაკენ (პირდაპირი გადატანა) ან ჰაერიდან წყლისაკენ (არაპირდაპირი გადატანა). პირდაპირი და არაპირდაპირი სითბოს გადატანა პირობითია.

კონვენქციური და ტურბულენტური სითბოს, როგორც პირდაპირი ისე არაპირდაპირი მიმართულებით გადატანა შემდეგი ფორმულით განისაზღვრება:

$$P_W = B(\tau_W - \tau_a)V \quad \text{კალ/სმ}^2\text{/დღეღამე} \qquad (4.10)$$

თუ ქარის სიჩქარე განისაზღვრება მ/წმ-ით და მისი განსაზღვრა ხდება ზღვის დონიდან 10 მ სიმაღლეზე, მაშინ B კოეფიციენტი 5,2-ის ტოლია.

გამთბარი ხმელეთის ზედაპირი და ოკეანის წყალი სითბოს გარკვეულ ნაწილს გრძელტალღიანი ინფრაწითელი რადიაციის სახით (ეფექტური გამოსხივება) გამოყოფენ. მისი სიდიდის განსაზღვრა შესაძლებელია შემდეგი გამოსახულებით:

$$R_{\omega,r} = \delta T^4 \quad \text{კალ/სმ}^2\text{წთ} \qquad (4.11)$$

სადაც, T – ზედაპირის აბსოლუტური ტემპერატურაა, δ – სტეფან-ბოლცმანის მუდმივა, რომელიც წყლის ზედაპირისთვის $5{,}7\text{X}10^{-8}$ $38/\text{მ}^2\text{K}^4$ ტოლია.

უამრავი ექსპერიმენტისა და კვლევის შედეგად (4.11) ფორმულამ ხმელეთის ზედაპირისთვის შემდეგი სახე მიიღო:

$$R_r = \delta T^u \left(0.225 + 0.32 + 10^{-0.069e}\right) \quad \text{კალ/სმ}^2\text{წთ} \qquad (4.12)$$

ხოლო ოკეანეებისათვის:

$$R_w = \delta T^u \left(0.0674 + 2.27 + 10^{-0.084e}\right) \quad \text{კალ/სმ}^2\text{წთ} \qquad (4.13)$$

ეფექტური გამოსხივება დამოკიდებულია ღრუბლიანობაზე და მისი გავლენა განისაზღვრება შემდეგი ფორმულით:

$$R'_{\omega,r} = R_{\omega,r}(1 - n_h c_h - n_m c_m - n_L c_L) \qquad (4.14)$$

სადაც, $R_{\omega,r}$ – ეფექტური გამოსხივებაა უღრუბლო ცაზე; $R'_{\omega,r}$ – ეფექტური გამოსხივება ღრუბლიან ცაზე; n_h, n_m, n_L - ღრუბლიანობა, შესაბამისად მაღალი, საშუალო და დაბალი იარუსის ღრუბლებისათვის; c_h, c_m, c_L - სხვადსხვა იარუსის ღრუბლიანობის გავლენის კოეფიციენტები. დაკვირვებების საშუალებით დადგენილია, რომ c_h ფრთა ღრუბლებისათვის 0.1-0.2-ის ტოლია, ფრთა-ფენა და ფრთა ღრუბლებისათვის კი – 0.2-0.3. c_m – მაღალი გროვა ღრუბლებისათვის 0.5-0.6-ის ტოლია, ხოლო მაღალი ფენა ღრუბლებისათვის კი – 0.6-0.75. c_L – ფენა-გროვა ღრუბლებისათვის 0.6-0.75, ხოლო გროვა ღრუბლებისათვის 0.78-0.85 ტოლია, ქვედა იარუსის წვიმის ღრუბლებისათვის კი 0.88-0.95, ე.ი. ამ შემთხვევაში ეფექტური გამოსხივება ნულთან ახლოს არის.

4.2 სითბოს გაცვლა ოკეანეებსა და ზღვებში

წყლის მოლეკულური სითბოგამტარობა ძალზედ მცირეა. ოკეანე რომ უძრავი იყოს მაშინ მისი გათბობა ზემოდან ძალიან ნელა მოხდებოდა და მცირე სიღრმეებს მიაღწევდა, რის გამოც ოკეანის წყალი თბილ პერიოდში ვერ შეძლებდა გარკვეული რაოდენობის სითბური ენერგიის დაგროვებას. სინამდვილეში ოკეანის წყლები, განსაკუთრებით მის ზედა ფენებში საკმაოდ მოძრავია, რის შედეგადაც ხდება სითბოს ინტენსიური გადატანა ოკეანის ღრმა ფენებში. ეს კი ოკეანეს საშუალებას აძლევს სითბოს მარაგი დიდი რაოდენობით დააგროვოს. ”ოკეანე – ხმელეთი – ატმოსფეროს” სისტემაში სითბოს საერთო მარაგიდან ოკეანეზე 90% მოდის (წყლის სითბოტევადობა 75,15 ჯ/მოლიK ორჯერ აღემატება ჰაერის სითბოტევადობას 29 ჯ/მოლიK).

ოკეანეში სითბოს დაგროვება წლის თბილ პერიოდში ხდება, ხოლო ცივ პერიოდში კი ხარჯვა, ამიტომ ოკეანე მძლავრი კლიმატწარმომქმნელი ფაქტორია. იგი არეგულირებს ატმოსფეროს ტემპერატურის სეზონურ და დღე-ღამურ სვლას კონტინენტების იმ რეგიონებში, რომლებიც ოკეანის გავლენის ქვეშ იმყოფებიან. საწინააღმდეგო სურათს აქვს ადგილი კინეტიკური ენერგიის

განაწილების სისტემაში “ოკეანე-ატმოსფერო”. ამ შემთხვევაში ოკეანეზე სართო მარაგის 10% მოდის.

ოკეანეში სითბოს ვერტიკალური გადაადგილება წყლის ზედაპირული და შიგა ტალღებით ხდება: სითბოს კონვექციის, ტურბულენტური სვლის, პირდაპირი და არაპირდაპირი ნაკადებით.

ოკეანეში სითბოს ჰორიზონტალური გადატანა დინებებითა და ტურბულენტური პულსაციის ფართო სპექტრის ჰორიზონტალური მდგენელებით ხორციელდება. ოკეანეში წყლის მოძრაობა და სითბოს გადატანა ჰიდროდინამიკის შემდეგი განტოლებათა სისტემით აღიწერება:

$$\left.\begin{aligned}
&\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+\upsilon\frac{\partial u}{\partial y}+\omega\frac{\partial u}{\partial z}=\frac{k}{p}\left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 u}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 u}{\partial z^2}\right)-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x}+X\\
&\frac{\partial \upsilon}{\partial t}+u\frac{\partial \upsilon}{\partial x}+\upsilon\frac{\partial \upsilon}{\partial y}+\omega\frac{\partial \upsilon}{\partial z}=\frac{k}{p}\left(\frac{\partial^2 \upsilon}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 \upsilon}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 \upsilon}{\partial z^2}\right)-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y}+Y\\
&\frac{\partial \omega}{\partial t}+u\frac{\partial \omega}{\partial x}+\upsilon\frac{\partial \omega}{\partial y}+\omega\frac{\partial \omega}{\partial z}=\frac{k}{P}\left(\frac{\partial^2 \omega}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 \omega}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 \omega}{\partial z^2}\right)-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial t}+Z
\end{aligned}\right\} \qquad (4.15)$$

ამ განტოლებაში u,υ,ω ნაკადის სიჩქარის მდგენელებია შესაბამის x,y,z ღერძებზე, t – დრო, P – წნევა, ρ – სიმკვრივე. განტოლების შესაბამისი წევრები აღნიშნავენ მათ ცვალებადობას დროსა და სივრცეში. x,y,z სითხის ნაწილაკებზე მოქმედი გარე ძალების მდგენელებია.

გარე ძალები შეიძლება იყოს: ქარის ხახუნის ძალა ოკეანის ზედაპირზე, კორიოლოსის ძალა, სიმძიმის ძალა, წყლის ხახუნის ძალა ოკეანის ფსკერთან.

ოკეანეში წყლის მოძრაობის რეჟიმი ტურბულენტურია. წყლის მოლეკულარული ხახუნი ამ დროს არ იგულისხმება, რადგან იგი ტურბულენტურ ხახუნთან შედარებით ძალზე მცირეა. ტურბულენტური ცვლის k კოეფიციენტი ახასიათებს წყლის მოძრაობის რაოდენობას.

უკუმშვადი სითხის მოძრაობის უწყვეტობის განტოლებაა:

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial \upsilon}{\partial y}+\frac{\partial \omega}{\partial z}=0 \qquad (4.16)$$

სითბოს გადატანის განტოლება შემდეგნაირად გამოისახება:

$$\frac{\partial \tau}{\partial t}+u\frac{\partial \tau}{\partial x}+\upsilon\frac{\partial \tau}{\partial y}+\omega\frac{\partial \tau}{\partial z}=k'\left(\frac{\partial^2 \tau}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 \tau}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 \tau}{\partial z^2}\right)+F(x,y,z) \qquad (4.17)$$

სადაც, τ წყლის ტემპერატურაა, $F(x,y,z)$ სითბოს წყაროებია; k' – ტურბულენტობაგამტარობის კოეფიციენტია, რომელიც თავის მხრივ ტოლია $k'/\rho c$ სადაც k' – სიტბოგამტარობის კოეფიციენტია, ρ – სიმკვრივე, ხოლო c სითბოტევადობაა.

თუ ჩავთვლით, რომ უკუმშვადი სითხის სიმკვრივე დამოკიდებულია ტემპერატურაზე, მაშინ ექვსი უცნობის $u,\upsilon,\omega,\tau,\rho,p$ მოსაძებნად საჭიროა კიდევ ერთი განტოლება. ასეთად შეიძლება მივიღოთ მდგომარეობის განტოლება:

$$\rho = f(\tau), \qquad (4.18)$$

თუ გავითვალისწინებთ მარილიანობის გავლენას წყლის სიმკვრივეზე, მაშინ (4) განტოლება შემდეგ სახეს მიიღებს:

$$\rho = f(\tau) \qquad (4.19)$$

განტოლებათა სისტემა (1)-(4) საშუალებას იძლევა გამოვიკვლიოთ სითხის მოძრაობის სხვადსხვა სახეები, მათ შორის თავისუფალი კონვენქცია. ეს განტოლება რთულია და მის მიახლოებით ამოსახსნელად გარკვეული მიახლოებითი დაშვებების მიღებაა საჭირო. ასე მაგალითად, კვაზისტატისტიკური მიახლოება, რომლის დროს უგულვებელყოფილია ძალის ვერტიკალური მდგენელები, რადგანაც ისინი მცირე სიდიდის არიან ვიდრე სიმძიმის ძალის მდგენელები. ეს დაშვება საშუალებას იძლევა (4.15) განტოლებაში მესამე განტოლება სტატიკის განტოლებით შევცვალოთ:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \rho g \qquad (4.20)$$

ასეთი მიახლოება ამარტივებს მთელი რიგი ამოცანების ამოხსნას და ამავდროულად ითვალისწინებს თავისუფალ კონვექციას. ამ შემთხვევაში ω -ს განსაზღვრა ხდება მხოლოდ უწყვეტობის განტოლებით, ხოლო კონვენქციის ამოცანები იცვლება დამოუკიდებლად სხვა დაშვებებისას.

ჰაერის ტემპერტურის საშუალებით ხდება სითბოს გადაცემა ოკეანის წყლის ზედაპირზე და გარკვეულ სიღრმეში, რომელიც შემდეგ ტურბულენტური სვლისა და ტალღების საშუალებით ოკეანის ზედაპირზე ვრცელდება. სიმკვრივისეული კონვექციის საშუალებით კი სითბო ოკეანის ღრმა ფენებიდან ატმოსფეროში გაედინება. სიმკვრივისებური კონვენქცია წარმოიქმნება ოკეანის წყლის ზედაპირული ფენის დამლაშებით, რომელიც აორთქლებით არის გამოწვეული. მისი საშუალებით ხდება სითბოს ნაკადის გადინება, როგორც ზემოთ, ისე ქვემოთ და დამოკიდებულია წყლის ტემპერატურათა სხვაობაზე ოკეანის ზედაპირსა და გარკვეულ სიღრმეზე.

დაკვირვებები გვიჩვენებს, რომ სიმკვრივისეულმა კონვექციამ, რომელიც დამოკიდებულია ჰაერის ტემპერატურის სეზონურ ცვალებადობაზე, შეიძლება 200-300 მ სიღრმეს მიაღწიოს. ჰაერისა და წყლის ტემპერატურათა დღეღამური ცვალებადობა 20 მ სიღრმემდე ვრცელდება. ზედაპირული ღელვა ტალღის სიგრძის მიხედვით ინტენსიურად 100-150 მ სიღრმემდე გადადგილდება.

მაშასადამე, წყლის ზედაპირული ფენის რომელიღაც მოცულობის სითბური ბალანსი შემდეგნაირად გამოისახება:

$$c\rho h\frac{\partial \tau}{\partial t} = Q_K \pm Q_{T+K} \pm Q_A \qquad (4.21)$$

სადაც, Q_K – სითბოს რადიაციული ნაკადია (მოცულობითი შთანთქმა); Q_{T+K} – ვერტიკალური ცვლისა და კონვექციით გამოწვეული სითბოს ნაკადები წყლის მოცულობის ზედა და ქვედა საზღვრებში, Q_A – წყლის მოცულობის გვერდით საზღვრებზე ადვექციური სითბოს ნაკადი.

სითბური ბალანსი ოკეანის სხვადსხვა სიღრმეებში ერთნაირი არ არის. იგი განსხვავებულია მსოფლიო ოკეანის რეგიონებშიც. სწორედ ამით აიხსნება ოკეანის სიღრმეში ტემპერატურათა ველის რთული სურათი.

თუ ჩავთვლით, რომ მსოფლიო ოკეანის სითბური მდგომარეობა დროის დიდ ინტერვალებში უცვლელია და სითბოს შიგა ნაკადები, აგრეთვე ყინულის წარმოქმნასთან და დნობასთან დაკავშირებული სითბო თვითონ კომპენსირდება წლიურ და უფრო დიდი დროის ციკლებში, აგრეთვე უგულველყოფთ დედამიწის შიგა სითბოს, მაშინ ოკეანის სითბური ბალანსი შემდეგნაირად გამოვსახოთ:

$$(1-A)I = R + P + LW \qquad (4.22)$$

ხშირად, ოკეანოლოგიაში წყლის სიღრმეში ტემპერატურათა განაწილებას მარილიანობის განაწილებასთან ერთად განსაზღვრავენ. ამ მახასიათებლების ცვალებადობა სიღრმის მიხედვით წყლის სიმკვრივის ვერტიკალურ განაწილებას განაპირობებს.

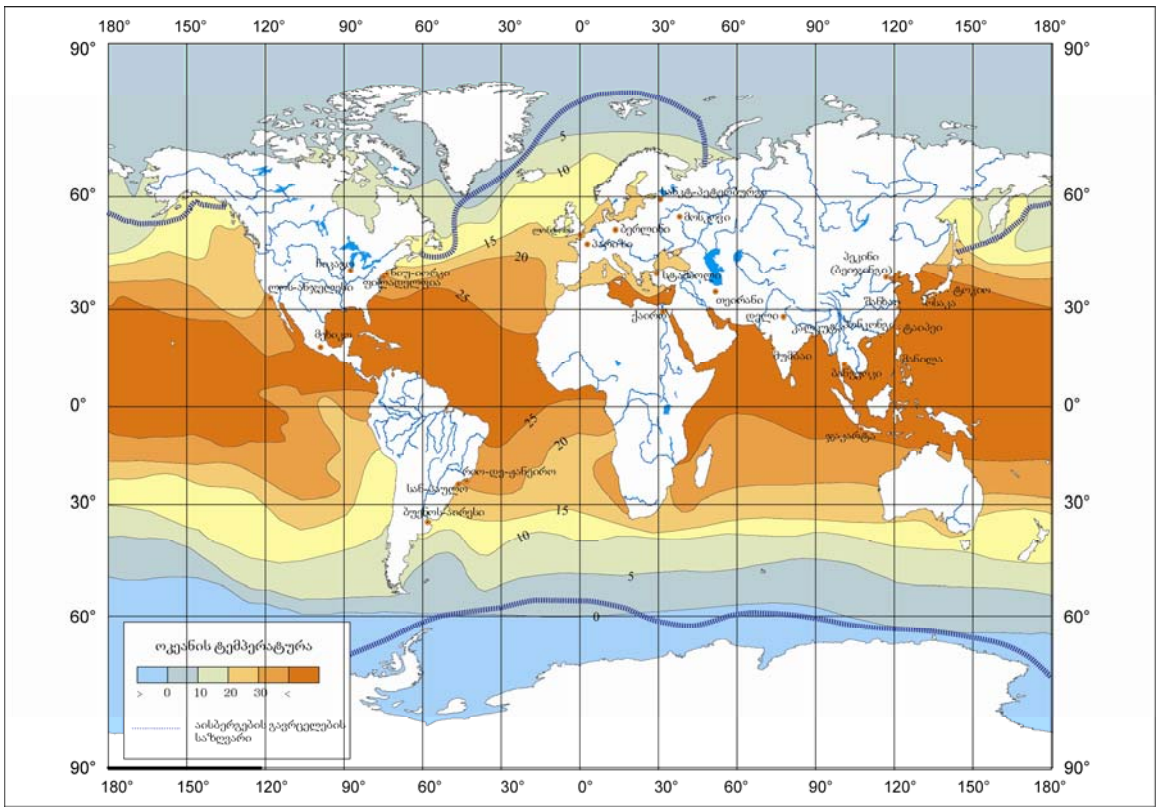
4.3. ტემპერატურის განაწილება ოკეანეების ზედაპირსა და სირღმეში

წყლის ტემპერატურის განაწილება ოკეანის ზედაპირზე განედების ზონალობის კანონს ემორჩილება (სურ. 4.3), რადგან მზის ენერგიის რაოდენობა დამოკიდებულია განედზე. ტემპერატურის განაწილება რუკებზე იზოთერმების (ერთნაირ ტემპერატურათა შემაერთებელი ხაზები) საშუალებითაა ნაჩვენები.

წყლის მაქსიმალური ტემპერატურა, მსოფლიო ოკეანის ზედაპირზე, ეკვატორულ ზონაში – ეკვატორიდან რამდენადმე ჩრდილოეთით აღინიშნება. წყლის მაქსიმალური ტემპერატურის წერტილების შემაერთებელ ხაზს თერმული ეკვატორი ეწოდება. მის მახლობლად წყლის საშუალო წლიური ტემპერატურა 27-28°C-ს შეადგენს. ეს ხაზი ზაფხულში ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს ჩრდილოეთით და ზამთარში – სამხრეთით რამდენიმე გრადუსით ინაცვლებს. თერმული ეკვატორის ზონიდან წყლის ტემპერატურა ოკეანის ზედაპირულ ფენაში პოლუსების მიმართულებით 1,0÷1,8°C-ით მცირდება. (ცნობილია, რომ ზღვის წყალი უარყოფით ტემპერატურაზე იყინება). ნაპირებთან, ყურეებში წყლის ტემპერატურამ ზაფხულში შეიძლება, 30-32°C-ს მიაღწიოს.

ტემპერატურის საერთო ზონალური განაწილება (ისევე, როგორც წყლის მარილიანობის განაწილება) დინებებით, მდინარეებითა და ყინულებით ირღვევა. ზომიერ განედებში დინებებს წყლები ოკეანის დასავლეთ ნაპირებიდან აღმოსავლეთ ნაპირებისკენ გადააქვთ. დაბალი განედებიდან შედარებით მაღალ განედებში ამ დინებებს გამთბარი წყლები ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში, ჩრდილოეთ-აღმოსავლეთ მიმართულებით და სამხრეთ ნახევარსფეროში – სამხრეთ-აღმოსავლეთი მიმართულებით გადააქვთ. ოკეანის დასავლეთ ნაპირებთან ამ წყლების შემხვედრი მიმართულებით მაღალი განედებიდან ცივი წყლები მოემართება. ამიტომ მაღალ განედებთან სიახლოვეს წყლების ტემპერატურა ოკეანეში დასავლეთ ნაპირებთან უფრო დაბალია, ვიდრე აღმოსავლეთ ნაპირებთან.

მდინარეები, როგორც წესი, ოკეანის წყლების ტემპერატურაზე მნიშვნელოვან გავლენას არ ახდენენ. მაგრამ ზოგიერთ რაიონში მათ ზღვებში გაზაფხულზე შედარებით გამთბარი, ხოლო შემოდგომით – შედარებით გრილი წყალი ჩააქვთ, ვიდრე თავად ზღვაშია. ამასთან, დიდი მნიშვნელობა აქვს მდინარეების დინების მიმართულებას. მაგალითად, ციმბირის დიდი მდინარეები, რომლებიც სამხრეთიდან ჩრდილოეთისკენ მიედინება, შესამჩნევ დამათბობელ გავლენას ახდენენ ჩრდილოეთ ყინულოვანი ოკეანის სანაპირო რაიონებზე.



სურ. 4.1. მსოფლიო ოკეანის ზედაპირის წყლის ტემპერატურა (°C) აგვისტოს თვეში

ყინულების დნობა ზღვის წყალს აგრილებს. ამის გამო, არქტიკულ და ანტარქტიკულ რაიონებში, ყინულების კიდეებთან წყლის ტემპერატურა თითქმის ყოველთვის გაყინვის წერტილს უახლოვდება.

მსოფლიო ოკეანის ზედაპირზე წყლის ტემპერატურის სეზონური რყევები წლის მანძილზე სითბური ბალანსის ცვლილებით განისაზღვრება. ყველაზე დიდი რყევები ზომიერ განედებში შეინიშნება, ხოლო ეკვატორისა და პოლუსების მიმართულებით რყევები მცირდება.

ოკეანის გაშლილ მონაკვეთზე წყლის ტემპერატურის სეზონური რყევები მოყვანილია ცხრილში

ცხრ. №4.1

განედი, გრად.	0	10	20	30	40	50	60
ზაფხულის ტემპერატურათა სხვაობა, °C	1.6	1.4	3.5	6.0	8.9	7.6	5,7 ჩრდ. ნახევარსფერო
ზამთრის ტემპერატურათა სხვაობა, °C	-	2.7	3.8	5.5	4.4	2.9	2,2 სამხრ. ნახევარსფერო

წყლის მაქსიმალური ტემპერატურა ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში, როგორც წესი, აგვისტოში აღნიშნება, ხოლო მინიმალური – თებერვალში, ე.ი. ერთი თვის დაგვიანებით ჰაერის ტემპერატურასთან შედარებით. შეინიშნება წყლის სითბური ინერცია, რაც მის მაღალ თბოტევადობას უკავშირდება. წყალმცირე ზღვებში

ჰაერისა და წყლის ტემპერატურის მაქსიმუმები და მინიმუმები ერთმანეთს ემთხვევა (მაგ., აზოვის ზღვაში). სეზონური რყევები მხოლოდ წყლის ზედა ფენებში ვრცელდება და თანდათანობით მილევადია ზედაპირიდან რამდენიმე ათეული მეტრის სიღრმემდე, თუმცა ზოგიერთ რაიონში 300-400 მ სიღრმეზეც კი ვრცელდება.

ზღვებში ტემპერატურის სეზონური რყევები გაცილებით მნიშვნელოვანია და ოკეანისგან დაშორების პროპორციულად იზრდება. ასე მაგალითად, ხმელთაშუა ზღვაში ზაფხულისა და ზამთრის ტემპერატურათა სხვაობა 12-13°C -ია, შავ ზღვაში – 18-20°C, ხოლო აზოვის ზღვაში 25-28°C -ს შეადგენს.

ტემპერატურის დღეღამური ცვლილებები, რომლებიც სითბური ბალანსის მდგენელების დღეღამური რყევებითაა გამოწვეული, მხოლოდ წყლის ზედა ფენაში აღინიშნება და იშვიათად აღემატება 1-2°C ტროპიკებში, ხოლო პოლარულ რაიონებში კიდევ უფრო მცირეა.

მსოფლიო ოკეანის ზედაპირულ ფენაში წყლის საშუალო წლიური ტემპერატურა დაახლოებით 30°C-ია, ხოლო მინიმალური ტემპერატურა მინუს 2°C (ყინულებში).

სანაპირო რაიონებში, ოკეანის წყლის ზედაპირის ტემპერატურაზე, მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს მიქცევა-მოქცევის (მიმოქცევა) მოვლენები. ზაფხულის პერიოდში, სანაპიროდან მქროლავი ქარების ზემოქმედებით, ზღვაში შეიძლება წყლის ზედა გამთბარი ფენის გადაადგილება მოხდეს. მათ ადგილს ქვემოდან წამოსული წყლის ნაკლებად თბილი ფენები იკავებს და ამით წყლის ტემპერატურის დაწევის ეფექტი იქმნება. ტემპერატურის ასეთი დაწევები საკმაოდ მკვეთრია და წყლის ტემპერატურას რამდენიმე საათის განმავლობაში 10°C-მდეც კი ამცირებს.

სიღრმული წყლების ზღვის ზედაპირზე "ამოდინება" მსოფლიო ოკეანეში საკმაოდ გავრცელებული მოვლენაა და მას აფველინგს (*ინგ.–upwelling)* უწოდებენ. აფველინგის რაიონებში წყლის ზედაპირზე დაბალი ტემპარტურის უბნები – უარყოფითი ტემპერატურული ანომალიები წარმოიქმნება. ამ დროს წყლის ტემპერატურა უფრო დაბალია, რამდენიმე გრადუსითაც კი მოცემულ განედზე წყლის საშუალო ტემპერატურასთან შედარებით. ანომალიები ასევე, დაკავშირებულია შედარებით ცივი წყლების გავრცელების რაიონებთანაც (უფრო მაღალი განედებიდან დაბალი განედებისკენ). აფველინგის რაიონები კონტინენტების დასავლეთ ნაპირებთანაა: პერუ-ჩილეს სანაპირო სამხრეთ ამერიკასთან, კალიფორნიის ნაპირი ჩრდილოეთ ამერიკასთან, ბენგალის ყურის

სანაპირო სამხრეთ-დასავლეთ აზიასთან, დასავლეთ აფრიკის სანაპიროებთან – კანარის კუნძულებთან. აფველინგი არა მხოლოდ ოკეანეებში, არამედ ტბებშიც შეინიშნება, მაგალითად, კასპიის ზღვის შუა ნაწილის აღმოსავლეთ სანაპიროსთან.

არსებობს დადებითი ანომალიებიც. ასეთ რაიონებში წყლის ტემპერატურა მოცემული განედისთვის დამახასიათებელ საშუალო ტემპერატურაზე მაღალია. დადებითი ანომალიები თბილი წყლების დინებების გავრცელებას უკავშირდება, შედარებით დაბალი განედებიდან მაღალი განედებისკენ. შედარებით მნიშვნელოვანი ანომალიებია, მაგალითად, ატლანტის ოკეანეში გოლფსტრიმის დინების რაიონში, წყნარ ოკეანეში კუროსიოს დინების რაიონში და სხვ. ანომალიებს ფარდობითი და არა აბსოლუტური მნიშვნელობები გააჩნიათ. ასე მაგალითად, თბილი ანომალიის ტემპერატურა შპიცბერგენის არქიპელაგთან (დაახლ. ჩრდილოეთ განედის 80º) 3ºC-ია, ხოლო ცივი ანომალიის ტემპერატურა პერუს ნაპირებთან (დაახლ. სამხრეთ განედის 5º) 22-24ºC. წყნარ ოკეანეში ზედაპირზე წყლის საშუალო წლიური ტემპერატურა 19,4ºC-ია, ინდოეთის ოკეანეში – 17,3 ºC, ატლანტის ოკეანეში – 16,5 ºC, ხოლო ჩრდილოეთ ყინულოვან ოკეანეში – მინუს 0,8ºC. მსოფლიო ოკეანის ზედაპირის წყლის საშუალო წლიური ტემპერატურა 17,5º-ს შეადგენს, რაც სამი გრადუსით აღემატება პლანეტაზე ჰაერის საშუალო ტემპერატურას (14,5ºC). აღნიშნული ცხადყოფს, რომ მსოფლიო ოკეანე, რომელიც მზის ენერგიის აკუმულატორს წარმოადგენს, ათბობს ატმოსფეროს.

წყლის ტემპერატურა ოკეანის წყლების სიღრმეში სიღრმის ზრდასთან ერთად კლებულობს (ცხრ. 4.2), ტემპერატურის ცვლილების ყველაზე აქტიური პროცესები ოკეანის ზედაპირზე შეინიშნება, სადაც დიდია მზის რადიაცია. წყლის სიღრმეში მზის რადიაცია დინებასთან ერთად – ადვექციით გადაადგილება. რადგან, წყლის საშუალო მარილიანობის პირობებში, ოკეანის წყლის სიმკვრივე მომატებული ტემპერატურისას კლებულობს, წყლის გათბობა არ იწვევს ვერტიკალურ კონვენქციას. ამიტომ მსოფლიო ოკეანის სიღრმული წყლების ტემპერატურა გაცილებით დაბალია, ვიდრე ზედაპირული წყლებისა. გამონაკლისს წარმოადგენს ოკეანის პოლარული უბნები და რაიონები, სადაც სიღრმული წყლების მოდინება "გვერდიდანაც" ხდება.

ამგვარად, ოკეანის წყლების სიღრმეში რეალური ტემპერატურის სხვადასხვა ტიპები გამოიყოფა. ტემპერატურათა განაწილების სურათი კარგად ჩანს ცხრილში 4.2.

ტემპერატურათა სეზონური რყევები ვრცელდება მხოლოდ შედარებით თხელ ზედაპირულ ფენაში (ჩვეულებრივ, არა უმეტეს 200-400 მ). ამ სიღრმის ქვემოთ

შედარებით ცივი წყლებია, რომელთა ტემპერატურა მინუს 1 – პლუს 1-2ºC-ია. შედარებით მაღალი ტემპერატურის მქონე ზედა ფენასა და სიღრმული ცივი წყლის ფენას შორის განთავსებულია ტემპერატურის "ნახტომის ფენა", სადაც ყველაზე მეტი ვერტიკალური გრადიენტები აღინიშნება. "ნახტომის ფენები" უპირატესად ზაფხულში ზედაპირული ფენის სეზონური გათბობის შედეგად წარმოიქმნება. თუმცა ტემპერატურათა რყევების საუკუნოვანი სვლის განმავლობაში შედარებით თბილი წყლის ზედა ფენა (17ºC-ზე მაღალი ტემპერატურის) ჩამოყალიბდა, ხოლო მის ქვეშ შედარებით ცივი წყლის ფენა (7ºC-ზე დაბალი ტემპერატურით) წარმოიქმნა. ტემპერატურის ყველაზე დიდი გრადიენტების ფენას "მთავარი თერმოკლინი" ეწოდება.

ცხრილი 4.2. წყლის ტემპერატურის საშუალო მნიშვნელობები (ºC) კლიმატური ტიპების მიხედვით

კლიმატური ტიპი	სიღრმე, მ						
	0	100	200	500	1000	3000	5000
ეკვატორულ-ტროპიკული	26.65	19.52	12.99	8.14	4.93	2.00	1.56
ტროპიკული	26.06	23.48	18.06	8.82	4.62	1.87	1.51
სუბტროპიკული	20.32	17.15	14.87	9.99	4.93	1.99	1.55
სუბპოლარული	8.22	5.76	4.83	3.56	2.77	1.40	0.86
პოლარული	1.69	0.55	1.29	1.83	1.55	0.44	0.57

თავი 5. ოკეანის წყლების სიმკვრივე

5.1. ზღვის წყლის სიმკვრივის განმსაზღვრელი ფაქტორები

ზღვის წყლის სიმკვრივე, ზღვის წყლის მარილიანობის გამო, მტკნარი წყლის სიმკვრივეს – 1000 კგ/მ^3 -ს ანუ 1 გრ/სმ^3 –ს აღემატება. წყლის სიმკვრივე ასევე, დამოკიდებულია ტემპერატურასა და წნევაზე, ანუ წყლის სიღრმეზე. ფორმალურად ეს დამოკიდებულება შეიძლება გამოვსახოთ ფორმულით: $\rho = f(S,T,p)$. წყლის ტემპერატურის მატება (ტემპერატურის პირობებში, რომელიც აღემატება მაქსიმალური სიმკვრივის ტემპერატურას) წყლის სიმკვრივის შემცირებას იწვევს. წნევის ზემოქმედებით სიღრმის მატებასთან ერთად ზღვის წყლის სიმკვრივე იზრდება, თუმცა ძალზედ სუსტად წყლის კუმშვადობის ძალიან დაბალი კოეფიციენტის გამო. მონაცემები ზღვის წყლის სიმკვრივის კავშირის შესახებ ტემპერატურასთან, მარილიანობასა და წნევასთან მოყვანილია "ოკეანოგრაფიულ ცხრილებში".

მარილიანობის 0,01‰ სიზუსტით განსაზღვრისა და ტემპერატურის 0.01ºC სიზუსტით გაზომვის პირობებში წყლის სიმკვრივის განსაზღვრა ხერხდება ერთეულის ერთი მეათასედი ნაწილის სიზუსტით, მეხუთე (SI სისტემაში - მეორე) მეათედ ნიშნამდე. ამასთან, პირველი ორი ნიშანი უცვლელია მთელი მსოფლიო ოკეანისთვის.

პრაქტიკული გამოთვლებით ექვსნიშნა სიდიდეებზე ოპერაციების წარმოება, რომელთა მხოლოდ ბოლო ნიშნები იცვლება (მაგ., 1026 კგ/მ^3 SI სისტემაში), მოუხერხებელია. ამიტომ, ოკეანოლოგიაში გაანგარიშების გამარტივების მიზნით შემოტანილია პირობითი სიმკვრივის ცნება, რომელსაც იღებენ ნამდვილი სიდიდიდან ფორმულით:

$$\delta_T = \rho - 1000 \qquad \text{ან} \quad \delta_T = (\rho - 1.0)\cdot 10^3 \qquad (5.1)$$

ამგვარად, პრაქტიკულად სარგებლობენ ციფრებით, რომლებიც შეიცავს სიდიდეების მხოლოდ ბოლო ნიშნებს, ე.ი. მაგალითად, არა 1026,34 ან 1,02634, არამედ 26,34. მიღებულია პირობითი სიმკვრივის ჩაწერის სხვადასხვა ფორმები, რაც გადასაჭრელ ამოცანაზეა დამოკიდებული. თუ განიხილება წყლის სიმკვრივე ოკეანის სიღრმის მოცემულ წერტილში, ე.ი. წნევის გათვალისწინებით, პირობით სიმკვრივეს წერენ ინდექსებით: $S,T,p:\sigma_{STp}$. თუ ოკეანის წყლის წნევა მხედველობაში არ მიიღება, პირობითი სიმკვრივე ჩაიწერება ინდექსებით: σ_{ST} ან

უბრალოდ, σ_T. ეს იმას ნიშნავს, რომ პირობითი სიმკვრივე მოცემულ შემთხვევაში მხოლოდ წყლის მარილიანობასა და ტემპერატურაზეა დამოკიდებული. პირობითი სიმკვრივის მნიშვნელობები ასევე მოცემულია "ოკეანოგრაფიულ ცხრილებში".

გარდა პირობითი სიმკვრივისა, სიმკვრივის დასახასიათებლად გამოიყენება ხვედრითი მოცულობა – სიდიდე, რომელიც სიმკვრივის უკუპროპორციულია, ე.ი. $\alpha = 1/\rho$.

ხვედრითი მოცულობა ერთზე ნაკლებია, თუ სიმკვრივე მოცემულია გრ/სმ^3 ერთეულით (მაგ., 0,97625) და 1000-ზე ნაკლებია, თუ სიმკვრივე მოცემულია კგ/მ^3 ერთეულით (მაგ., 976,25). პირობითი ხვედრითი მოცულობის ჩაწერის ფორმაც იგივე სქემით ხდება, როგორც სიმკვრივის შემთხვევაში: $\upsilon_t = (\alpha = 0{,}9) \cdot 10^3$; მაგალითად 76,25.

5.2. სიმკვრივის განაწილება

წყლის სიმკვრივის განაწილება ოკეანის ზედაპირზე დამოკიდებულია წყლის ტემპერატურასა და მარილიანობაზე.

სიმკვრივის განაწილების ზოგადი კანონზომიერებებია: წყლის სიმკვრივე ეკვატორიდან პოლუსების მიმართულებით (განედის 50-60°-ამდე) იზრდება. ეს განპირობებულია იმ ფაქტით, რომ წყლის სიმკვრივეს შედარებით მაღალი ტემპერატურის პირობებში სწორედ მაღალი ტემპერატურა განაპირობებს და ამიტომ სიმკვრივის განაწილება ეკვატორიდან პოლუსებისკენ წყლის ტემპერატურის განაწილების სინქრონულად იცვლება. პირობითი სიმკვრივე, რომელიც ეკვატორის სიახლოვეს 11-23კგ/მ^3 –ს უდრის, ჩრდილოეთ და სამხრეთ განედის 50-60°-ზე 26-27 კგ/მ^3-მდე იზრდება. სიმკვრივე რამდენადმე მცირდება ჩრდილოეთის შედარებით მაღალ განედებში მარილიანობის შემცირების გამო.

სიმკვრივის განაწილების ზოგადი კანონზომიერებები მსოფლიო ოკეანეში წყლების გადაადგილების გლობალურ სისტემას უკავშირდება. მაღალ განედებში წყლების გაციების შედეგად ვითარდება ვერტიკალური ცირკულაცია (კონვექცია), რაც ცივი წყლების "დაძირვას" და სიღრმულ ფენებში ეკვატორისკენ მათ გადაადგილებას იწვევს. ოკეანის ზედაპირზე წყლების მოძრაობა მიმართულია ეკვატორიდან მაღალი განედებისკენ.

სიღრმესთან ერთად წყლის სიმკვრივე ოკეანეებში იზრდება (პირდაპირი სტრატიფიკაცია) და სწორედ აღნიშნული განაპირობებს წყლების ვერტიკალურ წონასწორობას. პირდაპირი სტრატიფიკაციის დარღვევის შედეგად ვითარდება კონვექცია და ფენების შერევა. სიმკვრივის უკუსტრატიფიკაცია საკმაოდ

ხანმოკლე მოვლენაა. ასევე, შეინიშნება ფენების სრული ერთგვაროვნება - ნეიტრალური წონასწორობა.

ეკვატორულ ზონაში σ_T სიდიდის ყველაზე მკვეთრი ზრდა სიღრმესთან ერთად აღინიშნება ზედა გამტკნარებული და ყველაზე გამთბარი ფენის ქვედა საზღვარზე – 100-200 მ სიღრმემდე. ზომიერ განედებში სიმკვრივის განაწილება სიღრმესთან ერთად შედარებით თანაბარია, ხოლო მაღალ განედებში კვლავ გვხვდება სიმკვრივის მკვეთრად მატების ფენა სიღრმესთან ერთად – ნახტომის ფენა, რაც ზედაპირული გამტკნარებული ფენის არსებობით არის გამოწვეული.

5.3. ვერტიკალური მდგრადობა და წყლების შერევა

სიმკვრივის განაწილება ვერტიკალის მიხედვით, ძალიან მნიშვნელოვანი ერთეულით, E-თი ხასიათდება, რომელიც თითქმის უტოლდება $d\rho/dz$-ს – სიმკვრივის ვერტიკალურ გრადიენტს. ამ სიდიდის ფიზიკური არსია, რომ შეფასდეს, თუ რა შეიძლება მოუვიდეს წყლის ნაწილაკს, თუ მისი გადატანა წყლის ერთი ჰორიზონტიდან მეორეზე მოხდება. კონკრეტული ტემპერატურის, მარილიანობისა და სიმკვრივის მქონე ნაწილაკი აღმოჩნდება გარემოში, რომლის იგივე მახასიათებლები (ტემპერატურა, მარილანობა და სიმკვრივე) განსხვავებულია. თუ ნაწილაკი, რომელიც ზემოდან იქნა ჩამოტანილი, ნაკლები სიმკვრივის აღმოჩნდება, ვიდრე წყლის გარემო, რომელშიც იგი მოხვდა, იგი დაიწყებს სწრაფვას, რათა დაუბრუნდეს პირვანდელ ჰორიზონტს; თუ მისი სიმკვრივე მეტია, იგი გააგრძელებს მოძრაობას იგივე მიმართულებით, ხოლო თუ მისი სიმკვრივე ემთხვევა ახალი გარემოს სიმკვრივეს, იგი დარჩება მოცემულ ჰორიზონტში. სხვა სიტყვებით რომ ვთქვათ, წონასწორობის ეს სამი მოდელი – მდგრადი, არამდგრადი და განურჩეველი განიხილება. სიდიდე $\Delta\rho$ წარმოადგენს სხვაობას მეორე ჰორიზონტის ფაქტიურ სიმკვრივესა (ρ_2) და იმ სიმკვრივეს შორის, რომელსაც იძენს მეორე ფენაში მოხვედრილი პირველი ფენის ნაწილაკი $\left(\rho_1^1\right)$. ეს სიმკვრივე არ უდრის ρ_1-ს, რადგან იგი შეიცვალა წნევის, კუმშვისა და, შესაბამისად, ტემპერატურის ადიაბატური ცვლილების $(d\xi)$ შედეგად. ჰესელბერგმა და სვერდრუპმა შემოგვთავაზეს ვერტიკალური მდგრადობის კრიტერიუმები:

$$E = \frac{d\rho}{dz} - \frac{\partial\rho}{\partial T}\cdot\frac{d\xi}{d\xi} \qquad (5.2)$$

სადაც $(d\xi)$ ტემპერატურის ადიაბატური ცვლილებაა.

რადგან სიმკვრივე დამოკიდებულია ტემპერატურაზეც და მარილიანობაზეც, იმ როლის დასადგენად, რომელსაც თითოეული ფაქტორი თამაშობს წყლების მდგრადობის უზრუნველყოფის საქმეში, ფორმულა 5.2 შეიძლება, შემდეგი სახით ჩაიწეროს: $E = E_T + E_S$, სადაც მარჯვენა მხარეს მოცემულია მდგრადობის მნიშვნელობები, რომლებიც ტემპერატურითა და მარილიანობით განისაზღვრება. სიმკვრივის ცვლილება ვერტიკალის მიხედვით (მათი გრადიენტები) ძალზედ მცირეა. ამიტომ მდგრადობის სიდიდეც ძალიან მცირეა და იგი ერთეულის მემილიონედი ნაწილებით გამოისახება. ამიტომ, როგორც წესი, ბევრად უფრო დიდი სიდიდით სარგებლობენ: $E \cdot 10^8$. ამასთან, რეალური რიცხვები ზედა ფენებში ათასეულებით, სიღრმეში – ასეულებითა და ათეულებით, ხოლო ოკეანური ღარებში ერთეულებითაც კი გამოიხატება.

ოკეანეში გაბატონებულია მდგრადი წონასწორობა $(E > 0)$; ღარების ზედა ერთგვაროვან ფენაში და ქვედა ფენებში აღინიშნება განურჩეველი $(E = 0)$ და ზოგჯერ არამდგრადი წონასწორობაც $(E < 0)$ კი.

მდგრადობის მახასიათებლები ძალიან მნიშვნელოვან ინფორმაციას იძლევა, მაგრამ მათი გათვლა ძალზედ შრომატევადი პროცესია. მდგრადობის მიახლოებითი შეფასების მიზნით შეიძლება, ვისარგებლოთ ვერტიკალის გასწვრივ სიმკვრივის გრადიენტით $(d\rho / dz)$. ზედა ათასმეტრიანი ფენის ფარგლებში ადიაბატური შესწორება უმნიშვნელოა და გამოთვლების გამარტივების მიზნით იგი შეიძლება უგულებელვყოთ.

შერევა ან ცვლა (მასის ცვლა, თბოცვლა და ა.შ.) ბუნებრივ წყლებში ყოველთვის დაკავშირებულია ტურბულენტობასთან და ლამინარულ მოძრაობას ძალზედ იშვიათად აქვს ადგილი. ოკეანეში წყლის ტურბულენტური შერევის ორი სახე არსებობს და მის გამომწვევ ძალებს უკავშირდება: ფრიქციული, რომელსაც ხახუნის ძალა და სიმკვრივეების შერევა, რომელსაც სიმკვრივის ცვლილება იწვევს.

ფრიქციულ შერევას ადგილი აქვს მოძრავ წყალში: დინების, მოქცევის, ღელვის პირობებში მოძრავი წყლის ცალკეულ მოცულობებში სიჩქარეთა სხვაობის შედეგად. შერევის მოცემული სახე იწვევს მხოლოდ სხვადასხვა მახასიათებლების გადანაწილებას სითბოს, მარილებისა და სხვ. საერთო რაოდენობის შეუცვლელად. განასხვავებენ განსაკუთრებული ინტენსივობის ფრიქციული შერევის ორ სახესხვაობას: პირველი – ოკეანის ზედაპირულ ფენაში – ტალღური (ან ქარისებური) შერევა. იგი თითქმის წყლის ერთგვაროვანი ზედა ფენის წარმოქმნას იწვევს, რომლის ქვედა საზღვარზე ნახტომის ფენაა. მეორე –

ინტენსიური მოქცევითი დინებების რაიონებში – მოქცევითი შერევაა, რომელიც დიდი სისქის წყლის ფენებს მოიცავს და რომლებშიც ასევე, შეიმჩნევა მახასიათებლების განაწილების დიდი ერთგვაროვნება.

სიმკვრივეების შერევას (კონვექციას) ადგილი აქვს სიმკვრივის უკუ-სტრატიფიკაციის შემთხვევაში, რომელიც ან ზედა წყლის ფენების სიმკვრივის გაზრდის ან წყლის ქვედა ფენების შემცირების შემთხვევაში წარმოიქმნება. ამ შემთხვევებში აუცილებლად უნდა შეიცვალოს ან სითბოს, ან მარილის ან ორივეს შემცველობა იმ ფენაში, რომლის სიმკვრივეც იცვლება. ასეთ ცვლილებას ადგილი აქვს ზედაპირულ ფენაში გაციების დროს (თუ წყალი მომლაშოა, მაშინ მხოლოდ ისეთ ტემპერატურაზე, რომელიც აღემატება მაქსიმალური სიმკვრივის ტემპერატურას), აორთქლებისა და გაყინვის დროს (რადგან ამ შემთხვევებში წყალი მლაშდება). ყველაზე ინტენსიურად სიმკვრივეების შერევა შემოდგომა-ზამთრის აცივების დროს ხდება, როდესაც ზამთრის ვერტიკალური ცირკულაციის პროცესი მიმდინარეობს.

ოკეანეების ტროპიკულ რაიონებში ზედა ფენის სიმკვრივე, ინტენსიური აორთქლების პირობებში, მარილიანობის ზრდის შედეგად იზრდება. ოკეანის ფსკერის ზოგიერთ უბანზე შესაძლებელია ადგილი ჰქონდეს ფსკერული წყლების გათბობას, რომელსაც დედამიწის შინაგანი სითბო ან რადიაქტიული პროცესები იწვევს. ასეთ შემთხვევაში ფსკერული წყალი შეიძლება ამოტივტივდეს და ამ გზით ოკეანის ყველაზე ქვემოთ მდებარე ფენებში ოკეანოლოგიური მახასიათებლები გაათანაბროს.

ფენების სისქე, რომლებშიც შერევა მიმდინარეობს, შეიძლება დიდ დიაპაზონში მერყეობდეს: ტალღური (ქარისებური) მოძრაობა ზღვაში 10-15 მ, ხოლო ოკეანეში 30-50 მ-მდე ფენების შერევას ახდენს; მოქცევითი მოძრაობის შედეგად ერთმანეთს ათობითა და ასობით მეტრის სისქის ფენები ერევა. ზამთრის ვერტიკალური ცირკულაცია ათობით მეტრს მოიცავს, მაგრამ ერთგვაროვან წყლებში (მცირე მდგრადობის) იგი ათასობით მეტრსაც აღწევს (მაგალითად, გრენლანდიისა და ხმელთაშუა ზღვებში). შებრუნებული (ქვემოდან ზემოთ) სიმკვრივეების შერევა ნაკლებად არის შესწავლილი, მაგრამ შეიძლება ვივარაუდოთ, რომ ოკეანურ ღარებში შერევის მოცემული სახე ათასობით მეტრის სისქის ფენებზე ვრცელდება.

შერევის პროცესების ინტენსივობის შეფასება ტურბულენტური ცვლის კოეფიციენტით ხდება. ტურბულენტური ცვლის კოეფიციენტების მნიშვნელობები

მნიშვნელოვნად აღემატება მოლეკულური ცვლის კოეფიციენტებს და საკმაოდ განსხვავებულია, რადგან უამრავ სხვადასხვა პირობაზეა დამოკიდებული.

სიმკვრივეს უკავშირდება მისი ცვლილების ზოგიერთი მნიშვნელოვანი თავისებურება და, უპირველეს ყოვლისა, გამკვრივების მოვლენა შერევის დროს. ასეთი გამკვრივება მტკნარ წყალსაც კი ახასიათებს. რეალურად, თუ ერთმანეთს შევურევთ მტკნარი წყლის ორ თანაბარ მასას, რომელთაგან ერთი მასის ტემპერატურაა 0°C - ია, ხოლო მეორის - 8°C, რომელთა სიმკვრივეც ერთნაირია და შეადგენს 999,87 კგ/მ^3 -ს, მივიღებთ ნარევს, რომლის ტემპერატურაც იქნება 4°C, ხოლო სიმკვრივე – 1000 კგ/მ^3, ანუ ნარევის სიმკვრივე უფრო დიდია, ვიდრე მისი შემადგენელი ნაწილების სიმკვრივეები ცალკე აღებული. ზღვის წყალში შერევის ანალოგიური ეფექტი კიდევ უფრო ძლიერდება. წყლის მოცემული თვისება აძლიერებს შერევის პროცესს სხვადასხვა სახის წყლების ურთიერთშეხებისას, როგორიცაა მაგალითად, კუროსიოს თბილი და მარილიანი დინების წყლებისა და ოიასიოს ცივი მტკნარი წყლების შერევა.

თავი. 6 ზღვისა და ოკეანის ყინულები

მსოფლიო ოკეანის ზედაპირზე, მის დიდ ნაწილში, კლიმატური პირობების გამო არსებობს ყინულები. მათი არსებობის ხანგრძლივობა გასხვავებულია ოკეანის სხვადასხვა რაიონში და წლის განმავლობაში რამდენიმე კვირიდან (ზომიერ განედებში) პრაქტიკულად სამუდამო არსებობამდე (პოლარულ განედებში) მერყეობს. ყინულის საფარის ფართობი მაქსიმალურია ზამთრის ბოლოს. არქტიკაში ყინულით მოცული ფართობი თითქმის 11 მლნ კმ^2 (აპრილში) მოიცავს, ანტარქტიკაში კი – თითქმის 20 მლნ კმ^2 (სექტემბერში). გარდა ამისა, მეტ-ნაკლები ხარისხითა და მეტ-ნაკლები დროით – კვირეების, თვეების განმავლობაში ყინულით იფარება მრავალი ზღვა (გრენლანდიის, ბაფინის და სხვ.) და ოკეანის უბნები (ნიუფაუნდლენდის ნახევარკუნძულის რაიონი და სხვ.). ჩრდილოეთ ყინულოვანი ოკეანის სანაპიროზე, პოლარული წრის საზღვრებს გადაღმა მდებარეობს ერთ-ერთი უდიდესი პორტი მურმანსკი, რომელიც მთელი წლის განმავლობაში არ იყინება.

წარმოშობის მიხედვით ზღვაში არსებული ყინულები იყოფა სამ ტიპად: საკუთრივ ზღვის, რომლებიც ზღვის წყლის გაყინვის შედეგად წარმოიქმნება; მდინარის, რომლებიც ზღვაში მდინარის დინებით ხვდება და აისბერგები, ანუ ყინულის მთები - მყინვარების ზღვაში მოხვედრილი ნამსხვრევები.

6.1. ყინულის წარმოქმნა ზღვაში

წყლის ტემპერატურის გაყინვის წერტილამდე დაცემის შემდეგ წყალი თხევადი მდგომარეობიდან (ფაზიდან) მყარ მდგომარეობაში (ფაზაში) გადადის, ანუ ყინულად გადაიქცევა. თუმცა, ამისთვის საჭიროა წყლის თუნდაც, მცირედი გადაცივება, წყალში კრისტალიზაციის ცენტრის არსებობა და ყინულის წარმოქმნისას გამოყოფილი სითბოს ხარჯვა (გავიხსენოთ, რომ ერთი კილოგრამი ყინულის წარმოქმნისას გამოიყოფა 333 კჯ სითბო, რომელიც იხარჯება წყლის გათბობაზე).

ბუნებაში, მდგრადი აგრილების პირობებში, სამივე პირობა იქმნება. ყინული წარმოიქმნება ცალკეული კრისტალების სახით, რომლებიც პირველ რიგში სიგრძეში იზრდება და ყინულის ნემსებს ქმნის. იმის გამო, რომ ზღვის წყალში გაყინვის წერტილი ძევს მაქსიმალური სიმკვრივის წერტილს ზემოთ, ასეთ წყალში კონვექციას (ვერტიკალურ ცირკულაციას) ადგილი აქვს გაყინვის დაწყებამდე.

შესაბამისად, მოცემული ტემპერატურა აქვს მთელს ფენას და ყინულის კრისტალები შეიძლება, წარმოიშვას არა მხოლოდ ზედაპირზე, არამედ ფენის ნებისმიერ წერტილში, რომელშიც მიმდინარეობს ცირკულაციის პროცესი, ანუ შეიძლება, წარმოიშვას წყალშიგა ყინული. თუმცა, ასეთი ყინული ნემსისებური არ იქნება. წყლის ტურბულენტური მდგომარეობის შედეგად კრისტალები ერთმანეთს ეჯახება, იმსხვრევა, ერთმანეთს ეყინება და შედეგად ღრუბლოვანი ყინული ჩნდება. თავთხელ ადგილებში წყალშიგა ყინული შეიძლება, ფსკერზე არსებულ ქვებს, საგნებს მიეყინოს. ამ შემთხვევაში წარმოიქმნება ფსკერული ყინული. ყინულის წარმოქმნის ხანგრძლივი პროცესის პირობებში იგი ისეთ მოცულობებს აღწევს, რომ წყდება ფსკერს, არქიმედეს ძალის ზემოქმედებით (ყინული წყალზე მსუბუქია) ამოცურდება წყლის ზედაპირზე და ზედაპირის ყინულს მიეყინება.

ზედაპირზე ყინულის საფარის განვითარება ყინულის ნემსების წარმოქმნის შემდეგაც გრძელდება, იზრდება ნემსების რაოდენობა და ბოლოს, წყლის მთელ ზედაპირს ფარავენ. ისინი ერთმანეთს მიეყინება და ლაქებისმაგვარ აფსკებს წარმოქმნიან. ამ ყინულს ყინულის ძგიფი ეწოდება.

ყინულის შემდგომი განვითარება დამოკიდებულია ამინდზე: შტილის დროს წარმოიქმნება ერთიანი ნახევრადგამჭვირვალე ელასტიური საფარი – ნილასი. თუ წყლის ზედაპირი ძლიერ არის გამტკნარებული, ყინული შეიძლება წარმოიქმნას ჩვეულებრივი გუბის ზედაპირზეც თხელი, გამჭვირვალე მინის მაგვარი ქერქის სახით და მას შუშა ანუ ყინულის ქერქი ჰქვია. მცირედი ღელვის დროს, რომელიც აფერხებს ყინულის ერთიანი ზედაპირის წარმოქმნას, ჩნდება ცალკეული, არც თუ დიდი ზომის (30-50 სმ) ყინულის ბელტები, რომლებიც თითქმის სწორი მრგვალი ფორმისაა. ყინულის ამ სახეს ბლინური ყინული ეწოდება. თუ ყინულის წარმოქმნას ადგილი აქვს ძლიერი ღელვის პირობებში, ძგიფის ფენა წყალშიგა ყინულთან ერთად იზრდება, მაგრამ არ ხდება მისი მონოლითად გაყინვა და ყინულის ფაფისმაგვარ მასას წარმოქმნის, რომელსაც თოშს უწოდებენ.

არსებობს ყინულის ერთი საწყისი ფორმა – თოვლჭყაპი, რომელიც წარმოიქმნება თოვლის დაცემისას წყლის ზედაპირზე. რადგან ზღვის წყლის გაყინვის ტემპერატურა ნულზე დაბალია, თოვლი მასზე კი არ დნება, არამედ დასველების შემდეგ თანდათან ნამდვილ ყინულად იქცევა.

ყინულის საწყისი ფორმების შემდგომი განვითარება იწვევს ახალგაზრდა ყინულის წარმოშობას. ეს არის ხორხოშინა, ღია ნაცრისფერი, შედარებით სწორი, 10-30 სმ სისქის ყინულის დიდი ფართობები. ასეთი ყინული, ხანგრძლივი გაციების (ყინულის წარმოქმნის სითბოს ატმოსფეროში გაცემის) პირობებში ზრდის სისქეს

მის ქვედა საზღვარზე ახალი ყინულის წარმოქმნის შედეგად. ყინულის გასქელებასთან ერთად ყინულის ზრდის სიჩქარე მცირდება ყინულის მცირე თბოგამტარობის გამო (2,7 ვტ/(მ·°C)).

ყინულის საფარი ზღვის "საბნის" როლს ასრულებს, რომელიც ძლიერ ამცირებს ატმოსფეროში თბოგაცემას. ყინულის სისქის ზრდის სიჩქარე შეიძლება, გამოვთვალოთ ნ. ზუბოვის ემპირიული ფორმულით, რომელიც მან არქტიკაში დაკვირვებების შედეგად მიიღო:

$$h_{ყ}^2 + 50h_{ყ} - 8\sum(-T) = 0 \qquad (6.1)$$

სადაც $h_{ყ}$ არის ყინულის სისქე სმ-ში, ხოლო $\Sigma(-T)$ - ყინვის გრადუს-დღეების რაოდენობაა ანუ ჰაერის საშუალო უარყოფითი დღეღამური ტემპერატურათა ჯამი გაანგარიშების პერიოდში. ფორმულა გვიჩვენებს, რომ მაქსიმალური სისქე, რომელზეც შეიძლება გაიყინოს ყინული ერთი ზამთრის განმავლობაში არქტიკული ზღვების პირობებში, 2 მეტრს შეადგენს. გამოცდილება გვიჩვენებს, რომ ფორმულის გამოყენება შესაძლებელია მსოფლიო ოკეანის მრავალ რაიონში.

ჩრდილოეთ ყინულოვან ოკეანეში ღია სივრცეში ყინულის სისქე 3-5 მეტრია. შესაბამისად, ყინულის ასეთი საფარი წარმოიქმნა არა ერთი ზამთრის, არამედ რამდენიმე ზამთრის განმავლობაში. მას მრავალწლიანი ყინული ეწოდება. მრავალწლიან ყინულს, რომელიც ფარავს ჩრდილოეთ ყინულოვანი ოკეანის ღია სივრცეებს, არქტიკული პაკი ან უბრალოდ პაკი ჰქვია, რადგან ანტარქტიკაში ასეთი ყინულები არ არის.

ყინული შეიძლება გასქელდეს არა მხოლოდ თბოგაცემისა და ყინულის ახალი მასების წარმოქმნის ხარჯზე, არამედ ჩახორგვის, ანუ ყინულის ბელტების ნამსხვრევების დახორვების წარმოქმნის ხარჯზეც ბორცვების ან კვლების სახით, რომელთაც ტოროსები (ხორგები) ეწოდება. ზოგჯერ 30-40 მ სისქის ყინულის ნაგებობებიც წარმოიქმნება.

6.2. ზღვის ყინულის ფიზიკური თვისებები

ზღვის ყინულის ძირითადი თავისებურება მისი მარილიანობაა, რაც გულისხმობს წყლის მარილიანობას ყინულის დნობისას. მისი სიდიდე პირდაპირპროპორციულად არის დამოკიდებული წყლის მარილიანობაზე, რომლისგანაც მოხდა ყინულის გამოკრისტალება და მისი ზრდის სიჩქარეზე. ყინულის მარილიანობა საშუალოდ წყლის მარილიანობის 10%-ია. დროთა განმავლობაში მისი მარილიანობა მცირდება და მრავალწლიანი ყინული თითქმის გამტკნარებულია.

დაკრისტალებული ყინული ყოველთვის მტკნარია. მარილიანობა ჩართულია თხევადი წყლის (მარილწყალი) უჯრედების ჩანართებში, რომლებიც კრისტალებს შორის არის განლაგებული. უჯრედების რაოდენობა ჩვეულებრივ, დიდი არ არის – ათეულობით გრამი ყინულის ყოველ კილოგრამზე. მარილწყლის მარილიანობა მათში შეიძლება ბევრად აჭარბებდეს ზღვის წყლის მარილიანობას და დამოკიდებულია მარილწყლისა ტემპერატურაზე და ე.ი. ყინულის ტემპერატურაზეც. ასე მაგალითად, -2°C ტემპერატურაზე მარილიანობა 37‰ –ეს ტოლია, -10°C ტემპერატურაზე 144‰, ხოლო -20°C ტემპერატურაზე კი 237‰-ს უდრის. ასეთი ტემპერატურები ზუსტად შეესაბამება გაყინვის წერტილებს აღნიშნულ მარილიანობაზე. ეს სიდიდეების მკაცრად ურთიერთდაკავშირებული წყვილებია. ტემპერატურის ცვლილებისას იცვლება მარილიანობაც: ტემპერატურის დაწევისას მარილიანობა უჯრედში იზრდება მარილწყალში წყლის გაყინვის შედეგად, ხოლო ტემპერატურის მატებისას მარილიანობა მცირდება უჯრედის გარსიდან ყინულის გამოდნობით. ტემპერატურისა და მარილწყლის მარილიანობის ასეთი ცვლილებები არ ახდენს გავლენას ყინულის საშუალო მარილიანობაზე. უჯრედების რაოდენობა მარილწყალში არ არის დიდი, მაგრამ მათი არსებობა ძლიერ გავლენას ახდენს ყინულის მრავალ ფიზიკურ თვისებაზე – სითბურზე, მექანიკურზე და სხვ.

მარილწყლის შემცველი უჯრედების რაოდენობაზეა დამოკიდებული ყინულის თბოტევადობა. სუფთა ყინულის თბოტევადობა ორჯერ ნაკლებია, ვიდრე წყლის, ხოლო ზღვის ყინულის თბოტევადობის დამოკიდებულება მის საშუალო მარილიანობასა და ტემპერატურაზე ძალიან რთულია. დაბალ ტემპერატურაზე ზღვის ყინულის თბოტევადობა 2,2 კჯ/(კგ·°C)-ს უახლოვდება, ხოლო გაყინვის ტემპერატურასთან მახლობელ ტემპერატურაზე მკვეთრად იზრდება: -2°C ტემპერატურისა და 4‰ მარილიანობის პირობებში თბოტევადობა 19,4-ს შეადგენს, ხოლო 10‰ მარილიანობის პირობებში 44,5 კჯ/(კგ·°C) ტოლია. თბოტევადობის ასეთი მაღალი მნიშვნელობები საკმაოდ მნიშვნელოვანია სითბური ბალანსის გაანგარიშების დროს.

სუფთა ყინულის სიმკვრივე ნაკლებია წყლის სიმკვრივეზე და დაახლოებით 900 კგ/მ^3-ს შეადგენს. ზღვის ყინულის სიმკვრივე, მასში მარილწყლის არსებობის გამო, რამდენადმე აღემატება მტკნარი ყინულის სიმკვრივეს. ყინულის სიმკვრივეზე ასევე, გავლენას ახდენს ყინულში ჰაერის ბუშტების, მინერალური ნაწილაკების შემცველობა და ყინულის სისქეში ტემპერატურათა სხვაობები. ამიტომ ყინულის სიმკვრივე მის სხვადასხვა ნაწილში განსხვავებულია. მაგრამ ყინულის საშუალო

სიმკვრივის განსაზღვრა მარტივია არქიმედეს კანონის გამოყენებით: თუ ყინულის ბელტს ცილინდრის ან პრიზმის ფორმით წარმოვიდგენთ, მისი საშუალი სიმკვრივე $\rho_ყ$ განისაზღვრება ფორმულით:

$$\rho_ყ = \frac{z}{h_ყ}\rho_წყ \qquad (6.2)$$

სადაც $h_ყ$ ყინულის ბელტის სისქეა, z – მისი ჯდომა, ხოლო $\rho_წყ$ წყლის სიმკვრივე. ეს ფორმულა ყინულის ბელტის ჯდომისა და წყლის ზედაპირიდან ბელტის სიმაღლეს შორის დამოკიდებულების გაანგარიშების საშუალებას იძლევა. ყინულისა და წყლის საშუალო სიმკვრივის (შესაბამისად, 900 და 1030 კგ/მ^3) პირობებში მოცემული ფარდობა 7,0 -ის ტოლია.

ზღვის ყინულის მექანიკური თვისებები დიდად არის დამოკიდებული მის სტრუქტურასა და ტემპერატურაზე. ასე მაგალითად, მისი სიმტკიცე მინერალების სკალის მიხედვით 0°C ტემპერატურაზე 1,5 ბალს (ყინული მოთავსებულია ტალკსა და ქვამარილს შორის) შეადგენს, ხოლო 40°C ტემპერატურაზე – დაახლოებით 4 ბალს (მლხობი შპატის მსგავსად).

6.3. ყინულების მოძრაობა

ზღვის თითქმის ყველა ყინული მუდმივ მოძრაობაშია და მათ მცურავ ყინულებს უწოდებენ. ყინულების მხოლოდ უმნიშვნელო ნაწილია უმოძრაო. სანაპირო ზოლთან ახლომდებარე ყინულები ნაპირს ეყინებიან, და ამიტომ, მათ სანაპიროს ნარჩილს ან უბრალოდ ნარჩილს უწოდებენ. როგორც წესი, ნარჩილის სიგანე დიდი არ არის და სობით მეტრს, კილომეტრს შეადგენს, მაგრამ ზოგიერთ უბანზე მისი სიგანე ასობით კილომეტრსაც აღწევს, მაგალითად ლაპტევების ზღვაში.

ყინულის მოძრაობა გამოწვეულია ორი მიზეზით: დინებებითა და ქარით. როგორც წესი, ორივე მიზეზი ერთდროულად მოქმედებს და ყინულების მოძრაობის რთულ სისტემას ქმნის. ყინულების მოძრაობაზე გაცილებით მკვეთრ გავლენას ახდენს მოქცევის დინებები. მოქცევის დინებები, რომლებიც იცვლება და დღე-ღამეში ორჯერ მეორდება, იწვევენ ყინულის შეკუმშვასა და გაუხშოებას ასევე, ორჯერ დღე-ღამის განმავლობაში. დინებები დიდ როლს ასრულებს ყინულის მოძრაობის, კერძოდ, დროის დიდ შუალედებში მისი გადატანის სისტემის ჩამოყალიბებაში. ქარი, ძირითადად, დროის მოცემულ მომენტში იწვევს ყინულების გადაადგილებას. მისი ზემოქმედებით ყინულების მოძრაობის კანონზომიერებები – ყინულის დრეიფი –ნანსენმა ჩრდილოეთ ყინულოვან ოკეანეში

გემ “ფრამეთი” ექსპედიციის დროს (1893-1896) წარმოებული დაკვირვების შედეგების დამუშავების საფუძველზე დაადგინა. აღმოჩნდა, რომ ყინულის სიჩქარე თითქმის ორმოცდაათჯერ ნაკლებია ქარის, ანუ მისი ამამოძრავებელი ძალის სიჩქარეზე, ე.ი. $\upsilon_y = 0{,}02W$, სადაც υ_y და W შესაბამისად, ყინულისა და წყლის სიჩქარეებია. ამასთან, ყინული მოძრაობს არა ქარის მიმართულებით, არამედ მისგან 30°-ით არის მარჯვნივ გადახრილი დედამიწის ბრუნვის გადამხრელი ძალის (კორიოლისის) ზემოქმედებით. ზუბოვმა “ნანსენის წესებს” “ზუბოვის” კიდევ ორი წესი დაურთო”: ყინულის დრეიფს ადგილი აქვს იზობარების გასწვრივ (თანაბარი ატმოსფერული წნევის ხაზები) ისე, რომ ყინულის მოძრაობის მარჯვნივ მდებარეობს მაღალი წნევის არე (ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში), ხოლო დრეიფის სიჩქარე ატმოსფერული წნევის ჰორიზონტალური გრადიენტის პროპორციულია. “ზუბოვის წესები” ფართოდ გამოიყენება პრაქტიკაში. ისინი იძლევა ყინულების დრეიფის გამოთვლის საშუალებას დიდ ფართობებზე დრეიფის გენერალური გეგმის დადგენის მიზნით.

ქარი, რომელიც გადაადგილებს გაიშვიათებულ ყინულებს, ზღვის ზედაპირის ზოგიერთ უბანზე თავს უყრის ყინულებს, ქმნის სუფთა წყლის ზოლებსა და განფენილობებს – ყინულღრუებს. ქარი იწვევს ასევე, ყინულის ჩახორგვას, დაშლას და სხვ.

6.4. ზღვის ყინულების კლასიფიკაცია

. ზღვის ყინული რამდენიმე ნიშნით კლასიფიცირდება. ყინულების კლასიფიკაცია წარმოშობის მიხედვით ნაწილობრივ მოცემულია ზემოთ. გარდა ამისა, არსებობს ყინულების კლასიფიკაცია ზომების მიხედვით: ყინულის ველები – 2კმ და მეტი განივკვეთის მქონე, ველების ნამსხვრევები – 100-500 მ განივკვეთის მქონე, მსხვილად ნამსხვრევი ყინული – 20-100 მ განივკვეთის მქონე და წვრილად ნამსხვრევი ყინული – 20 მ-ზე ნაკლები ზომის მქონე. ტოროსებს (ყინულის ნატეხებს ზღვის, მდინარის და ტბის ყინულსაფარზე რომელიც წარმოიქმნება ყინულის ველების ერთმანეთთან ან მეჩეჩებსა და ნაპირებზე ზეწოლის დროს კიდეების ჩამოტეხვის შედეგად) მიეკუთვნება ვერტიკალურად ან დახრილად მდგომი ცალკეული ყინულის ბელტები, ისევე როგორც მეცეცზე შემჯდარი დიდი სისქის ყინულოვანი წარმონაქმნები. ყინულის რაოდენობა ზღვის ზედაპირზე, მისი სიხშირე (სიმჭიდროვე) ღრუბლიანობის შეფასების მსგავსად, ბალებში ფასდება. ათი ბალით ფასდება ზედაპირი, რომელიც სრულიად დაფარულია ყინულით,

ხოლო სუფთა წყალი ფასდება 0 ბალით. შუალედური რაოდენობა ფასდება შემდეგი გაანგარიშებით: 1 ბალი, როცა ყინულს აკვატორიის 10% უკავია და 5 ბალი, როცა აკვატორიის ნახევარი უკავია

განსაკუთრებულ ყინულოვან წარმონაქმნს წარმოადგენს აისბერგი. აისბერგები გვხვდება ჩრდილოეთ ყინულოვან და სამხრეთის ოკეანეებში. ამ უკანასკნელში მათი წარმოქმნის ძირითადი წყარო ანტარქტიდის ყინულოვანი საფარია.

ზღვაში შეჭრილი მყინვარული ენა წყლის მექანიკური და თერმული გავლენის, ქარისა და ტალღების მოქმედებით იწყებს რყევას, რის შედეგადაც ყინულის ძირითადი მასიდან მოტყდება და ცალკეული აისბერგების სახით ზღვაში იწყებს ცურვას. მათი სიგრძე ზოგჯერ რამოდენიმე კილომეტრს აღწევს, ხოლო სისქე კი რამოდენიმე ასეულ მეტრს უდრის.

ასიბერგები ფორმით სხვადასხვაგვარია: სამხრეთ ნახევარსფეროში უფრო მეტად გავრცელებულია მაგიდის მსგავსი მოსწორებული ზედაპირის ფორმის აისბერგები. არის ასევე მრგვალი, პირამიდისებური, ფრთისებური და სხვა ფორმის ასბერგები. აისბერგების წყალზედა და წყალში ჩაძირული ნაწილების შეფარდება შემდეგნაირად არის წარმოდგენილი: მაგიდისებური ფორმის აისბერგებისა 5:1 (ე.ი. აისბერგის მთელი სიმაღლის 5 ნაწილი წყალშია ჩაძირული, 1 ნაწილი კი წყალსზევით იმყოფება) მრგვალი ფორმის აისბერგებისათვის ასეთი თანაფარდობაა 4:1, პირამიდული ფორმის აისბერგებისათვის 3:1, სვეტისებური ფორმის აისბერგებისათვის 2:1, ფრთისებური ფორმის აისბერგებისათვის 1:1. აისბერგების მოძრაობა ძალზე სახიფათოა მცურავი გემებისათვის.

6.5. ზღვებისა და ოკეანეების ყინულოვნება

ტერმინში "ყინულოვნება" იგულისხმება ყინულოვანი პირობების რთული ხასიათი, რომელიც დაკავშირებულია ყინულის მასასთან. იგი განისაზღვრება ყინულის ფართობით, მისი საშუალო სისქითა და სიმკვრივით, ყინულის წარმოქმნისა და დნობის ვადებით, გაძგიფვის ხანგრძლივობითა და სხვ. რადგან ყინულოვნების დამახასიათებელი ყველა კომპონენტის გათვალისწინება გარკვეულ სირთულეებთან არის დაკავშირებული, მას აფასებენ ყინულით დაფარული ზღვის ფართობის მიხედვით და ხშირად ამ მაჩვენებელს პროცენტულადაც გამოსახავენ. მსოფლიო ოკეანეში ყინულის მიერ დაკავებული მაქსიმალური ფართობი შეადგენს 30 მლნ. კმ^2-ზე მეტს, ანუ მსოფლიო ოკეანის დაახლოებით 10%-ს. ყინულების მაქსიმალური ზომით წარმოქმნა არქტიკასა და ანტარქტიკაში დროში ერთმანეთს

არ ემთხვევა: როდესაც ჩრდილოეთით ყინული მაქსიმალური ინტესივობით წარმოიქმნება, სამხრეთით მისი წარმოქმნა მინიმალურია და პირიქით.

ოკეანისა და ზღვების ცალკეული რაიონები იყოფა ყინულოვან, გაყინვად და უყინულო რაიონებად. ყინულოვანი რაიონები შეიძლება, დავყოთ პოლარულ რაიონებად, სადაც ყინული მთელი წლის განმავლობაში არ ლღვება და ზაფხულშიც კი ყინულის საფარი ზედაპირის მინიმუმ 50%-ს ფარავს და სუბპოლარულ რაიონებად, სადაც ყინულის საფარი ზაფხულში მნიშვნელოვნად მცირდება, ხოლო ზოგიერთ წელს ყინული საერთოდ ქრება. ზღვები, რომლებიც იყინება ზაფხულში, სრულიად იწმინდება ყინულისგან, მაგრამ ზამთარში მათ ზედაპირს მეტ-ნაკლებად ფარავს ყინულის საფარი. უყინულო რაიონებში ყინული არ წარმოიქმნება, თუმცა ზომიერ განედებში, განსაკუთრებით მკაცრი ზამთრის პირობებში გამონაკლისის სახით შეიძლება, წყლის ზედაპირზე გაჩნდეს ყინული.

ყინული ყინულოვან რაიონებში შეიძლება, სხვადასხვა წარმოშობის იყოს: საკუთარი, რომელიც ადგილზე წარმოიქმნება (როგორც მაგალითად, პოლარულ ზღვებში) ან სხვა რაიონებიდან მოტანილი, როგორც მაგალითად, ყინული ნიუფაუნდლენდის რაიონში.

არქტიკაში აპრილის თვისთვის, როდესაც ყინულის საფარი ყველაზე ინტენსიურად ვითარდება, ყველა ზღვა მთლიანად იფარება მცურავი ყინულით, გარდა ბარენცისა და ნორვეგიის ზღვების გარკვეული ნაწილებისა: ნორვეგიის თბილი დინების წყლები და მისი განშტოებები – ნორდკაპის დინებები - ზამთრის მანძილზე არ ცივდება გაყინვის ტემპერატურამდე. ზაფხულში არქტიკის ყველა ზღვაში სუფთა წყლის დიდი ფართობები არსებობს, ძირითადად ნაპირებთან. ამასთან, ყინული ყველა ზღვაშია, მაგრამ მათი კონცენტრაცია ზოგიერთ რაიონში ხდება, რის გამოც წარმოიქმნება ყინულოვანი მასივები. არქტიკის ზღვებში 14 ყინულოვანი მასივია. ყინულოვანი მასივები წარმოიქმნება დინებებისა და ქარების სისტემის ზემოქმედებით. მას ახასიათებს ერთ რომელიმე გეოგრაფიულ რაიონში თავმოყრის ტენდენცია და დიდი სისქის ყინული – არანაკლებ 6 ბალისა.

ანტარქტიკაში ყინული მთელი წლის განმავლობაში არ დნება, მაგრამ წლის მანძილზე მათ მიერ მოკავებული ფართობი იცვლება. სექტემბრის თვეში, როდესაც ყველაზე ინტენსიურად წარმოიქმნება ყინულოვანი საფარი, ყინულის პირი გადის დაახლოებით სამხრეთ გრძედის 60º-ზე, აღწევს 55º-ს აფრიკის კონტინენტიდან სამხრეთით და ეშვება 65º-მდე სამხრეთ ამერიკის კონტინენტიდან სამხრეთ-დასავლეთ რაიონში. ანტარქტიკაში აისბერგები ხშირი მოვლენაა. ამასთან, ისინი შეიძლება, დიდი ხნის მანძილზე არსებობდეს და ძალიან დიდ მანძილზე გაცურონ

მათი “წარმოქმნის” წერტილიდან: ისინი შემჩნეულია საკმაოდ დიდ მანძილზე ანტარქტიკული წყლებიდან, სამხრეთ გრძედის 50-40° და 30°-ზეც კი. რეგისტრირებულია აისბერგები, რომელთა სიგრძეც რამდენიმე ათეული მეტრიდან 150-160 კმ-მდე მერყეობს, ხოლო მათი სიმაღლე ზღვის დონიდან 40-50 და ზოგჯერ 90 მეტრიც კია. აისბერგების საერთო რაოდენობაზე საუბარი ძნელია, მაგრამ მაგალითის სახით შეიძლება შემდეგი მონაცემების მოყვანა: დაკვირვების 10 წლის მანძილზე (1958-1967 წ.წ.) განედისა და გრძედის 1° (ერთნაირი გრადუსის მქონე ზოგიერთ უჯრედში) ორასამდე აისბერგი დაფიქსირდა, ე.ი. საშუალოდ, 20 აისბერგი წელიწადში. საერთო ჯამში, ოკეანის სექტორში 10-100° აღმოსავლეთ განედზე დაკვირვების 10 წლის მანძილზე 33 500 აისბერგი დაფიქსირდა.

თავი 7. ოკეანის ოპტიკური და აკუსტიკური თვისებები

7.1. ზღვის წყლის ოპტიკური თვისებები

ოკეანის წყლების ოპტიკური თვისებებს მიეკუთვნება: განათებულობა, სინათლის სიკაშკაშე, გაბნევის, შთანთქმის, შესუსტების, გარდატეხისა და სხვ. კოეფიციენტიები. თუმცა, ამ კოეფიციენტებს არსებითი მნიშვნელობა სპეციალური კვლევებისას ენიჭება. ზოგადად კი, ზღვის წყალს ფერითა და წყლის გამჭვირვალობით ახასიათებენ.

წყლის ფერი დაკავშირებულია მზის სინათლის შთანთქმისა და გაბნევის პროცესების ამორჩევითობასთან. ამორჩევითობა გამოიხატება იმით, რომ მოკლე ტალღები - სპექტრის იისფერი და ცისფერი ნაწილი – უფრო ძლიერად განიბნევა და უფრო სუსტად შთაინთქმება, ვიდრე გრძელი ტალღები, ანუ სპექტრის წითელი და ინფრაწითელი ნაწილი. სწორედ ეს განაპირობებს წყლის, როგორც ნივთიერების საკუთარ ფერს. იგი ცისფერია ან ლურჯი. ზღვის წყალში მრავალი სხვადასხვა მინარევია, რომელიც სინათლის მოლეკულური შთანთქმისა და გაბნევის პროცესებში მონაწილეობს და ფერს უცვლის წყალს – ამწვანებს მას. მინარევები რაოდენობრივად და ხარისხობრივად მრავალფეროვანია, ამიტომ წყლის ფერის ტონიც შეიძლება ფართო დიაპაზონში იცვლებოდეს.

წყლის ფერის შეფასებისთვის საჭიროა წყლის სპექტრალური შემადგენლობის დადგენა. ეს შესაძლებელია, მაგრამ საჭიროებს რთულ აპარატურასა და დიდ დროს. ამიტომ ხშირად გაცილებით მარტივ მეთოდს მიმართავენ, რომელიც თუმცა ნაკლებად ზუსტია, მაგრამ საკმარისია მიახლოებითი შეფასების საწარმოებლად. ეს მეთოდია ფერადობის ეტალონური სტანდარტული სკალის გამოყენება.

ლურჯი ფერები დამახასიათებელია ოკეანისა და ღრმა ზღვების გაშლილი წყლებისთვის, მომწვანო ელფერი დამახასიათებელია შელფის წყლებისთვის, ზღვების უმეტესობისა და გაშლილი ოკეანის დიდი სივრცეებისთვის. მწვანე წყლები, რომლებშიც დიდია მინარევების რაოდენობა, როგორც წესი, მაღალი პროდუქტიულობით გამოირჩევა და ასეთ წყლებშია ყველაზე ხშირად განთავსებული სარეწაო რაიონები. ლურჯი წყლები გამოირჩევა ნაკლები მინარევებით, სიცოცხლე მათში შედარებით სუსტად არის განვითარებული. არსებობს ასეთი გამონათქვამი – "სილურჯე "ზღვის უდაბნოს" ფერია.

ზღვის წყლის ფერის შეფასებისას განასხვავებენ საკუთრივ წყლის ფერსა და ზღვის ზედაპირის ფერს, წყლის ფერი იქმნება მისი გამოსხივებით, ეს არის ფერი,

რომელიც მოდის ზღვიდან. ზედაპირის ფერს განსაზღვრავს მისგან არეკლილი სინათლე. სხივი, რომელიც ეცემა ზღვის ზედაპირს, მხოლოდ ნაწილობრივ აღწევს წყალში, თან გარდატეხით. არეკლილი სინათლის წილი დამოკიდებულია დაცემის კუთხეზე: რაც ნაკლებია (რაც მეტად შვეულია) დაცემის კუთხე, მით ნაკლებია არეკლილი რადიაციის წილი; დაცემის 80° კუთხის შემთხვევაშიც კი ზედაპირზე მოსული ენერგიის მხოლოდ 35% აირეკლება. ადამიანი ზღვის ზედაპირს უცქერს როგორც წესი, დაცემის ძალიან დიდი კუთხით, ანუ მხედველობის სხივი ძალიან უახლოვდება ჰორიზონტს და ამიტომ ადამიანს მხედველობის არეში უპირატესად ხვდება არეკლილი სინათლე (დაცემის 95° კუთხის შემთხვევაში, ანუ მხედველობის 5° კუთხის შემთხვევაში აირეკლება ენერგიის 60%). სწორედ ამიტომ ზღვის ზედაპირის ხილული ფერი შეიძლება სხვადასხვაგვარი იყოს – ყვითელი, ოქროსფერი, მეწამული, შავი, რაც დამოკიდებულია ცის ფერზე. ამიტომ წყლის ფერზე დაკვირვებისას საჭიროა გამოირიცხოს არეკლილი სხივის ზემოქმედება. მხედველობის სხივი მიმართული უნდა იყოს ქვემოთ შვეულად.

ამგვარად, წყლის ფერი უკავშირდება მის სისუფთავეს. სისუფთავის ხარისხის განსაზღვრის მიზნით გამოიყენება კრიტერიუმი, რომელსაც წყლის გამჭვირვალობა ეწოდება. გამჭვირვალობის ზუსტად შეფასება შესაძლებელია სინათლის გაბნევის, შთანთქმისა და შესუსტების კოეფიციენტების განსაზღვრით. ამ მიზნით ისევე, როგორც ფერის შეფასების შემთხვევაში, ძალიან რთული აპარატურაა საჭირო. ამიტომ ჩვეულებრივ, სარგებლობენ მხოლოდ ფარდობითი გამჭვირვალობის განსაზღვრებით. ფარდობითი გამჭვირვალობა არის სტანდარტული ზომის თეთრი დისკის (დიამეტრით 30 სმ) - სეკის დისკის მხედველობის არედან გაუჩინარების სიღრმე (მ). დისკს ზონარით ჩაუშვებენ ზღვაში და აკვირდებიან, თუ როგორ კარგავს სიმკვეთრეს ჩაძირვისას, როგორ ფერმკრთალდება, მუქდება და ბოლოს ხდება უხილავი. ეს სიღრმე (მ), რომელსაც აღნიშნავენ მრიცხველით, რომელშიც გაიარა ზონარმა დისკით, ან ზონარზე მიმაგრებული მარკებით, არის ფარდობითი გამჭვირვალობა. მიუხედავად მოცემული მეთოდის პრიმიტიულობისა, ფარდობითი გამჭვირვალობა იძლევა წყლის ზუსტი ფიზიკური მახასიათებლის – სინათლის შესუსტების კოეფიციენტის მიღების საშუალებას.

ფარდობითი გამჭვირვალობის მნიშვნელობა იცვლება რამდენიმე მეტრიდან (სანაპირო ზოლში) რამდენიმე ათეულ მეტრამდე (გაშლილ წყლებში). გამჭვირვალობის უდიდესი მაჩვენებელი გაზომილ იქნა ბენგალის ყურეში და სარაგასის ზღვაში – 66 მ; ოკეანეების გაშლილ ნაწილებში იგი აღწევს 50-60 მეტრს, დიდ ზღვებში კი – 30-35 მეტრს.

ოკეანის წყლების სისქეებში სინათლის გავრცელებას უდიდესი ბიოლოგიური მნიშვნელობა აქვს, რადგან იგი განაპირობებს მწვანე წყალმცენარეების არსებობის შესაძლებლობას. ფოტოსინთეზის წყალობით იქმნება პირველადი პროდუქცია – ორგანული სამყაროს განვითარების პირველი, საწყისი საფეხური, დედამიწაზე სიცოცხლის არსებობის საფუძველი.

განათებულობის მიხედვით ოკეანეში შეიძლება, გამოვყოთ ოთხი იარუსი. პირველი – სინათლის, რომელსაც ევფოტიურსაც უწოდებენ, რომელიც ყველაზე მეტად არის განათებული და რომელიც იკავებს წყლის ზედა 100-150 მეტრს. სწორედ ამ ფენაში არსებობენ მწვანე წყალმცენარეები. მეორე იარუსი – ნახევრად განათებული (150-500 მ სიღრმეზე), რომელშიც შეიძლება, არსებობდეს წყალმცენარეები, მაგრამ არა მწვანე შეფერილობის. ცოცხალი ორგანიზმები მეორე იარუსზეც დიდი რაოდენობით არსებობენ. მესამე იარუსია – მცირედ განათებული ანუ ჩრდილოვანი, სადაც წყალმცენარეები აღარ არის, თუმცა ცოცხალი ორგანიზმების სარეწაოდ საკმარისი რაოდენობა 500-1500 მ სიღრმეზეც არის. 1500 მეტრის ქვემოთ განფენილია მეოთხე იარუსი – უსინათლო. ცხოველები ამ იარუსზეც გვხდებიან, მაგრამ ძალზედ იშვიათად.

7.2. ზღვის წყლის აკუსტიკური თვისებები

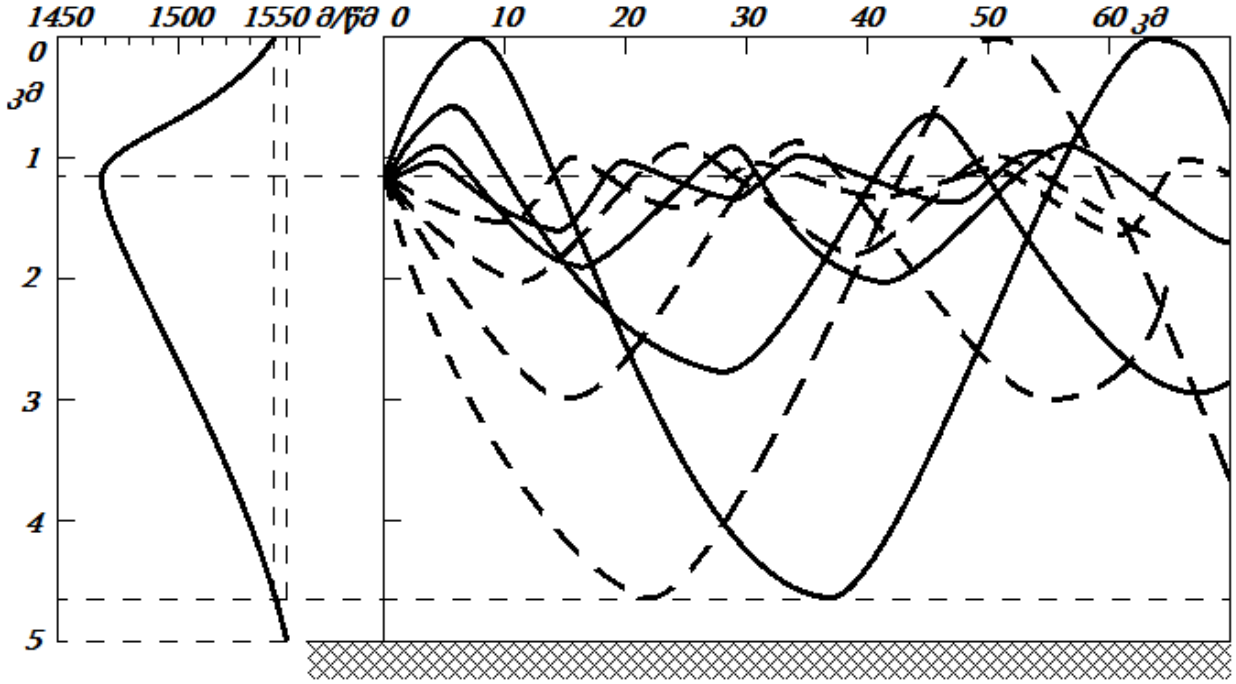
წყალი ბგერის კარგი გამტარობით ხასიათდება ანუ აქვს ბგერის გამტარობის თვისება. ზღვაში ბგერის გავრცელების სიჩქარე დამოკიდებულია წყლის ტემპერატურაზე, მარილიანობაზე და წნევაზე, რომლის ზემოქმედების ქვეშაც არის წყალი, ე.ი. სიღრმეზე. ეს დამოკიდებულება გამოიხატება ძალიან რთული ემპირიული ფორმულით. ათეული წლების მანძილზე, XX საუკუნის პირველი წლებიდან დაწყებული, მრავალი ავტორი გვთავაზობდა სხვადასხვა ფორმულას გაანგარიშების დაზუსტების მიზნით. ყველაზე გამოყენებადი მათ შორის ვილსონის ფორმულაა. მიახლოებითი გაანგარიშებით, ზღვაში ბგერის სიჩქარის სიდიდედ მიღებულია 1500 მ/წმ. ამ სიდიდიდან გადახრა დამოკიდებულია ოკეანოლოგიური პარამეტრების მნიშვნელობებზე. ბგერის სიჩქარე იზრდება თითოეული ამ პარამეტრის გაზრდის შემთხვევაში. ასე მაგალითად, ტემპერატურის 1°-იანი მატებისას ბგერის სიჩქარე ზღვაში იზრდება დაახლოებით 4 მ/წმ-ით ცივ წყალში (10°-ზე ნაკლები ტემპერატურის) და 35 მ/წმ-ით თბილ წყალში (25°-ზე მეტი ტემპერატურის). მარილიანობის ცვლილება ბგერის სიჩქარეზე ნაკლებად მოქმედებს, ხოლო სიღრმის 1 მეტრით ზრდა ზრდის ბგერის სიჩქარეს დაახლოებით 0,02 მ/წმ-ით.

ბგერითი სიგნალი ზღვის წყლის სისქეებში გავრცელებისას რაც უფრო შორდება წყაროს, მით უფრო სუსტდება, მიილევა. ბგერის მილევას სამი მიზეზი აქვს. პირველი, ბგერის გავრცელებისას სფერული ტალღის სახით მისი ენერგია მცირდება წყაროდან მანძილის კვადრატული მნიშვნელობის პროპორციულად (ბგერის ენერგია ნაწილდება სფეროს მთელს ზედაპირზე). მეორე, ბგერითი ენერგია გარემოს დრეკადი რხევების პროცესში შთაინთქმება და გადაიქცევა სითბურ ენერგიად. მესამე, ბგერა იფანტება, ვრცელდება რა ბგერითი სხივიდან სხვადასხვა მიმართულებით. რაოდენობრივად აღნიშნულის შეფასება ხდება მილევის კოეფიციენტით (დეციბალი კილომეტრზე).

ზღვაში ბგერის მილევის კოეფიციენტი არ არის დიდი და იზრდება ბგერითი რხევების სიხშირის ზრდასთან ერთად. უმნიშვნელო შესუსტების გამო ბგერა შეიძლება, გავრცელდეს ძალიან დიდ მანძილზე, თუმცა ეს ყოველთვის შესაძლებელი არ არის, რადგან არსებობს კიდევ ერთი მიზეზი, რომელიც მოქმედებს ბგერის გავრცელების მანძილზე - ოკეანის წყლების სტრატიფიკაცია, რომელიც იწვევს ბგერის სიჩქარის არაერთგვაროვნებას ვერტიკალის გასწვრივ. როგორც წესი, წყლის ტემპერატურა სიღრმის მატებასთან ერთად კლებულობს. შედეგად, ბგერის სიჩქარე უნდა მცირდებოდეს. თუმცა, ამ შემთხვევაში მატულობს წნევა, რაც ზრდის ბგერის სიჩქარეს და გარკვეული სიღრმის შემდეგ ასეთი ზრდა პრიორიტეტული ხდება და ბგერის სიჩქარე იზრდება. ესე იგი ბგერა ფენიდან ფენაში გადასვლისას გარდატყდება, განიცდის რეფრაქციას, მსგავსად სინათლის სხივისა და შედარებით დაბალი სიჩქარეებით მიისწრაფვის ჰორიზონტისკენ ანუ ნაკლებად თბილი და ნაკლებად მარილიანი წყლისაკენ. ვერტიკალურ სიბრტყეში ბგერითი სხივების ასეთი მოძრაობისას ზღვის ჭრილში მიიღება სურათი, რომელიც ნაჩვენებია სურათზე 7.1. იგი შეესაბამება ბგერის სიჩქარის ვერტიკალური განაწილების მრუდის მხოლოდ ყველაზე გავრცელებულ ტიპს. არსებობს მრავალი ასეთი ტიპი და ამიტომ ბგერის გავრცელების სხივური სურათიც უამრავი სახის არსებობს.

მრუდის ნებისმიერ ტიპს აქვს ერთი თავისებურება: ბგერითი სხივების თავმოყრა ფენაში, სადაც ბგერის სიჩქარე ყველაზე დაბალია. სწორედ ამ ფენაში ხდება გავრცელებული ბგერის ენერგიის კონცენტრაცია. ამიტომ უწოდებენ მას წყალქვეშა ბგერით არხს, ხოლო უმცირესი სიჩქარის ჰორიზონტს – არხის ღერძს. სწორედ ამ ფენაში – ტალღასატარში - შესაძლებელია ბგერის შორეული და ზეშორეული გავრცელება. ასე მაგალითად, 1956 წელს ატოლ ბიკინზე (მარშალის კუნძულები წყნარ ოკეანეში) თერმობირთვული ბომბის აფეთქების ბგერა

დააფიქსირეს ატლანტიკის ოკეანეში ბერმუდის კუნძულებზე არსებულმა ჰიდროფონებმა (22 ათ. კმ მანძილზე).



სურ. 7.1. წყალქვეშა ბგერითი არხის (ბგერითი სხივების ტრაექტორიის) წარმოქმნის სქემა. მარცხნივ – ბგერის სიჩქარის ვერტიკალური განაწილება (პროფილი)

ბგერის არხის არსებობა იძლევა მისი კავშირგაბმულობის მიზნით გამოყენების საშუალებას: ზღვაში აკუსტიკა ცვლის რადიოს, რადგან რადიოგამოსხივება წყალში ძალიან სწრაფად შთაინთქმება.

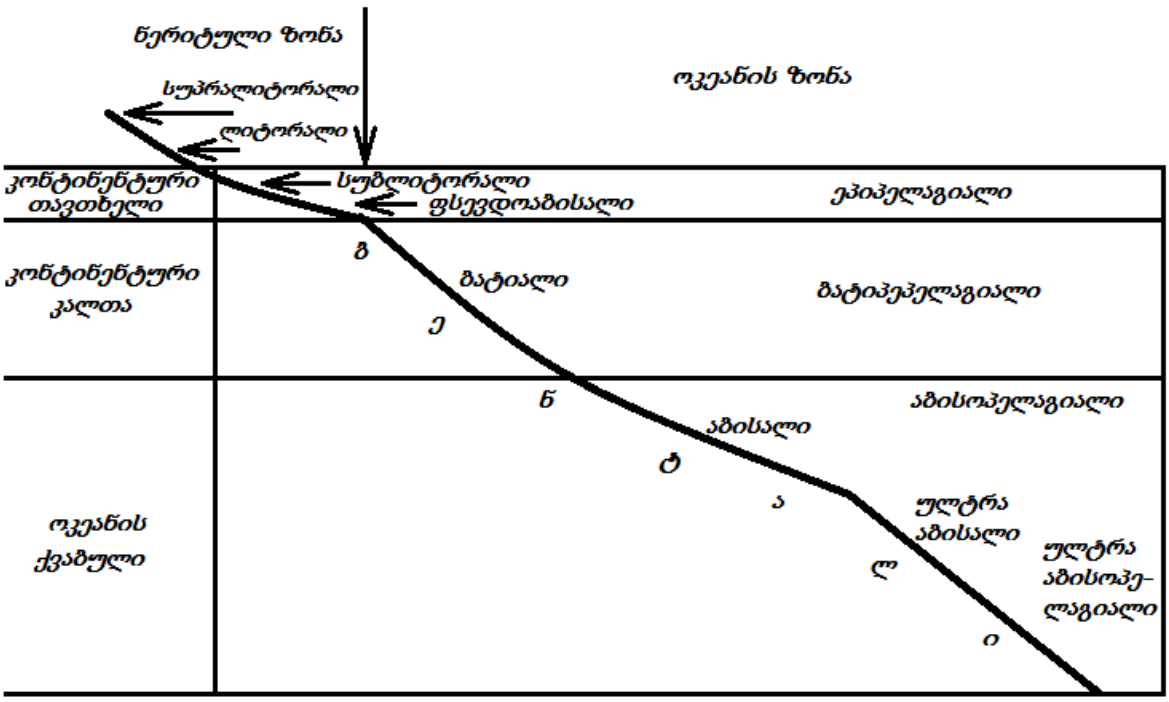
წყლის ბგერათგამტარობის თვისება გამოიყენება თევზის რეწვის ტექნიკაში. აკუსტიკური მოწყობილობების – თევზლოკატორების - დახმარებით ახდენენ თევზების გუნდების დაზვერვას. ეს ძალიან ეფექტური საშუალებაა, თუმცა ყოველთვის ოპტიმალურად ვერ მუშაობს, რადგან ზღვაში არსებობს ე.წ. ბგერათგამბნევი წყლის ფენები, რომლებშიც თავს იყრის პლანქტონური ორგანიზმები, შეტივტივებული ნაწილაკები და სხვ. ყველაზე ხშირად ისინი სიმკვრივის ნახტომის ფენებში იყრიან თავს, მაგრამ შეიძლება წარმოიქმნას ბიოლოგიური მიზეზებითაც – პლანქტონების მიგრაციით. ბგერათგამბნევი ფენები შეიძლება შეფერხების მიზეზი გახდეს ექოლოტირების დროსაც, რაც ოკეანის აკუსტიკური თვისებების გამოყენების კიდევ ერთ მნიშვნელოვან მიმართულებას წარმოადგენს. ექოლოტი არის ზღვის სიღრმის საზომი მოწყობილობა ბგერითი სიგნალების გამოყენებით. ზღვის სიღრმის გაზომვა წარმოებს იმ დროის ინტერვალის გაზომვით, რომელიც სჭირდება ბგერით სიგნალს გემიდან ოკეანის

ფსკერამდე მისაღწევად და ფსკერიდან არეკვლის შემდეგ უკან დასაბრუნებლად. H სიღრმეს გამოითვლიან ფორმულით: $H = 1/2 \cdot ct$, სადაც c ბგერის სიჩქარეა, t – დროის შუალედი ბგერის გაგზავნიდან მის უკან დაბრუნებამდე.

ექოლოტის როლი ისეთივე მნიშვნელოვანია ოკეანის ფსკერის შესწავლის საქმეში, როგორც მაგალითად, მიკროსკოპის როლი მიკრობიოლოგიის განვითარების საქმეში. სწორედ ექოლოტის ფართო გამოყენების გამო ძირეულად შეიცვალა წარმოდგენები მსოფლიო ოკეანის ფსკერის რელიეფის შესახებ და შესაძლებელი გახდა სარწმუნო სანავიგაციო რუქების შედგენა.

ზღვის აკუსტიკას იყენებენ ბიოლოგებიც ზღვის ცხოველების შესასწავლად, რომლებიც უამრავ სხვადასხვა ბგერას გამოსცემენ.

კონტინენტური პლატოს რაიონში, რომელსაც “კონტინენტურ თავთხელს” ან “კონტინენტურ შელფსაც” უწოდებენ, ოკეანის ბენტალი იყოფა სამ ზონად (იხ. სურ. 8.1). მოქცევის დონის ზემოთ სუპლარიტორალია – ნაპირის ნაწილი, რომელსაც ასველებს წყლის შხეფები (სუპრა – ზემოთ, ლიტუს – ნაპირი). სუპრალიტორალს ქვემოთ, მის მოსაზღვრედ, მდებარეობს ლიტორალი – სანაპირო, რომელსაც პერიოდულად ფარავს წყალი მოქცევის დროს, მიქცევისას კი წყალი მისგან მიიქცევა. კიდევ უფრო ღრმად მდებარეობს სუბლიტორალი, რომელიც გადაჭიმულია ფსკერის ფოტოსინთეზირებადი მცენარეების გავრცელების საზღვრამდე. თუ მატერიკული თავთხელის სიღრმე 200 მეტრზე მეტია, დამატებით გამოჰყოფენ ფსევდოაბისალურ ზონასაც, რომელიც განფენილია სუბლიტორალის ქვედა საზღვრიდან კონტინენტურ თხემამდე. მატერიკული ფერდობი მოიცავს ბატიალს, ოკეანის ქვაბულს – აბისალს, რომელიც 6-7 კმ ქვემოთ სიღრმეში გადადის ულტრააბისალში ან გადალში (bathus – ღრმა, abyssos - უფსკრული).



სურ. 8.1 მსოფლიო ოკეანის ბენტალისა და პელაგიალის ეკოლოგიური ზონები (ორიგ.)

ოკეანის წყლის სისქე იყოფა ცალკეულ ზონებად როგორც ვერტიკალის მიხედვით, ე.ი. ერთმანეთზე დადებულ ფენებად, ისე ჰორიზონტალის მიხედვით, ე.ი. წყლის სისქეებად, რომლებიც მდებარეობს ოკეანის ქვაბულის სხვადასხვა

ზონებზე (იხ. სურ. 8.1). წყლის ზედა ფენას 200 მ სიღრმემდე (სუბლიტორალის ქვედა ზღვარი) ეწოდა ეპიპელაგიალი, ხოლო უფრო ღრმად მდებარე ფენას (ბატიალის ქვედა საზღვრამდე) – ბატიპელაგიალი. მას მოსდევს აბისოპელაგიალი, რომელიც იწყება ბატიალის ქვედა საზღვრიდან (6-7 კმ სიღრმეზე) და ულტრა აბისოპელაგიალი. ჰორიზონტალური მიმართულებით მსოფლიო ოკეანე იყოფა სანაპირო, ანუ ნერიტულ ზონად (neretis – სანაპირო), რომელიც განფენილია მატერიკული თავთხელის ზონის ზემოთ, და ოკეანურ ზონად, რომელიც მდებარეობს ბატიალისა და აბისალის ზონებს ზემოთ.

8.1 მსოფლიო ოკეანის პოპულაცია.

მცენარეთა 33 კლასიდან მსოფლიო ოკეანეში წარმოდგენილია 15, ამასთან - მხოლოდ ზღვის ფორმები შეადგენს 5 კლასს. ცხოველთა 63 კლასიდან ზღვაში ბინადრობს 52, აქედან მხოლოდ ზღვის ფორმები შეადგენს 31-ს. მსოფლიო ოკეანეში საერთო ჯამში ცხოვრობს ცხოველთა დაახლოებით 150 ათასი სახეობა. ზღვების ფაუნაში ყველაზე დიდი მნიშვნელობა ენიჭება ფორამინიფერებს, რადიოლარიებს, ნაწლავღრუიანებს, მრავალჯაგრიან ჭიებს, ნიჩაბფეხიანებს და უმაღლეს კიბოსნაირებს, მუცელფეხიანებს და ორსაგდულიან მოლუსკებს, ნემსკანიანებსა და თევზებს. მცენარეებიდან მსოფლიო ოკეანეში ყველაზე მნიშვნელოვანია კაჟოვანი და პერიდიული წყალმცენარეები და მნიშვნელოვანი რაოდენობით გვხვდება კოკოლიტოფორიდები და მწვანე წყალმცენარეები. ნაკლებ გავრცელებულია მურა, წითელი და ლურჯ-მწვანე წლამცენარეები, ასევე ყვავილოვანი მცენარეები.

მსოფლიო ოკეანის პოპულაციების გავრცელების არეალები შეიძლება იყოს დიდი და მცირე, ერთიანი და წყვეტილი. ოთხივე ოკეანეში გვხვდება პოლიქეტები *Polydora polybranchia* და *Thelepus plagiostoma*, სავარცხელა *Beroe cucumis*, კიბოსნაირები *Oithona similis*. ჰიდრობიონტების აბსოლუტური უმრავლესობის გავრცელების არეალი გაცილებით ვიწროა და მათი მრავალი სახეობა ენდემიკურია. მაგალითად, ასციდია *Mienosomuc claudicans* ცხოვრობს მხოლოდ ხმელთაშუა ზღვაში, ხოლო ევროპის ატლანტიკურ სანაპიროსთან მხოლოდ თეთრ ზღვაში გვხვდება მჯდომარე მედუზა *Lucernosa sainthilairei*. მსოფლიო ოკეანეში მცხოვრები რიგი ჰიდრობიონტისთვის დამახასიათებელია ბიპოლარული გავრცელება, როდესაც ისინი გვხვდება ორივე ზომიერ ზონაში, მაგრამ არ გვხვდება ტროპიკებში. ბიპოლარულ ორგანიზმებს მიეკუთვნება მაგალითად,

სიპუნკულიდა *Phascolosoma margaritaceum*, პოლიქეტა *Terebellides strömii*, კიბოსნაირი *Balanus balanus*, მოლუსკები *Mytilus edulis,* ვეშაპი *Balaena glacialis*, ზვიგენი *Cetorhinus maximus*. არსებობს ისეთი ჰიდრობიონტები, რომლებიც ზედაპირულ წყლებში გვხვდება ბიპოლარულად, ხოლო სიღრმეებში, სადაც წყალი უფრო ცივია, ცხოვრობენ ტროპიკულ რეგიონშიც. ასეთი ფსევდობიპოლარული გავრცელება დამახასიათებელია მაგალითად, სიფონოფორასთვის *Diphyes arctica*, სავარცხელასთვის *Pleurobrachia pileus*, სიგიტასთვის *Kohnia hamate*, კიბოსნაირისთვის *Calanus finmarchicus* (სარგასის ზღვაში აღწევს 1500 მეტრამდე სიღრმეს) და სხვა მრავლისთვის.

ჰიდრობიონტების გავრცელების ბიპოლარობა იმით აიხსნება, რომ მეოთხეული პერიოდის გამყინვარების ხანაში ტროპიკული ზონა გაცივდა და ჩრდილოეთის ბინადარნი, რომელთაც მიეცათ ეკვატორის გადაკვეთის საშუალება, დასახლდნენ სამხრეთ ნახევარსფეროს წყლებში. დათბობასთან ერთად ტროპიკული რაიონების ეს ახალმოსახლეები ან გადაშენდნენ ან გადაინაცვლეს უფრო ცივ სიღრმულ წყლებში, რის შედეგადაც წარმოიქმნა ბიპოლარობა ან ფსევდოპილარობა. დედამიწაზე კლიმატის ისტორიული ცვლილებებით აიხსნება ჰიდრობიონტების განსახლების კიდევ ერთი თავისებურება – როდესაც ჰიდრობიონტები გვხვდება ატლანტიკისა და წყნარი ოკეანეების ჩრდილოეთ რაიონებში და არ გვხვდება ყინულოვან ოკეანეში. გავრცელების არეალის ასეთი წყვეტადობა ახასიათებს მრავალ ჰიდრობიონტს და მას უწოდეს ამფიბორეალური გავრცელება, დამახასიათებელია მაგალითად, ზღვის ზღარბისთვის (*Echinarachnius* პარმა), ზღვის ვარსკვლავისთვის (*Salaster endeca*), ქაშაყისთვის (*Clupea harengus*), პალტუსისთვის (*Hyppoglossus hypoglossus*).

წინა გამყინვარების პერიოდში, როდესაც არქტიკული აუზის კლიმატი გაცილებით თბილი იყო, ორივე ოკეანის ფაუნა მჭიდრო კავშირში იყო ერთმანეთთან და ამფიბორეალობა არ არსებობდა. ამ მოვლენამ თავი იჩინა გამყინვარების პერიოდში აციების შედეგად, რამაც შეუძლებელი გახადა ბორეალური ფორმების მაღალ განედებში არსებობა. კლიმატის ისტორიული ცვლილებებით აიხსნება ასევე, ჰიდრობიონტების წყნარ ოკეანური და ატლანტიკური გავრცელება. პირველ შემთხვევაში ერთი და იგივე სახეობა გვხვდება ამერიკის დასავლეთ სანაპიროებისა და აზიის აღმოსავლეთ სანაპიროების ბარეალურ რეგიონში და არ გვხვდება წყნარი ოკეანის ჩრდილოეთ ნაწილში. მეორე შემთხვევაში ერთი და იგივე სახეობა ცხოვრობს ევროპის

დასავლეთ ნაპირებთან და ჩრდილოეთ ამერიკის აღმოსავლეთ ნაპირებთან და არ გვხვდება ატლანტიკის ოკეანის ჩრდილოეთით.

8.2 პელაგიალის პოპულაცია

ზღვის პელაგიალის ფორმა ძირითადად წარმოდგენილია ბაქტერიებითა და წყალმცენარეებით; ფაუნა ძირითადად წარმოდგენილია უმარტივესებით, ნაწლავღრუიანებით, კიბოსნაირებით, თავფეხიანი მოლუსკებით, თევზებითა და ძუძუმწოვრებით. გარდა ამისა, დიდი რაოდენობით გავრცელებულია ფსკერის უხერხემლო ცხოველების სხვადასხვა სახის მატლები. ბაქტერიები გავრცელებულია მთელს სისქეში, ზედაპირიდან ფსკერამდე, მაგრამ სიღრმის მატებასთან ერთად მათი რაოდენობა კლებულობს. მაგალითად, წყნარ ოკეანეში 250 და 500 მ სიღრმეზე ბაქტერიების რაოდენობა შესაბამისად, 10-ჯერ და 100-ჯერ ნაკლებია ზედაპირზე გავრცელებულ რაოდენობასთან შედარებით. მიკროორგანიზმების საერთო რაოდენობა ოკეანეების ზედაპირულ ჰორიზონტზე როგორც წესი, მერყეობს 10-დან 100 ათას ეგზემპლარამდე/მლ ბიომასით 2-50 მგ/მ^3 (კრისი, 1965). სანაპირო ზოლში ბაქტერიების რაოდენობა მეტია, ვიდრე ღია ზღვაში. შავ ზღვაში ნაპირიდან 3,7-18,5 კმ მანძილზე ბაქტერიების რაოდენობა წყლის ზედაპირულ ჰორიზონტზე (10-25 მ) შეადგენს 6-9 ათას ეგზემპლარს/მლ, ხოლო 55,5 და 111 კმ-ზე შესაბამისად, 4 და 2 ათას ეგზემპლარს/მლ.

წყალმცენარეები სახეობების თვალსაზრისით გაცილებით მდიდარია და ძირითადად წარმოდგენილია პერიდიანული და დიატომური წყალმცენარეებით. ნაკლებად არის გავრცელებული შოლტიანები, მწვანე, ნაირშოლტიანები და ლურჯ-მწვანე წყალმცენარეები. დაახლოებითი ასეთივეა წყალმცენარეების ჩამოთვლილი ჯგუფების გავრცელება სახეობათა რაოდენობების მიხედვით. ფიტოპლანქტონის საერთო რაოდენობა მსოფლიო ოკეანეში არსებული შეფასების თანახმად, შეადგენს 1,5 მლრდ.ტ. პოლუსების მიმართულებით და წყლის გაციებასთან ერთად დიატომური სახეობების ფარდობითი რაოდენობა იზრდება, პერიდიანულების კი – მცირდება. მაგალითად, ჩრდილოეთის ზღვებში დიატომურების რაოდენობა სახეობების მიხედვით არის 2-3-ჯერ, ხოლო ბიომასის მიხედვით – 15-50-ჯერ მეტი, ვიდრე პერიდიანულების. ჩრდილოეთის ზღვებში დიატომურებიდან უფრო მეტად გავრცელებულია *Chaetoceras, Coscinodiscus,*

Sceletonema, Rhizosolenia, Thalassiosira, Fragilaria, ხოლო პერიდიანულებიდან – *Peridinium, Ceratium* და *Rhalocystic*.

სამხრეთის ზღვებში დიატომური წყალმცენარეების რაოდენობა შესამჩნევად მცირდება, ხოლო პერიდიულების, მწვანე და ლურჯ-მწვანე წყალმცენარეების რაოდენობა იზრდება.

ზღვებში ფიტოპლანქტონის ძირითადი მასა კონცენტრირებულია 100-150 მ ფენაში. ზომიერ და მაღალ განედებში წყალმცენარეების ყველაზე მაღალი კონცენტრაცია ფიქსირდება უშუალოდ ზედაპირულ ფენაში, ხოლო ტროპიკულ განედებში, სადაც მზის რადიაცია უფრო მაღალია, - 10-15 მ სიღრმეზე. წყალმცენარეების ვერტიკალურ განაწილებაზე მნიშვნელოვნად მოქმედებს ტემპერატურა. დამტკიცდა, რომ მსოფლიო ოკეანის მრავალ რაიონში მათი მაქსიმალური რაოდენობით არსებობა განპირობებულია თერმოკლინით, სადაც წყლის სიმკვრივეების მკვეთრი ცვალებადობა წარმოქმნის თითქოს-და "თხევად გრუნტს", რომელსაც ეჭიდებიან დაშვებული წყალმცენარეები. წყალმცენარეების რაოდენობა მსოფლიო ოკეანის სხვადასხვა რაიონში ძლიერ მერყეობს, რაც დამოკიდებულია ბიოგენების კონცენტრაციაზე, განათებაზე, წყლების ცირკულაციისა და ზოოპლანქტონის შემცირების ხარისხზე. როგორც წესი, არსებობს პირდაპირი დამოკიდებულება ფოსფატებისა და ფიტოპლანქტონების რაოდენობას შორის; ეკვატორულ რაიონში ფიტოპლანქტონების განვითარება შეიძლება, შეიზღუდოს ჟანგბადის დეფიციტის გამო.

ზოოპლანქტონი სახეობების შემადგენლობის მიხედვით უმეტესწილად წარმოდგენილია კიბოსნაირებით, პირველ რიგში ნიჩაბფეხიანებით, ევფაუზიიდებით, მიზიდებით, ამფიპოდებით, დატოტვილულვაშიანებით, ნიჟარიანებით, ულვაშფეხიანების მატლებით. ზღვის პლანქტონური კიბოსნაირების 1200 სახეობიდან 750 მიეკუთვნება ნიჩაბფეხიანებს, 300-ზე მეტი – ამფიპოდებსა და 80-ზე მეტი – ევფაუზიიდებს. ზღვის პლანქტონებს შორის სახეობათა დიდი რაოდენობით არის წარმოდგენილი უმარტივესები, რომელთა შორის წამყვანია შოლტიანები *Phaeocystis* და *Noctiluca*, მრავალრიცხოვანი რადიოლარიები და ზოგიერთი ინფუზორია ოჯახიდან *Tintinnoidea*. დაახლოებით 4000 სახეობით არიან წარმოდგენილი ნაწლავღრუიანები, რომელთა ყველაზე მასიურ ფორმებს განეკუთვნება რიგი მედუზები, სიფონოფორები და განსაკუთრებით, სავარცხელები. პლანქტონური მოლუსკების რაოდენობა დაახლოებით 180 სახეობით არის წარმოდგენილი. ამასთან, არსებითი მნიშვნელობა აქვს ზოგიერთს *Pteropoda* და *Heteropoda*. პლანტქონში მნიშვნელოვანი რაოდენობით შეიძლება, არსებობდეს

პლანქტონური ჯაგარყბიანები *Sagitta*, ძირითადად თბილ წყლებში – პოლიქეტები *Alciopidae*, *Tomopteridae* და შედარებით იშვიათად – ნემერტინები *Pelagonemertes*. ძალიან დიდი რაოდენობით არის წარმოდგენილი ზოოპლანქტონში ფსკერული უხერხემლოების მატლები. ზოოპლანქტონის საერთო რაოდენობა მსოფლიო ოკეანეში არსებული შეფასების მიხედვით, შეადგენს 21,5 მლრდ.ტ, საიდანაც დაახლოებით 9 მლრდ.ტ. მოდის მაკროპლანქტონის წილად, 12 მლრდ.ტ წარმოდგენილია მეზოპლანქტონით, ხოლო 1 მლრდ.ტ. – მიკროპლანქტონით.

ზოოპლანქტონის ჯიშური ნაირსახეობა მცირდება ოკეანის ღია ნაწილებიდან ზღვების განსაკუთრებით, შიდა ზღვების მიმართულებით, რომლებიც ძლიერ გამტკნარებულია. სიღრმის მატებასთან ერთად, დაწყებული გარკვეული ჰორიზონტებიდან, პლანქტონური ცხოველების ჯიშური შემადგელობა შედარებით ერთგვაროვანი ხდება. ზოგიერთი სახეობა გავრცელებულია მხოლოდ წყლის ზედაპირულ ფენაში (მაგალითად, *Oithona similis*, არაცალანუს, *Centropages hamatus*, *C. typicus*), სხვები გვხვდება 100-500 მ ფენაში (*Calanus finmarchicus, Metridia longa, Aglantha digitale, Sagitta elegans*), სხვები კი – დიდ სიღრმეებში (*Chiridus, Eucrohnia hamate, Microsalanus pusillus*). ვერტიკალური განაწილების ასეთი სურათი გვხვდება ზრდასრულ ფომებში მაშინ, როდესაც უმეტესი სახეობის ახალგაზრდა ფორმები გავრცელებულია წყლის ზედაპირულ ფენებში. ზოოპლანქტონის რაოდენობის შემცირება აშკარად გამოხატულია 100-1000 მ ფენაში.

ნექტონი ძირითადად წარმოდგენილია თევზებით, ძუძუმწოვრებით, თავფეხიანი მოლუსკებითა და უმაღლესი კიბოსნაირებით. ზღვაში მცხოვრები თევზები მიეკუთვნება ზღვის თევზებს, რომლებიც ცხოვრობენ მხოლოდ ზღვაში, ტრანზიტულ თევზებს, რომლებიც როგორც წესი, იკვებებიან ზღვაში და ქვირითს ყრიან მდინარეში და ნახევრადტრანზიტულ თევზებს, რომლებიც ცხოვრობენ მომლაშო წყლებში და მრავლდებიან მდინარეების ქვემოწელში. ზღვის თევზებიდან ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში ყველაზე დიდი რაოდენობით წარმოდგენილია ქაშაყისნაირები (ქაშაყი, სარდინი, მოივა, ქარხალა, ქაფშია), მეორე ადგილზეა ვირთევზასნაირები (ვირთევზა, ნავაგა, ხეკი, მინტაი), მესამე ადგილზეა – ქორჭილასებრნი (სკუმბრია, თინუსი, ზღვის ქორჭილა, სტავრიდები). ტრანზიტული თევზები ყველაზე დიდი რაოდენობით წარმოდგენილია ორაგულისებრნით და ზუთხისნაირებით. ნახევრადტრანზიტულ თევზებში პირველ რიგში უნდა დავასახელოთ ნაფოტა, კაპარჭინა, საზანი და სხვა. წყლის ძუძუმწოვრებიდან ზღვის ნექტონში ყველაზე მნიშვნელოვანია ვეშაპისნაირები. ულვაშიანი ვეშაპები უპირატესად ბორეალურ და ნოტალურ რაიონებში გვხვდება;

დელფინები და ცელნამგალა ვეშაპები ასევე, გავრცელებულია შედარებით დაბალ განედებში. ზღვებში ძალიან დიდი რაოდენობით სახლობენ ფარფლფეხიანები, რომელთაგან წყნარ ოკეანეში ბინადრობენ დიდყურა სელაპები, ჩრდილოეთ და სამხრეთ ნახევარსფრეოს არქტიკულ ზღვებში – სელაპისებრნი.

თავფეხიანი მოლუსკები ნექტონში უპირატესად წარმოდგენილია კალმარებით. ჩრდილოეთის ზღვაში დიდი რაოდენობით გვხვდება ჩრდილოეთის კალმარი. *Loligo forbesi*, აშშ-ს აღმოსავლეთ ნაპირებთან გამრავლებისთვის იკრიბებიან ამერიკული კალმარის *L. peali* უზარმაზარი ჯოგები. თბილ წყლებში მეტად გავრცელებულია მელანთევზები *Sepia officunalis,* ხოლო ჩრდილოეთის წყლებში – *Rossia*. ნექტონურ კიბოსნაირებს შორის ყველაზე დიდი რაოდენობით წარმოდგენილია კრევეტები. ნექტონური ორგანიზმების საერთო რაოდენობა მსოფლიო ოკეანეში არსებული შეფასების თანახმად, შეადგენს 1 მლრდ.ტ.

ნეისტონი წარმოდგენილია შედარებით ნაკლები რაოდენობის ფორმებით, რომლებიც სახლობენ ზედაპირზე (ეპინეისტონი) და მნიშვნელოვნად მდიდარია წყლის ზედაპირულ ფენაში (ჰიპონეისტონი). ეპინეისტონისთვის უფრო მეტად დამახასიათებელია ნახევრადხეშეშფრთიანები (გვარები *Halobates*, *Hermatobates* და *Halovelia*), რომლებსაც ფრენის უნარი სრულიად დაკარგული აქვთ. ეს მწერები მსუბუქად და სწრაფად გადაადგილდებიან ოკეანის ზედაპირზე და ქმნიან დიდ ჯოგურ ერთობლიობას არა მხოლოდ სანაპირო ზოლში, არამედ ღია ოკეანეშიც. ჰიპონეისტონური ფორმები წარმოდგენილია რიგი კოლონიალური რადიოლარიებით, კიბოსნაირი პონტელიდებით, სალპებით, საგიტებით. მისთვის დამახასიათებელია აქტინარიები *Minyas*, რომლებიც ზედაპირულ ფირს ემაგრებიან ძირით და ზედ ეკიდებიან. ძირის ნაღუნში ქიტირინიზებულ ქსელში ჰაერის ბუშტია. მუცელფეხიანი მოლუსკები *Janthina, Reecluzia, Glaucus, Glaucilla*, რომელთაც შემსუბუქებული ნიჟარა აქვთ, წყლის ზედაპირს ემაგრებიან სპეციალური მკვრივი ტივტივებით, რომლებიც სავსეა ჰაერის ბუშტებით. წყლის ზედაპირზე დამაგრების მსგავს მეთოდს იყენებენ ულვაშფეხიანი კიბოები *Lepas fascicularis.* თავფეხიანი *Argonauta* ამავე მიზნით ხშირად იყენებს პემზის ნატეხებს და სხვა მცურავ საგნებს. წყლის ზედაპირქვეშა ფენაში დიდი რაოდენობით გროვდება პოლიქეტის კვერცხები, თევზების ქვირითი, ნიჩაბფეხიანი კიბოების რიგის ნაუპლიალური და კოპეპოდიტური სტადიები, მრავალი თევზის ლიფსიტები.

პლეისტონი ძირითადად წარმოდგენილია სიფონოფორებით *Physalia*, ხონდროფორებით *Velella*, *Porpita* და სხვა, რომლებიც უზარმაზარ "ჯოგებად" გროვდებიან, კიბორჩხალებით *Planes*, რომლებიც გადაადგილდებიან კუს ბაკანზე

მიკრული ან სარგასის წყალმცენარეებთან და სხვადასხვა საგნებთან ერთად. *Velella*-სა და *Porpita*-ს ქოლგებზე და ჩონჩხის ნარჩენებზე ხშირად სხედან მოვერცხლისფრო-მოცისფრო იზოპოდები *Idothea metallica*.

8.3 ფსკერის პოპულაცია

ფსკერის ფლორა ძირითადად წარმოდგენილია ბაქტერიებით, წყალმცენარეებითა და ზოგიერთი ყვავილოვანი მცენარით. ფაუნის დიდი ნაწილი წარმოდგენილია ჭიებით, მუცელფეხიანებითა და ორსაგდულიანი მოლუსკებით, ნემსკანიანებით.

გრუნტის სიღრმეში ბაქტერიების რაოდენობა როგორც წესი, მცირდება, ამასთან, ხშირად რამდენიმე ასეულითა და ათასეულით. განსაკუთრებით სწრაფად ეცემა აერობული ბაქტერიების რაოდენობა, რის შედეგადაც მათი შეფარდება ანაერობების რაოდენობასთან გრუნტის სიღრმეში სულ უფრო იკლებს. მაგალითად, ჩრდილოეთ ატლანტიკაში აერობების რაოდენობის შეფარდება ანაერობების რაოდენობასთან ლამის ზედაპირულ ფენაში შეადგენს 64%-ს, 4-6 სმ ფენაში – 21-ს, 16 სმ სიღრმეზე და უფრო ღრმად – მხოლოდ 2-ს (Peres, 1961).

ფიტობენტოსი ძირითადად წარმოდგენილია მურა, წითელი და მწვანე წყალმცენარეებით და ასევე, ზოგიერთი ყვავილოვანი მცენარით. ყველაზე მნიშვნელოვანი მათ შორის არის მურა წყალმცენარეები (*Fucus, Ascophyllum, Cystoseira, Turbinaria, Laminaria, Macrocystis, Nereocystis, Eclania, Hormosina*), თავისი მნიშვნელობით მეორე ადგილზეა წითელი წყალმცენარეები (*Phyllophora, Polysiphonia, Laurencia, Hypnea*), მესამეზე – მწვანე წყალმცენარეები (*Ulva, Cladophora, Enteromorpha, Caulepra, Dosicladius, Codium*). ფიტობენტოსის ჯამური რაოდენობა მსოფლიო ოკეანეში შეადგენს 200 მლნ.ტ-ს.

ფიტობენტოსის განაწილების გარკვეული კანონზომიერება დაიკვირვება წყალმცენარეების წყლის იმ მოძრაობისადმი წინააღმდეგობის უნარის მიხედვით, რომელიც მცენარეს აშორებს გრუნტს. მაგალითად, *Fucus vesiculosus* უძლებს ტალღების დარტყმებს ძალით 45 კგ/სმ^2, *F. serratus* უძლებს – 40,8 კგ/სმ^2 ძალის დარტყმებს, *Ascophyllum nodosum* – 37,6 კგ/სმ^2, *Laminaria digitata* – 41,9 კგ/სმ^2 მაშინ, როდესაც სხვა, უმეტესი წყალმცენარის მდგრადობა ცემის მოქმედებისადმი გაცილებით ნაკლებია (Peres). ამიტომ დაფარულ წყლებში ძირითადად

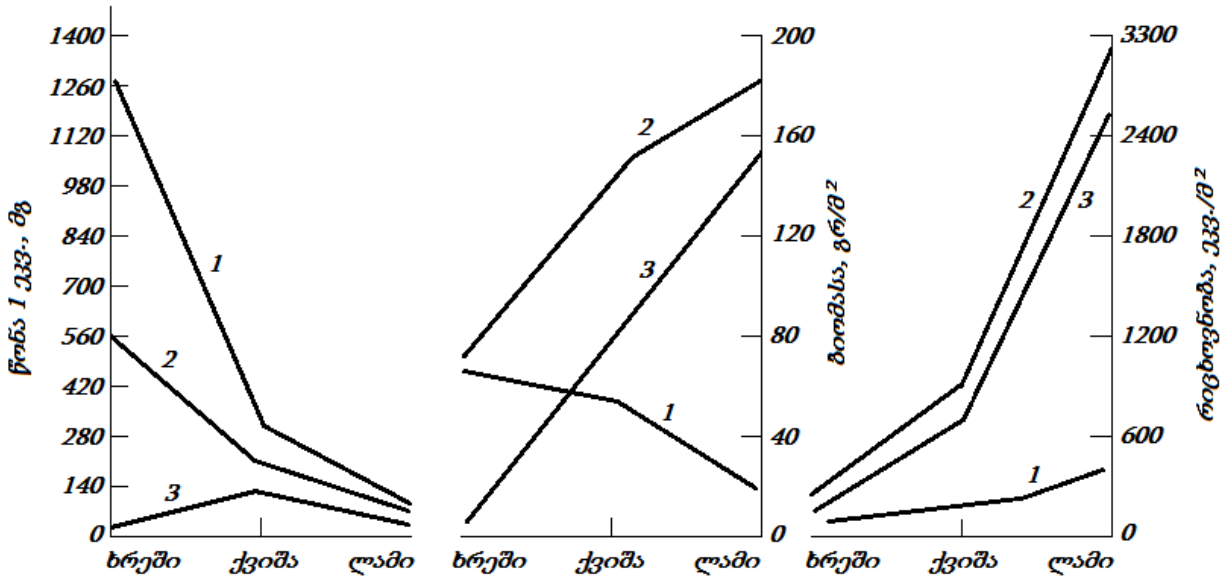
გავრცელებულია *Acsophyllum nodosum*, ხოლო ზვირთმცემ წყლებში – მრავალი სხვადასხვა სახის ფუკუსი.

ზოობენტოსი წარმოდგენილია ცხოველების უკიდურესად მრავალფეროვანი ჯგუფებით და თუ მათ შორის არც ერთი არ მიეკუთვნება პელაგიურს, ბენტოსთან მიმართებაში სურათი განსხვავებულია. ცხოვრების გამორჩეულად ფსკერული ხასიათი აქვს ღრუბლების ყველა სახეობას, მხარფეხიანებსა და თითქმის ყველა ნემსკანიანს. ზოობენტოსის საერთო რაოდენობა მსოფლიო ოკეანეში შეადგენს 10 მლრდ.ტ ბენტოსის ბიომასის განსაკუთრებით დიდი რაოდენობა (საშუალოდ, 1 კგ/მ^2) დამახასიათებელია სანაპირო რაიონებისთვის მაკროფიტების ბარდებით. მატერიკულ შელფზე ბენტოსის ბიომასა საშუალოდ შეადგენს 200 გრ/მ^2, ხოლო 200-დან 3000 მ სიღრმემდე – დაახლოებით 20 გრ/მ^2 და აბისალის გრუნტებზე – 0,03-0,08 გრ/მ^2.

შელფური რაიონებიდან ბატიალისა და აბისალის ზონების მიმართულებით ზოობენტოსის ჯიშური შემადგენლობა ღარიბდება; ამასთან, მრავალი ფორმისთვის დამახასიათებელია გავრცელება მხოლოდ გარკვეულ სიღრმეზე, რომელიც შეიძლება, იცვლებოდეს ამა თუ იმ სახეობის შემთხვევაში, რაც დამოკიდებულია არეალზე, რომელშიც მოცემული სახეობა ბინადრობს. ასე მაგალითად, არქტიკული სახეობები საკუთარი არეალის სამხრეთ ზონებში როგორც წესი, გვხვდება უფრო დიდ სიღრმეებზე, ვიდრე ჩრდილოეთ რაიონებში. მაგალითად, არქტიკაში გავრცელებული მუცელფეხიანი მოლუსკი *Lunatia Pallida*, რომელიც გვხვდება თავთხელ წყალში, არქტიკის საზღვრებს გარეთ ცხოვრობს 2-3 კმ სიღრმეზე. ანალოგიური ქცევით ხასიათდებიან მოლუსკები *Arca glacialis, Pecten groenlandicus, Modiolaria discors.* ოფიურა *Ophiacantha bidentata* არქტიკაში – თავთხელის ფორმაა, ხოლო აზორის კუნძულებთან იგი გვხვდება 4450 მ-ის ქვემოთ სიღრმეზე. გოლოტურიები *Elpidia* და *Myriotrochus* არქტიკულ წყლებში წარმოადგენს სუბლიტორალის ბინადრებს, ხოლო ტროპიკებში ისინი აბისალისა ან სულაც ულტრააბისალის პოპულაციებია.

ქვიანი (ხრეშიანი) გრუნტებიდან ქვიშიან და ლამიან გრუნტებზე გადასვლისას ფსკერის ცხოველების რაოდენობა როგორც წესი, იზრდება, ხოლო მათი საშუალო წონა მცირდება იმის გამო, რომ ეპიფაუნის წარმომადგენლები ზომით პატარავდება (გრუნტის ფორიანობის შემცირება, მასზე დიდი ფორმების არსებობის შეუძლებლობა). ინფაუნის წარმომადგენლების ხარჯზე ბენტოსის საერთო ბიომასა რბილ გრუნტებზე შეიძლება იყოს უფრო დიდი, თუმცა

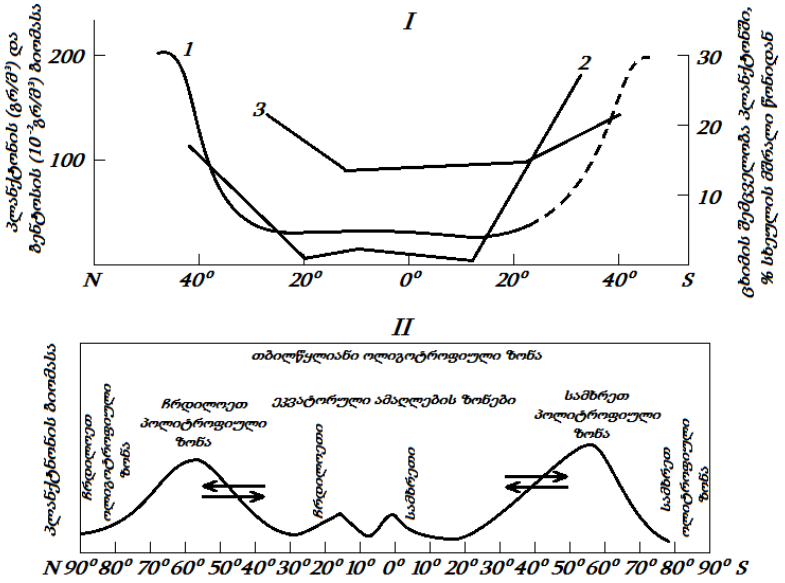
ეპიფაუნის ცხოველების ბიომასა აქ უფრო ნაკლებია, ვიდრე მაგარ გრუნტებზე (სურ. 8.2).



სურ. 8.2. ერთი ორგანიზმის საშუალო წონა, ეპიფაუნის ბიომასა და რიცხოვნება

8.4 პოპულაციები სხვადასხვა განედებსა და სიღრმეებზე.

ჰიდრობიონტების აბიოტური გარემოს ზოგიერთი ფაქტორი ხასიათდება მკვეთრად გამოხატული გრადიენტული ცვლილებით, რაც განაპირობებს გარკვეულ კანონზომიერებებს ზღვის ორგანიზმების განსახლებაში. გარემოს შედარებით მასშტაბურ ცვლილებებს მიეკუთვნება წყლის თერმული რეჟიმის ძვრები ეკვატორიდან პოლუსებისკენ და არსებობის პირობების ცვლა ზედაპირიდან სიღრმეში. ტემპერატურული პირობების ცვლას დაბალი განედებიდან მაღალი განედებისკენ ადგილი აქვს წყლის ზედაპირულ ფენაში და ფსკერზე კონტინენტური შელფის ზონაში. ჰიდრობიონტების შემთხვევაში მნიშვნელობა აქვს არა მხოლოდ წყლების გაციებას ეკვატორიდან დაშორების მიხედვით, არამედ ტემპერატურის დღე-ღამური და სეზონური ამპლიტუდის ცვლილებებსაც.



სურ. 8.3 პლანქტონის (I, 2 და II) ბენტოსის ბიომასის ცვლილება (I, 1) და პლანქტონის ცხიმიანობის ცვლილება (I, 3) დაბალი განედებიდან მაღალი განედებისკენ. I,1 – ვინოგრადოვის მიხედვით; I,2 – ბოგოროვის მიხედვით; I,3 – ბოგოროვისა და ვინოგრადოვის მიხედვით; II – ზენკევიჩის მიხედვით.

ჰიდრობიონტების ბიომასა და რიცხოვნება ზომიერი განედებიდან დაბალი განედებისკენ ჩვეულებრივ, მცირდება (სურ. 8.3). მაგალითად, წყნარ ოკეანეში ზომიერი ზონებიდან ეკვატორისკენ გადაადგილებისას ზოოპლანქტონის ბიომასა მცირდება 5-10-ჯერ, ბენტოსის – 40-80-ჯერ, თევზების – 2-3-ჯერ. მხოლოდ ეკვატორის მახლობლად და ზოგიერთ რაიონში, სადაც წყლის ინტენსიური შერევის შედეგად მასში ბიოგენების რაოდენობა მნიშვნელოვანია, პელაგური და ბენტოსური ორგანიზმების ბიომასა კვლავ მატულობს.

პოპულაციის რაოდენობრივი გაღარიბება ეკვატორის მიმართულებით განსაკუთრებით მკვეთრად აისახება დიდ სიღრმეებზე. თუ მაგალითად, ლიტორალური ბენტოსის სიმდიდრით ტროპიკები მცირედ თუ ჩამორჩება შუალედურ განედებს, 2-5 კმ სიღრმეზე სხვაობა 10, 100 და 150-ჯერ მეტია. ტროპიკების ზედაპირულ წყლებში პლანქტობის ბიომასა როგორც წესი, 5-10-ჯერ ნაკლებია, ვიდრე ზომიერი და პოლარულის მიმდებარე განედების შესაბამის ფენაში. 100-1000 მ სიღრმეზე შესაბამისი ბიომასები ერთმანეთისგან უკვე 15-30-ჯერ განსხვავდება, ხოლო 4000 მ სიღრმეზე – 100-ჯერ და მეტად.

ტროპიკული ზონის ბევრი რაიონის პოპულაციის რაოდენობრივი სიღარიბის ძირითადი მიზეზი ბიოგენების უკმარისობაა, რაც ზღუდავს ფოტოსინთეზირებადი მცენარეებისა და შესაბამისად, იმ ცხოველების რაოდენობას, რომლებიც ამ

მცენარეებით იკვებებიან. ტროპიკული წყლების ზედაპირული ფენის სიღარიბე საკვები მარილებით პირველ რიგში აიხსნება მათი ძალიან სუსტი გამოტანით სიღრმიდან, რადგან მნიშვნელოვანი ტემპერატურული დღე-ღამური და სეზონური რყევების არ არსებობის პირობებში წყლის შერევა ამ ზონაში ძალზედ უმნიშვნელოა. იმ ტროპიკულ წყლებში, სადაც შერევა შედარებით მაღალია და შესაბამისად, ზედაპირზე გამოდის მეტი ბიოგენი, ორგანიზმების რაოდენობა მალევე იზრდება. ასეთი სურათი იქმნება კერძოდ, პასატთშორის (ეკვატორიალური) საწინააღმდეგო დინების რეგიონში და ზოგიერთ სხვა რაიონში. გარდა წყლის ბიოგენებით სიღარიბისა, მრავალი ტროპიკული რაიონის პოპულაციის რაოდენობრივი სიღარიბე უკავშირდება მაღალ ტემპერატურას. ტემპერატურის მატებასთან ერთად ორგანიზმებში ნივთიერებათა ცვლა ძლიერდება და ერთი და იგივე ბიომასის არსებობისთვის ტროპიკებში საჭირო ხდება უფრო მეტი საკვები, ვიდრე ზომიერ და პოლარულის მიმდებარე რაიონებში. სხვა სიტყვებით რომ ვთქვათ, მაღალ განედებში ფიტოპლანქტონების ერთი და იგივე რაოდენობით შეიძლება იარსებოს უფრო მეტმა ცხოველმა, ვიდრე ტროპიკულ წყლებში.

რაოდენობრივი მაჩვენებლების საპირისპიროდ, ჰიდრობიონტების ჯიშური მრავალფეროვნება ტროპიკების მიმართულებით კი არ მცირდება, არამედ იზრდება (სურ. 8.4). ამის მიზეზია ხელსაყრელი ტემპერატურული პირობები, აკვატორიის სიდიდე და სანაპირო ზოლის დასერილი ხასიათი (რომელიც 10-12-ჯერ მეტია, ვიდრე მაღალ განედებში), რაც ქმნის დიდ ბიოტროპიკულ მრავალფეროვნებას, რომელსაც შეესაბამება ჯიშური მრავალფეროვნება.

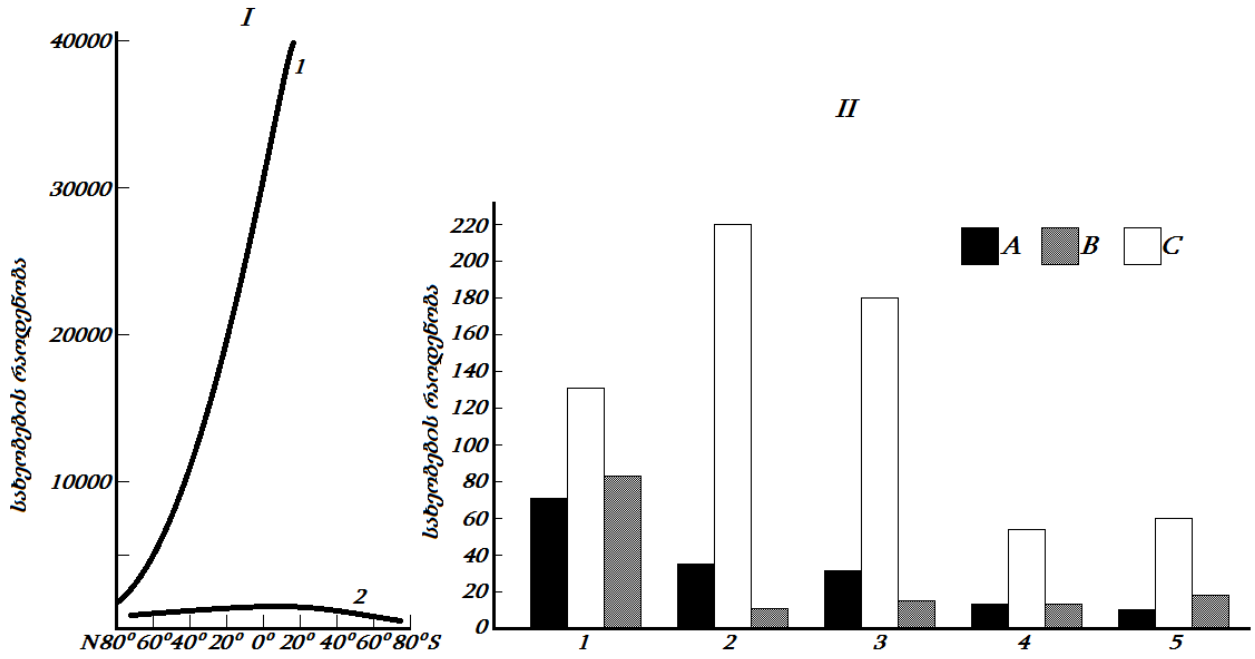
ეკვატორის მიმართულებით ადგილი აქვს ცალკეული ჯგუფების რაოდენობრივი ფარდობების დამახასიათებელ ცვლილებებს. ასე მაგალითად, დიატომების რაოდენობა დაბალ განედებში ეცემა, ხოლო პერიდიანულების – იზრდება; მათი რაოდენობრივი შეფარდება (D/P) იცვლება შემდეგნაირად:

განედი, გრად.	40	30	20-10	0	10	20	30
D/P	1,72	0,48	0,10	0,073	0,29	0,45	0,39

დიატომები პერიდიანულებთან შედარებით უფრო მეტ ფოსფატს საჭიროებენ, ხოლო ფოსფატის კონცენტრაციის შემცირება ეკვატორის მიმართულებით აიხსნება იმავე მიმართულებით მიმდინარე, შესაბამისი წყალმცენარეების რაოდენობრივი

ფარდობის ცვლილებით. პასატთშორისი საწინაღმდეგო დინების ზონაში, სადაც იზრდება ფოსფატების რაოდენობა, დიატომების რაოდენობა იზრდება.

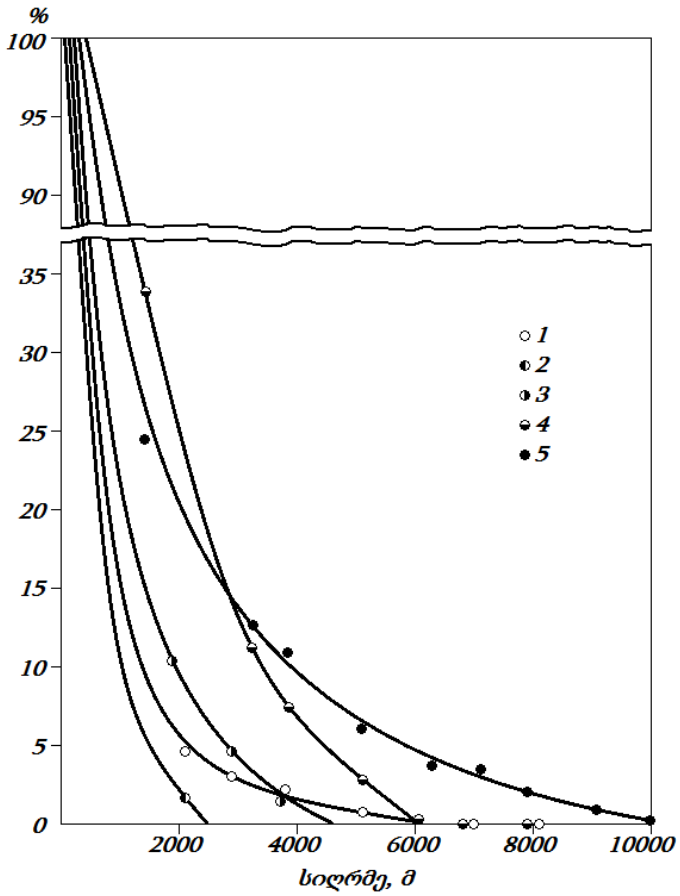
ტროპიკულ ზონაში გავრცელებულია მრავალი სახეობა და მათი მთელი ჯგუფები, რომლებიც არ გვხვდება უფრო მაღალ განედებში. მხოლოდ ტროპიკებში სახლობენ ჰეტეროპოდული მოლუსკები და მარჯნის პოლიპები, რომელთაც 20°C-ზე დაბალ ტემპერატურაზე არსებობა არ შეუძლიათ. ამ რეგიონში თითქმის გამონაკლისის სახით გვხვდება პლანქტონური ფესვფეხიანები, სიფონოფორები, მედუზები *Geryonidae* და *Charybdeidae*, პლანქტონური პოლიქეტები *Alciopidae*, პლანქტონური მუცელფეხიანი მოლუსკები *Janthina*, საგიტები და სალპები. წყალმცენარეებიდან მხოლოდ 20°C-ზე და უფრო მაღალ ტემპერატურაზე გვხვდება ლურჯ-მწვანე წყალმცენარეები *Trichodesmium*, *Syracophaera* (კოკოლიტოფორიდების) უმეტესი სახეობა და პერიდიანული წყალმცენარეების ზოგიერთი სახეობა. ტროპიკებისთვის მეტად დამახასიათებელია მარჯნის რიფები და მანგროვული ბარდები; მანგრები, რომელთაც ფესვები ჰაერში აქვთ, იზრდება ლამიან გრუნტზე, ძირითადად ძლიერ გამტკნარებულ რაიონებში (მდინარეების შესართავებში). აქ, ჩრდილოვანი ხეების ქვეშ ცხოვრობს დიდი რაოდენობით ამფიბიონტები, რომლებიც შედგება ზღვის, მტკნარი წყლისა და ხმელეთის ორგანიზმებისგან. რაც შეეხება ტროპიკული რაიონის ჩრდილოეთით და სამხრეთით მდებარე რეგიონების ფლორასა და ფაუნას, მათთვის გამორჩეულად მნიშვნელოვანი ტაქსონომიური ჯგუფების არსებობა დამახასიათებელი არ არის.



სურ. 8.4 ფლორისა და ფაუნის ჯიშური მრავალფეროვნება მსოფლიო ოკეანის სხვადასხვა განედურ ზონებში. I – ზღვის ცხოველების (1) და ფსკერის მაკროფიტების (2) ჯიშური მრავალფეროვნება მსოფლიო ოკეანის მერიდიანულ ჭრილზე (ზენკევიჩის მიხედვით);
II – ზოგიერთი ორგანიზმის ჯგუფების ჯიშური მრავალფეროვნება არქტიკულ-ბორეალურ (ა), ტროპიკულ (ბ) და ანტარქტიკულ (გ) რაიონებში (ჰეინრიხის მიხედვით).
1 – *Diamtomeae*, 2- *Peridineae*, 3 – *Calanoida*, 4 – *Euphausiaceae*, 5 – *Hyperiidae*.

უნდა აღინიშნოს, რომ მაღალი განედებიდან დაბალი განედების მიმართულებით ზოობენტოსის მრავალფეროვნება შელფურ რაიონში საერთო წესის თანახმად, იზრდება; თუმცა, ეს კანონზომიერება ვრცელდება მხოლოდ ეპიფაუნისა და არა ინფაუნის შემთხვევაში (Thorson), რადგან ტემპერატურათა ამპლიტუდის ცვლილებები, რაზეც მეტწილად დამოკიდებულია პოპულაციის ჯიშური სიმდიდრე, გრუნტში გამოხატულია ნაკლებად, ვიდრე მის ქვეშ. ზომიერი ზონებდან უფრო მაღალ განედებში გადაადგილებისას მსოფლიო ოკეანის ფაუნა ღარიბდება (იხ. სურ. 8.3)

როგორც წესი, ჰიდრობიონტების ზომები მცირდება მაღალი განედებიდან დაბალი განედებისკენ. მაგალითისთვის ავიღოთ მოლუსკები *Nassa clausa*, რომელთა სიგრძე სკაგერაკში აღწევს 12,7 მმ-ს, ისლანდიის ნაპირებთან 19 მმ-ია. კიბორჩხალების *Anonyx* სიგრძე ინგლისისა და შპიცბერგენის ნაპირებთან შესაბამისად შეადგენს 18 და 50 მმ-ს. კიბორჩხალას *Temisto*, რომლის სიგრძე საფრანგეთის ნაპირებთან მხოლოდ 6-7 მმ-ია, ნორვეგიის წყლებში 12-16 მმ-მდე იზრდება, ხოლო გრენლანდიის ახლოს – 25-30 მმ-ია. ცხოველების ზომის შემცირებასთან ერთად მცირდება მათი ცხიმიანობა. ბიოლოგიური თვალსაზრისით, გავრცელებული ორგანიზმების მიერ ცხიმის დაგროვებას ტროპიკებში, სადაც სეზონური ცვლილებები თითქმის არ შეიმჩნევა, შეუძლებელია ენიჭებოდეს ადაპტაციური მნიშვნელობა, როგორც მაღალი განედების ფორმების შემთხვევაში, რომელთაც კვება შეიძლება, ხანგრძლივად შეუწყდეთ და ამიტომ მათი მოთხოვნა მკვებავი ნივთიერებების მარაგზე უფრო მაღალია.



სურ. 8.5 ზღვის ფსკერის უხერხემლოების ზოგიერთი ჯგუფის სახეობების რაოდენობის შემცირება სიღრმის ზრდასთან ერთად, %: 1 – *Polychaeta*, 2- *Peracarida*, 3 – *Pantopoda*, 4 - *Asteroidea*, 5 – *Holoturioidea*

რაც უფრო სიღრმისკენ მივიწევთ, მსოფლიო ოკეანის ფაუნა რაოდნობრივი და ჯიშური შემადგენლობის მიხედვით მკვეთრად ღარიბდება (სურ. 8.5). მხარფეხიანი და ათფეხა კიბოები გვხვდება 6 კმ სიღრმემდე, 8 კმ სიღრმემდე გავრცელებულია ნემერტინები, პრიაპულიდები, ოსტრაკოდები და ულვაშფეხიანი კიბორჩხალები, მიზიდები, ბაკნიანები და ნიჩაბფეხიანი მოლუსკები, ზღვის ვარსკვლავები და ზღარბები, ასციდიები და თევზები. 9 კმ სიღრმეს აღწევენ ღრუბლები, ჰიდროიდული და რვაფეხიანი მარჯნები, სიპუნკულიდები, თავფეხიანი მოლუსკები და ნაწლავღრუიანები, 10 კმ და უფრო ღრმად – ზღვის ლილიები და პოგონოფორები, ფორამინიფერები, ექვსფეხიანი მარჯნები, ნემატოდები, პოლიქეტები, ოფიურები, ამფიპოდები, იზოპოდები, მუცელფეხიანები და ორსაგდულიანი მოლუსკები, გოლოტურიები.

მიახლოებითი გაანგარიშების თანახმად, მსოფლიო ოკეანეში არსებულ ცხოველთა 150 ათასი სახეობიდან 2,5-4,5 კმ სიღრმეზე მხოლოდ 990 მათგანი გვხვდება; 4,5-6 კმ სიღრმეზე – 306, ხოლო 6 კმ ქვემოთ – 286 (ზენკევიჩი, 1969). სიღრმის ზრდასთან ერთად პლანქტონისა და ბენტოსის რაოდენობრივი სიმდიდრე

არანაკლებ მკვეთრად იცვლება, ვიდრე ჯიშური ნაირსახეობა. მაგალითად, წყნარ ოკეანეში 100-200 მ სიღრმეზე ბენტოსის ბიომასას როგორც წესი, ზომავენ ათეულობით და ასეულობით გრამობით 1 კვ.მ.-ზე, 2-3, 5-6 და 7-9 კმ სიღრმეებზე იგი შესაბამისად შეადგენს 7, 1,25 და 0,5 გრამს.

ტროპიკული ზონის ოკეანურ ღრმულებში, როგორიცაა ბუგენვილის, ტონგასა და მარიამის ღრმულები, ბენტოსის ბიომასა გამოისახება გრამის მეასედი ნაწილებით. სიღრმის ზრდასთან ერთად კიდევ უფრო მკვეთრად მცირდება პლანქტონის ბიომასა. თუ ზედა ჰორიზონტებში იგი აღწევს რამდენიმე ათეულ ან ასეულ მილიგრამს 1 კუბ.მ.-ში, ზედაპირიდან 8 კმ სიღრმეზე პლანქტონის ბიომასა იზომება მილიგრამის ათეული, ასეული და ათასეული წილითაც კი მსოფლიო ოკეანის პლანქტონის მთელი ბიომასის დაახლოებით 65% მოდის ზედაპირულ ფენაზე სისქით 500 მ.

ზედაპირიდან დაცილებასთან ერთად პოპულაციის ჯიშური და რაოდენობრივი გაღარიბების ძირითადი მიზეზი საკვების დეფიციტია, რომლის ძირითადი წყარო ფორმირებული ორგანული ნივთიერებაა, რომელიც ეშვება ზედაპირული ფენებიდან სიღრმეში. განსაკუთრებული მნიშვნელობის შეიძლება იყოს გახსნილი ორგანული ნივთიერებები, რომელთაც ითვისებს ზოგიერთი ფორამინიფერი, კირქვული შოლტიანი და ლურჯ-მწვანე წყალმცენარეები. ორგანული ნივთიერება, რომელიც წარმოიქმნება წყლის ზედაპირულ ფენაში, შეიძლება ფსკერს აღწევდეს პლანქტონური ორგანიზმების გვამის ან ფეკალიების სახით. მის გადაადგილებაში დიდ როლს ასრულებს ცხოველების ვერტიკალური მიგრაცია. ზედაპირული წყლების მრავალი ბინადარი ყოველდღიურად ეშვებიან 300-400 მ და მეტ სიღრმეზე, სადაც მათ ხვდება მტაცებლები, რომლებიც ჭამენ მათ. ასეთ მტაცებლებს წყალში კიდევ უფრო ღრმად ჩაშვებისას თავის მხრივ სხვა მტაცებლები ჭამენ და ა.შ. წარმოიქმნება ერთგვარი "საკვების კიბე", რომლის გავლითაც წყლის ზედაპირულ ფენაში წარმოქმნილი ორგანული ნივთიერება შეიძლება "დაეშვას" დიდ სიღმეებზე.

ღრმა წყლის ფაუნის დამახასიათებელი ნიშნებია – დიდი ასაკი, მკვეთრად გამოხატული ენდემიზმი, ხოლო მათ დიდ ნაწილს ახასიათებს არქაიზმი, რომლის ფარდობითი როლი სიღრმის ზრდასთან ერთად იზრდება.; ვერტიკალური განაწილების შემთხვევაში მკვეთრად არის გამოხატული სტენობატოპათია, ანუ ცალკეული ფორმებისა და ჯგუფების გავრცელება მკაცრად განსაზღვრულ, ხშირად ვიწრო ჰორიზონტებზე. ორგანიზმების ცალკეულ ჯგუფებში ყველაზე სრულად არიან წარმოდგენილი აბისალში პოგონოფორები, მონოპლოკაფორები,

ექიურიდები, ტანაიდები, გოლოტურიები, ნიჩაბფეხიანი მოლუსკები და სწორფეხიანი კიბოები.

სიღრმის ზრდასთან ერთად ხშირად პატარა სახეობები უფრო დიდი სახეობებით იცვლება. მაგალითად, ზღვის რადიოლარიები *Challengeria xiphodon, C. swizei* და *C. Harstoni* 50-400 მ სიღრმეზე ხასიათდებიან ზომით 0,10-0,11 მმ; 400-1500 მ სიღრმის ფენაში მობინადრე სახეობების *C. bethelli, C. slogetti* და *C. tizardi* სიგრძე უდრის 0,21-28 მმ-ს, ხოლო სახეობებისთვის *Ch. thomsoni* და *C. naresi* 1,5-5 კმ სიღრმიდან სიგრძე შეადგენს 0,38-0,58 მმ-ს (დოგელი და სხვები, 1962). ერთგვარი აბისალური გიგანტიზმი კარგად ჩანს მიზიდებში, ჯიში *Amblyops*: *A. abbreviata*, რომელიც ბინადრობს 360-1370 მ სიღრმის ფენაში, სიგრძეში აღწევს 18 მმ-ს, *A. ohini* სიგრძით 25 მმ – ბინადრობს 1940-1980 მ სიღრეზე; *A. crozeti*-ს სიგრძე 2930 მ სიღრმიდან აღწევს 30 მმ-ს, ხოლო *A. magna*-ს სიგრძე, რომელიც ბინადრობს 7 კმ ქვემოთ წყალში, აღწევს 38-40 მმ-ს. ზომის ზრდა სიღრმესთან ერთად გამოწვეულია დაბალი ტემპერატურის ზემოქმედებით და შესაძლოა, მაღალი წნევებითაც.

დიდ სიღრმეებზე ჰიდრობიონტების კირქვიანი ჩონჩხი ან არ გვხვდება ან განუვითარებელია, რაც გამოწვეულია წყლის კარბონატებით გაუჯერებლობით (კირის გახსნით). ფორამინიფერების ჩონჩხი გადაიქცევა ორგანულად ან წარმოიქმნება ბარიუმის ნახშირმჟავისგან, ხოლო ღრუბლების შემთხვევაში – კაჟმიწისგან. მრავალი ნემსკანიანი კარგავს კირის ბაკანს, ზოგი თევზის ჩონჩხი არ ძვალდება (აბისალური რაქიტიზმი). სიბნელეში ბინადრობის გამო ცხოველებს ხშირად ატროფირებული აქვთ მხედველობის ორგანოები, სამაგიეროდ უძლიერდებათ შეხების რეცეპტორების მოქმედება. ღრმა წყლის ცხოველების შეფერილობა როგორც წესი, მუქია, თითქმის შავი ან მათ ფერი საერთოდ არ აქვთ. დიდ სიღრმეებზე ლაქებიანი, ზოლიანი ან სხვა ფორმით აჭრელებული ცხოველები საერთოდ არ გვხვდება. წყლის სიღრმეში სწრაფი დინებებისა და ღელვის არარსებობის გამო აქ მობინადრე ცხოველებს ხშირად ახასიათებს უჩვეულოდ თხელი და მყიფე ჩონჩხი, მათივე სხეულის მსგავსად.

ღრმა წყლების მობინადრეების ცხოვრების პირობებს ართულებს კვების შეზღუდული წყაროები, მაგრამ, მეორეს მხრივ, ხელსაყრელია ტემპერატურული და სინათლის თვალსაზრისით. მუდმივი ტემპერატურა უქმნის ცხოველებს ერთგვარ ჰომოიოთერმულ რეჟიმს, ან უფრო ზუსტად რომ ვთქვათ, ფსევდო ჰომოიოთერმულობას მისთვის დამახასიათებელი ყველა სარგებლით. სინათლე, როგორც დამატებითი გამაღიზიანებელი, ამ ცხოველებზე არ მოქმედებს და მათ

არ სჭირდებათ შესაბამისი რეცეპტორებისა და მარეგულირებელი მექანიზმების განვითარება.

8.5 მსოფლიო ოკეანის ბიოლოგიური სტრუქტურა.

მსოფლიო ოკეანე ხასიათდება გარკვეული სიმეტრიით გარემოს მნიშვნელოვანი ფაქტორების გამოვლენის თვალსაზრისით, რის შედეგადაც ზღვის ჰიდრობიონტების გავრცელებასთან დაკავშირებით აღინიშნება შესაბამისი კანონზომიერი განმეორებადობა, რომელიც ქმნის მსოფლიო ოკეანის სპეციფიურ სტრუქტურას. ბიოლოგიური სიმეტრიის პირველი სიბრტყე მსოფლიო ოკეანეს ეკვატორის გასწვრივ ჰყოფს ჩრდილოეთ და სამხრეთ ნახევრად. თითოეულ ნახევარში ჰიდრობიონტების განაწილების მხრივ მსგავსი თვისებები შეინიშნება. მსოფლიო ოკეანის ბიოლოგიური სიმეტრიის გეოფიზიკურ საფუძველს განედური მიმართულებით წარმოადგენს ტემპერატურული და სინათლის რეჟიმის ანალოგიური ცვლილებები ეკვატორიდან პოლუსების მიმართულებით, ბიოგენების განაწილებაში წყლის მასების ვერტიკალურ და ჰორიზონტალურ ცირკულაციათა ზოგიერთი მსგავსება. ჯიშური ნაირგვარობა ზომიერი და ცივი წყლების მიმართულებით მცირდება 20-40-ჯერ (იხ. სურ. 8.4), ხოლო რაოდენობრივი მაჩვენებელი იზრდება 10-50-ჯერ (მარჯნის რიფების გარდა ფსკერის ფაუნის შემთხვევაში და ეკვატორული დინებების სარტყელის გარდა პლანქტონის შემთხვევაში). უნდა აღინიშნოს, რომ პოპულაციის რაოდენობრივი სიმდიდრის ხარისხი სრულიად შეესაბამება წყლის სისქის ვერტიკალური გადაადგილების ხასიათს, ანუ ბიოგენებით მდიდარი სიღრმისეული წყლების წატაცებისა და ზედაპირზე გამოტანის ხარისხს.

ჰიდრობიონტების ზომები დაბალი განედების მიმართულებით როგორც წესი, მცირდება, მათი სიცოცხლის ხანგრძლივობა მცირდება, ზრდის ტემპი იზრდება, მტაცებლების ფარდობითი მნიშვნელობა იზრდება. შესაბამისად იზრდება ორგანიზმის "შეიარაღება" (ეკლების, საცეცებისა და სხვა დამცავი სტრუქტურების განვითარება), იზრდება შხამიანი ფორმების რაოდენობა. ცოცხლად მშობიარობა უფრო იშვიათია, მცირდება ცხიმიანობა (იხ. სურ. 8.3), იზრდება ნაყოფიერება. ბენტოსური ცხოველების ფარდობითი რიცხვი პელაგურ მატლებთან შედარებით მკვეთრად იზრდება, რომელთა შორის სულ უფრო დიდ მნიშვნელობას იძენენ ის სახეობები, რომლებიც ხანგრძლივი დროით არსებობენ. თანდათანობით ჩნდებიან და მრავლდებიან მრავალწლიანი მცენარეულშხამიანი ფორმები.

განედური სიმეტრიის დამახასიათებელი გამოხატულებაა მრავალი ფორმის გავრცელების ბიპოლარობა. იგი თავს იჩენს არა მხოლოდ კონტინენტური შელფის ბენტოსის წარმომადგენლებში და ზედაპირულ პელაგურ ფორმებში, არამედ აბისალის ფაუნაში. ეკვატორის მიმართულებით პოპულაციის შემადგენლობა მკვეთრად იცვლება. ფსკერის წყალმცენარე-მაკროფიტების სამი ძირითადი ტიპიდან, რომლებიც დამახასიათებელია ყველა განედური ზონისათვის, შედარებით ცივ წყლებში უფრო მეტად გვხვდება მურა წყალმცენარეები (40-43%) და ნაკლებად – მწვანე წყალმცენარეები (12-13%). თბილ წყლებში მურა წყალმცენარეები ნაკლებია (18%), ვიდრე მწვანე წყალმცენარეები (24%). წითელი წყალმცენარეების ფარდობითი მნიშვნელობა ცივ და თბილ წყლებში მცირედ იცვლება (46-55%). შედარებით დაბალი ტაქსონებისკენ თბილი და ცივი წყლების პოპულაციებს შორის განსხვავება უფრო შესამჩნევია. მაგალითად, რიგი ლამინარიისებრნი და ფუკუსისებრნი ოჯახი გვხვდება მხოლოდ ზომიერ და ცივ წყლებში, ხოლო სარგასისებრნი ოჯახი ამის საპირისპიროდ, გავრცელებულია თბილ წყლებში. ოჯახებსა და სახეობებთან დაკავშირებით, განედური ენდემიზმი კიდევ უფრო მკვეთრად არის გამოხატული.

ბიოლოგიური სიმეტრიის მეორე სიბრტყე მსოფლიო ოკეანის ორივე ნახევარს – შესაბამისად, აღმოსავლეთ და დასავლეთ ნახევარსფეროში - ჰყოფს ორ ნაწილად. სიმეტრია გრძედის მიმართულებით ყოველი ოკეანის ფარგლებში პირველ რიგში, გამოიხატება იმით, რომ წყლების ცენტრალურ მასაში წარმოიქმნება ერთი პელაგური ბიოცენოზი, რომლის ორივე მხარეს ვითარდება სიცოცხლის ნერიტული შესქელება. მათში მეორდება ვერტიკალური ზონალობა: ბიომასის ზრდა ზედა ჰორიზონტებისკენ, ფსკერის წყალმცენარეების განაწილების მონაცვლეობა, სუბლიტორალური, ლიტორალური და სუპრალიტორალური სიცოცხლის სიმეტრია. სიმეტრია გარკვეულწილად რთულდება დედამიწის ერთი მიმართულებით ბრუნვის გამო. რადგან ეკვატორულ ზონაში დინება დასავლეთით მიედინება, ხოლო ზომიერ განედებში – აღმოსავლეთით, ტემპერატურული გრადიენტები ოკეანის დასავლეთით ზომიერი განედების ზონაში უფრო მკვეთრად არის გამოხატული, ვიდრე აღმოსავლეთის მხარეს, ხოლო ეკვატორულში – პირიქით. დასავლეთ და აღმოსავლეთ ნაპირებთან ტემპერატურული რეჟიმის ასიმეტრია ბიოლოგიური მოვლენების განმეორებადობაში ცნობილ დამახინჯებებს იწვევს. გრძედული სიმეტრიის ერთ-ერთი დამახასიათებელი მაჩვენებელია – წყნარი და ატლანტიკის ოკეანეების რიგი ფორმების გავრცელების ამფიპაციფიურობა და ამფიალტანტიკურობა.

ბიოლოგიური სიმეტრიის მესამე სიბრტყე მსოფლიო ოკეანის წყლებს ჰყოფს მათი განლაგების მიხედვით დასავლეთ და აღმოსავლეთ ნახევარსფეროებში. სიმეტრია, რომელიც ასახავს პოპულაციის მსგავსებას წყნარ და ატლანტიკის ოკეანეებში, პირველ რიგში გამოიხატება მათი ჰორიზონტალური და ვერტიკალური ზონალობის ერთნაირობით. ორივე ოკეანის შემთხვევაში სივრცულად ერთნაირად არის გამოხატული ოკეანური და ნერიტული ზონები სიცოცხლის რაოდენობრივი და ხარისხობრივი გამოვლენის ერთნაირი კანონზომიერებებით. ორივე ოკეანის შემთხვევაში შეიმჩნევა ფსკერის წყალმცენარეების გავრცელების მსგავსი ზონალობა სუპრალიტორალურიდან სუბლიტორალურში გადასვლით, ბიოცენოზების შემადგენლობისა და განაწილების სტრუქტურის მსგავსი ცვლილებები. ორივე ოკეანეში ერთი და იგივე ბიოლოგიური მოვლენები, ერთი და იგივე პროცესები მიმდინარეობს სიმეტრიულად განლაგებულ წერტილებში, თუმცა ისინი ხორციელდება სხვადასხვა ფორმების ხარჯზე. ლ. ზენკევიჩის ჩვეული გამოთქმის მიხედვით "იცვლებიან მსახიობები, სპექტაკლი კი უცვლელია". ორივე ოკეანეში ერთნაირად მიმდინარეობს ყველა ის ცვლილება, რომელიც უკავშირდება ეკვატორის მიმართულებით მოძრაობას, რაზეც ზემოთ იყო საუბარი. წყნარი და ატლანტიკის ოკეანეების ბიოლოგიური სიმეტრიის სპეციფიურ გამოვლინებებს შეიძლება, მივაკუთვნოთ რიგი ფორმების გავრცელების ამფიბორეალობა.

ბიოლოგიური სტრუქტურა უმეტესწილად განპირობებულია პირველადი პროდუქციის ფორმირების პირობებით, რომელთა ცნობილი სიმეტრიაც განპირობებულია პასატური ქარებით. აღმოსავლეთ ნაპირებთან ისინი ქმნიან მოდინებით დინებებს, რასაც თან სდევს სიღრმისეული წყლების ზედაპირზე ამოდენა, რომლებიც მდიდარია ბიოგენებით და ამდენად, ქმნის ხელსაყრელ პირობებს წყალმცენარეების განვითარებისთვის. პასატების გავლენით წარმოიქმნება გოლფსტრიმისა და კურასიოს დინებები, რომელთაც გადააქვთ თბილი წყლები მაღალი განედებისკენ და კონვექციური შერევის წყალობით ახდენენ სიღრმეების ბიოგენების მობილიზებას. წყალმცენარეების მასობრივი განვითარების ველებს შეესაბამება მცენარეულ-შხამიანი პლანქტონის დაგროვება, რომელიც თავის მხრივ წარმოადგენს თევზების – ზოოპლანქტოფაგებისა და მტაცებლების, რომლებიც მათით იკვებებიან - თავმოყრის ადგილს. ოკეანის ბიოლოგიური სტრუქტურისთვის მეტად დამახასიათებელია კონტაქტური ზონები, რომელთაც მიეკუთვნება საზღვრები წყალსატევის ზედაპირსა და ატმოსფეროს შორის, ფსკერსა და წყლის სისქეს შორის, ნაპირებსა და ოკეანეს შორის, ზღვების წყლებსა და მათში ჩამდინარე მდინარეებს შორის. ამ სხვადასხვა გარემოთა

შეერთების წერტილებში ვითარდება ძალიან რთული ფიზიკურ-ქიმიური და ბიოლოგიური პროცესები, რომლებიც განსაკუთრებულად დიდ გავლენას ახდენს ოკეანის ცხოვრებაზე. ყველა საკონტაქტო ზონას სპეციფიური პოპულაცია ჰყავს – უფრო მდიდარი, ვიდრე გაყოფის საზღვრიდან დაშორებით.

თავი 9. ღელვა

ღელვა – ოკეანეში ტალღების მოძრაობის ერთ-ერთი სახეობაა. ეს არის ზღვის ზედაპირზე ქარის ზემოქმედებით გამოწვეული ტალღები. ღელვის გარდა ოკეანეებსა და ზღვებში არსებობს ტალღების სხვა სახეებიც: მოქცევის, სეიშის, შიდა და სხვ. ნებისმიერი ტალღური მოძრაობა წარმოადგენს წყლის მასის დეფორმაციას გარეშე ძალების ზემოქმედებით. ძალა შეიძლება იყოს ერთჯერადი, მუდმივად მოქმედი ან პერიოდული, მაგრამ ნებისმიერ შემთხვევაში ეს ძალა, რომელსაც წყლის მასა გამოჰყავს წონასწორობიდან, აღძრავს მასში პერიოდულ რხევით მოძრაობას, რომელიც გამოიხატება ორგვარად: იცვლება წყლის ზედაპირის ფორმა მშვიდ ზედაპირთან ახლოს და ირხევა ცალკეული ნაწილაკები საკუთარი წონასწორობის წერტილების გარშემო. რადგან აღნიშნული რხევა დროში ვითარდება, შეიძლება განისაზღვროს ამ მოძრაობების სიჩქარეც. ზედაპირის დეფორმაციის შემთხვევაში ეს იქნება ტალღის გავრცელების სიჩქარე, ანუ ფაზური სიჩქარე, ხოლო ნაწილაკის შემთხვევაში – ნაწილაკის ბრუნვის სიჩქარე წონასწორობის წერტილის – ორბიტის ცენტრის – გარშემო, ანუ ორბიტალური სიჩქარე. ეს არის წინსვლითი თუ პროგრესული ტალღების მახასიათებელი, რომლებიც გადაადგილდება დიდ მანძილებზე. ასევე, არსებობს მდგომი ტალღები, რომლებშიც დეფორმაცია ხდება ადგილზე, გავრცელების გარეშე.

ტალღები იყოფა გრძელ და მოკლე ტალღებად. გრძელია ტალღა, რომლის სიგრძე მნიშვნელოვნად აღემატება ადგილის სიღრმეს. ასეთია მაგალითად, მოქცევის ტალღები, რომელთა სიგრძე ასეული და ზოგჯერ ათასეული კილომეტრით განისაზღვრება. მოკლე ტალღას მიეკუთვნება ქარის ტალღები, რომელთა ზომაც რამდენიმე ათეული ან ასეული მეტრია ოკეანის 4 კმ საშუალო სიღრმის შემთხვევაში. არსებობს იძულებითი ტალღები, რომლებიც იმყოფება გამომწვევი ძალის მუდმივი ზემოქმედების ქვეშ და თავისუფალი ტალღები, რომლებიც ვრცელდება ინერციით მათზე გამომწვევი ძალის ზემოქმედების შეწყვეტის შემდეგ. სწორედ მოცემულ სახეს მიეკუთვნება ლივლივის (რხევის, ჭავლის) ტალღები, რომლებიც გრძელდება ქარის ჩადგომის შემდეგ, რომელმაც ქარისმიერი ღელვა გამოიწვია. სწორედ ლივლივის ტიპის ტალღები იძლევა ტალღის მოძრაობის მექანიზმის ახსნის საშუალებას.

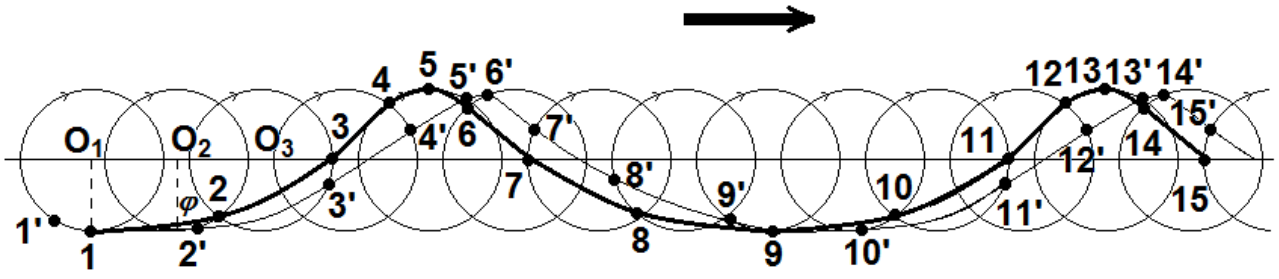
9.1. ლივლივის ტალღები

ლივლივის ტალღები წარმოქმნება წყლის ნაწილაკების მოძრაობით წრეწირის ფორმის ორბიტებზე. ამასთან, ერთსა და იმავე ჰორიზონტზე მდებარე წერტილები მოძრაობს ერთნაირი რადიუსის მქონე წრეწირებზე, ყოველ ორბიტაზე ფაზის თანმიმდევრული წანაცვლებით. ხოლო ერთ ვერტიკალზე მდებარე წერტილები მოძრაობს ერთსა და იმავე ფაზაში, მაგრამ ორბიტებზე, რომელთა რადიუსიც სიღრმის მატებასთან ერთად მცირდება. თეორიაში არსებობს აღნიშნული შემცირების გამოსათვლელი ფორმულა:

$$r_z = r_0 \cdot e^{-\frac{2\pi z}{\lambda}} \qquad (9.1)$$

სადაც r_z და r_0 - ორბიტების რადიუსებია z ჰორიზონტზე და ზედაპირზე, λ – ტალღის სიგრძეა. ფორმულიდან ჩანს, რომ z ჰორიზონტზე (რომელიც ტალღის სიგრძის ტოლია) ორბიტის რადიუსი ზედაპირის რადიუსის ორი მეათასედია. ხოლო ჰორიზონტზე (ოკეანის ზედაპირზე) – ტალღის სიგრძის ნახევარი (რომელიც 1/23-ის ტოლია) ეს კი დაახლოებით 4%-ია. ამიტომ მიღებულია, რომ ასეთი ტალღა ვრცელდება ფენაში, რომლის სისქე ტალღის სიგრძის ნახევარია.

ლივლივის ტალღის სქემა ვერტიკალურ სიბრტყეში მოცემულია სურათზე 9.1. წირს, რომლებზეც ძევს ორბიტებზე მოძრავი ნაწილაკები, ტროქოიდები ეწოდება, ხოლო ლივლივის ტალღებს – ტროქოიდული.



სურ. 9.1. ტროქოიდული (ლივლივის) ტალღის ზედაპირის პროფილი: უწყვეტი ხაზი – ტალღის პროფილი დროის საწყის მომენტში, პუნქტირი – იგივე პროფილი, გადანაცვლებული ტალღის გავრცელების მიმართულებით (ნაჩვენებია ისრით); ციფრები შტრიხის გარეშე – ნაწილაკების ნომრები ორბიტებზე საწყის მომენტში, ციფრები შტრიხებით – იგივე ნაწილაკები ტალღის პროფილის ახალი მდგომარეობისას.

ტალღის ძირითად ელემენტებს მიეკუთვნება: სიგრძე λ (მ) – უმოკლესი მანძილი ორ მეზობელ წვეროს შორის – ტალღების ქოჩრების ყველაზე მაღლა მდებარე

წერტილებს, წყლის ამაღლებულ ნაწილებს შორის (ან – ორ მეზობელ ძირს – ტალღის ღარტაფის უდაბლეს უბნებს – შორის); სიმაღლე h (მ) – წვეროსა და ძირის დონეებს შორის სხვაობა; დახრილობა $\alpha°$ - კუთხე ტალღის მხებსა და პროფილის წირსა და ჰორიზონტალს (ან ნორმალსა და ვერტიკალს) შორის; საშუალო დახრილობა α - ფარდობა ტალღის სიმაღლისა და მის ნახევარსიგრძეს შორის (2h/λ), მაგრამ არც თუ იშვიათად იყენებენ სიდიდეს δ – სიმაღლისა და სიგრძის ფარდობას (h/λ),. ტალღის დონე არის ხაზი, რომელიც ჰყოფს ტროქოიდას ფართობს ორად. ტალღის მოძრაობას აღწერენ: პერიოდით $\tau(c)$- დრო, რომლის განმავლობაშიც ტალღა გადის საკუთარი სიგრძის ტოლ მანძილს (ან დრო ორი წვეროს ერთსა და იმავე ვერტიკალის გავლათა შორის). სიხშირე $1/\lambda$ (ჰც) – რხევათა რიცხვია ერთ წამში. ფაზური სიჩქარე $c = \lambda / \tau$ (მ/წმ) – მანძილი, რომელსაც გადის ტალღა (წვერო) ერთ წამში. ტალღის მიმართულება აითვლება "კომპასით", ანუ საიდანაც მოდის ტალღა და იზომება ან გრადუსებში ან რუმბებით (ყველაზე ხშირად – რვაობით) ლივლივის ტალღები უმეტესად ორგანზომილებიანია, ანუ იცვლება მხოლოდ გავრცელების ხაზისა და სიმაღლის მიხედვით. მოცემული სიბრტყის პერპენდიკულარული მიმართულებით, ღარტაფის ანუ ტალღის ფრონტის გასწვრივ ცვლილებებს ადგილი არ აქვს. ეს განსაზღვრება მოცემულია იმიტომ, რომ ხშირია სამგანზომილებიანი ტალღები, რომელთა სიმაღლე (და სიგრძეც) ფრონტის გასწვრივაც იცვლება. ეს ძირითადად ქარისმიერი და ტოლჩეის ტიპის ტალღებია (მდგომი ტალღები). ორგანზომილებიან ტალღაში შეიძლება, განისაზღვროს ტალღის სხივიც – ტალღის ფრონტის პერპენდიკულარი ხაზი.

ლივლივის ტალღების არსებულ სისტემაში მოქმედებს მხოლოდ ორი ძალა: სიმძიმის ძალა და ნაწილაკების ორბიტალური მოძრაობის ცენტრიდანული ძალები. ამიტომ არსებობს ტალღის ელემენტებს შორის კავშირის დამამყარებელი თეორიული ფორმულები:

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}, \quad (9.2)$$

$$\tau = \sqrt{\frac{2\pi\lambda}{g}}, \quad (9.3)$$

$$u_0 = \frac{h}{2}\sqrt{\frac{\pi g}{2\lambda}}, \quad (9.4)$$

სადაც u_0- ნაწილაკების ორბიტალური სიჩქარეა ზედაპირზე. სიღრმის ზრდასთან ერთად ღელვის მილევის ზემოთ მოყვანილი კანონი შეიძლება, ჩაიწეროს, როგორც:

$$h_z = h_0 \cdot e^{-\frac{2\pi z}{\lambda}}, \qquad (9.5)$$

რადგან ტალღის სიმაღლე h წარმოადგენს ორბიტის დიამეტრს, ე.ი. $2r$-ს. ამიტომ ორბიტალური სიჩქარეც z ჰორიზონტზე შეიძლება, გამოვსახოთ ორბიტალური სიჩქარით ზედაპირზე:

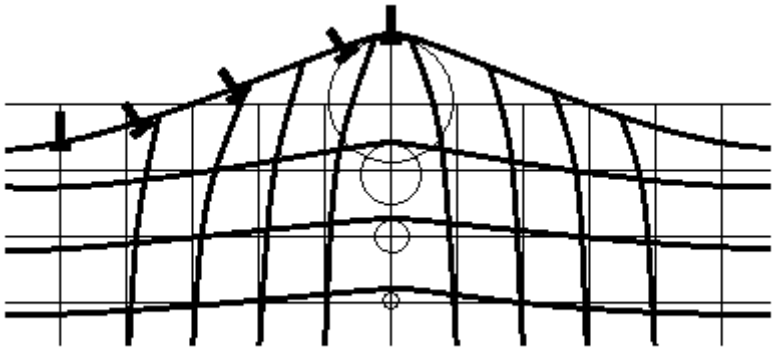
$$u_z = u_0 \cdot e^{-\frac{2\pi z}{\lambda}}, \qquad (9.6)$$

მოცემული ფორმულებიდან შეიძლება, მივიღოთ ტალღის ენერგიის მნიშვნელობა. ტალღის სრული ენერგია, რომელიც აქვს წყლის მოცულობას ზედაპირიდან ტალღის მოძრაობის გავრცელების მთელ სისქეში (პრაქტიკულად, ტალღის სიგრძის ნახევარზე) B ფრონტის განფენილობით და ტალღის ერთი სიგრძით მოძრაობის მიმართულებით, განისაზღვრება ფორმულით:

$$E = \frac{1}{8}\rho g B \lambda h^2, \quad (9.7)$$

სადაც ρ წყლის სიმკვრივეა.

ტალღის ვერტიკალური აგებულება შეიძლება, ასევე წარმოვიდგინოთ როგორც ტალღაზე წყლის ფენის სტრუქტურის დეფორმაციის სურათი (აღნიშნული კარგად ჩანს ტივტივებით სურათზე 9.2).



სურ. 9.2. ლივლივის ტალღების ვერტიკალური აგებულება.

9.2. ქარისმიერი ტალღები

ქარი, წყლის ზედაპირზე ზემოქმედებით, წყალთან ხახუნის გამო, წარმოშობს მხებ ძაბვებსა და წამტაც ძალვებს და ასევე, იწვევს ჰაერის წნევის ადგილობრივ ცვლილებებს. შედეგად წყლის ზედაპირზე 1 მ/წმ სიჩქარის ქარის დროსაც კი წარმოიქმნება პატარა, რამდენიმე მილიმეტრის სიმაღლისა და რამდენიმე

სანტიმეტრის სიგრძის ტალღები. ეს ძლივს შესამჩნევი ტალღები წააგავს ჭავლს. რადგან ასეთი ტალღების არსებობა უკავშირდება ზედაპირულ დაჭიმულობას, მათ უწოდებენ კაპილარულს. როდესაც ქარი წყლის ზედაპირს ხანმოკლედ დაბერავს, ქარის მიერ წარმოქმნილი ჭავლის ლაქები ქარის შეწყვეტისას ქრება – ზედაპირული დაჭიმულობა მიისწრაფვის შეამციროს წყლის ზედაპირის ფართობი. თუ ქარი მდგრადია, კაპილარული ტალღები, რომლებიც განიცდიან ინტერფერენციას, ზომით იზრდება და უპირველეს ყოვლისა, სიგრძეში. ტალღების ზრდა იწვევს მათ გაერთიანებას ჯგუფებად და რამდენიმე მეტრამდე დაგრძელებას. ტალღები ხდება გრავიტაციული.

ჰაერიდან წყალზე ენერგიის გადაცემის პროცესები და ტალღების წარმოქმნის საწყისი ეტაპები ძალიან რთულია და დღეისათვის ბოლომდე შესწავლილი არ არის.

ქარისმიერ ღელვას ჭავლის ღელვისგან მნიშვნელოვნად განასხვავებს ის ფაქტი, რომ პირველი წარმოიქმნება არა ორი, არამედ მრავალი ძალის ზემოქმედებით. ემატება ქარის ზემოქმედება (ხახუნი და წნევა). ეს იწვევს ტალღის ფორმის სიმეტრიის დარღვევას – წინა კალთა უკანა კალთაზე უფრო ციცაბო და შესაბამისად, უფრო მოკლეც ხდება (სურ. 9.3). წყლის ნაწილაკები იძენენ წინსვლით სიჩქარეს და ერთი ბრუნის დასრულების შემდეგ ბრუნდებიან არა მოძრაობის საწყის წერტილში, არამედ აღმოჩნდებიან ოდნავ წინ ტალღის გავრცელების მხარეს – ორბიტა არ იკვრება. პროფილის ასეთი ასიმეტრია, წინა კალთის დახრილობა შეიძლება, აღწევდეს ღარტაფის მოწყვეტამდე და წარმოქმნიდეს ქოჩორა ქაფს. და ბოლოს იმის გამო, რომ ქარის სიჩქარე ხშირად არათანაბარია ტალღის ფრონტის (ღარტაფის) გასწვრივ, ტალღის სიმაღლეც არათანაბარი ხდება ღარტაფის გასწვრივ ანუ სხვა სიტყვებით რომ ვთქვათ, ტალღა აღმოჩნდება არა ორგანზომილებიანი, არამედ სამგანზომილებიანი. აი, ასეთი ტალღები წარმოიქმნება ყველაზე ხშირად ზღვაზე.

სურ. 9.3. ქარისმიერი ტალღის ზედაპირის პროფილი. ისარი გვიჩვენებს ქარისა და ტალღის გავრცელების მიმართულებას

სამგანზომილებიანი ტალღების ზომები მით მეტია, რაც უფრო ძლიერი და ხანგრძლივია ქარი და რაც მეტია ქარის გაქანება, ანუ მანძილი, რომელსაც ის ფარავს წყლის ზედაპირზე გადაადგილებისას, რაც დამოკიდებულია მის მიმართულებაზე. ყველაზე დიდ ღელვას ადგილი აქვს რაიონებში, სადაც აღინიშნება ხშირი და ხანგრძლივი შტორმი. ძლიერი ღელვის დიდი ფართობები მდებარეობს ზომიერ განედებში, რომელთაც "მოღრიალე ორმოციანებიც" კი დაარქვეს. დიდი ღელვები ხშირია სამხრეთ ნახევარსფეროს ოკეანურ რგოლში, კვაზისტაციონარული ატმოსფერული ფრონტების რაიონებში და სხვ. ეს რაიონები კარგად ჩანს ოკეანეების ატლასების შესაბამის რუქებზე. ტალღების უდიდესი სიმაღლე ფიქსირდება 34 მ წყნარი ოკეანის შუა ჩრდილოეთ ნაწილში, უდიდესი (800 მეტრამდე) სიგრძის ტალღები ფიქსირდება ბრიტანეთის კუნძულების სამხრეთ ნაპირებთან და ატლანტიკის ოკეანის ეკვატორულ ნაწილში. გიგანტური ტალღები დაფიქსირდა ასევე, აფრიკის სამხრეთ ნაპირებთან, რაც გახდა რამდენიმე გემის კატასტროფის მიზეზი – "მკვლელი ტალღები" – ეს არის ერთეული ტალღები, რომელთა სიმაღლე 20 მეტრზე მეტია. თუმცა, უმრავლეს შემთხვევაში ტალღის სიგრძე 4 მეტრსაც ვერ აღწევს, ხოლო 7,5 მეტრზე მაღალი ტალღები არც თუ ხშირია. დიდი ტალღების ჩვეულებრივი სიმაღლე გაცილებით ნაკლებია მაქსიმალურ მნიშვნელობებზე: 130-170 მ.

ტალღების ელემენტების გაზომვა ტექნიკურად ძალიან რთულია. ამასთან, გაზომვის წარმოება ერთ წერტილში ნაკლებად ახასიათებს ტალღის მთელ სამგანზომილებიან ველს. მისი შესწავლის საუკეთესო მეთოდია – სტერეოფოტოგრაფია, რომელიც იძლევა ზღვის ტალღური ზედაპირის ტოპოგრაფიისა და რელიეფის სრულ სურათს, მაგრამ მხოლოდ ერთ მომენტში – გადაღების მომენტში. მოძრაობის, დროში მოვლენის განვითარების შესწავლის მიზნით შეიძლება, გამოვიყენოთ სტერეოკინოგადაღება, რომლის შედეგადაც მიიღება ჭარბი რაოდენობის მასალა, რომელსაც არც თუ ხშირად იყენებენ. ამიტომ მასიური დაკვირვებების დროს, ბალებში ღელვის ზომების ხარისხობრივი შეფასებისთვის სარგებლობენ მიახლოებითი ხერხებით (ცხრილი 10.4).

ცხრილი 9.1. ღელვის ხარისხის სკალა

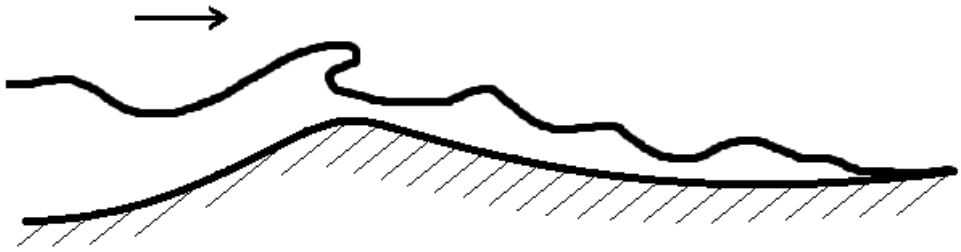
ტალღის სიმაღლე, მ	ღელვის ხარისხი ბალებში	ღელვის დახასიათება
0	0	ღელვას ადგილი არ აქვს, შტილი: სუსტი,
0.25 მდე	I	
0.25 - 0.75	II	ზომიერი

0.75 - 1.25	III	
1.25 - 2.0	IV	მნიშვნელოვანი
2.0 - 3.5	V	
3.5 - 6.0	VI	ძლიერი
6.0 - 8.5	VII	
8.5 - 11.0	VIII	ძალიან ძლიერი
11.0 და მეტი	IX	

შენიშვნა. ტალღების სიმაღლე შეესაბამება იმ სიმაღლეს, რომელსაც აქვს სამპროცენტიანი უზრუნველყოფა (ანუ 100 დაკვირვებული ტალღიდან სამი ყველაზე მაღალი ტალღის საშუალო სიმაღლე).

9.3. ტალღების დეფორმაცია ნაპირთან

ნაპირთან მიახლოებისას, სადაც სიღრმე ნულამდე მცირდება წყლის კიდესთან, ტალღაში თავს იჩენს მნიშვნელოვანი ცვლილებები: იცვლება წყლის პროფილი (სურ. 9.4) და მოძრაობის – ტალღური სხივის – მიმართულება.



სურ. 9.4. ტალღის პროფილის დეფორმაცია თავთხელ ნაპირთან

ტალღამ, ნაპირიდან ასხლეტვის შემდეგ შეიძლება, წარმოქმნას მდგომი ტალღა ან შეიძლება, დაიშალოს. ტალღების დაშლისას წარმოიქმნება ზვირთცემა (მიგორვა), ან შესხლეტვა. ტალღის დეფორმაციის სხვადასხვა ვარიანტები დაკავშირებულია ნაპირის ხასიათთან და ფსკერის სანაპირო რელიეფთან. დამრეცი ფსკერისა და უცვლელი სანაპირო ზოლის შემთხვევაში ტალღის წინა ფრთა უფრო დამრეცი ხდება, ღარტაფი ეწევა წინ მიმავალ ძირს და საბოლოოდ ჩამოიქცევა და წარმოქმნის ზვირთცემას. ტალღის ღარტაფი მიისწრაფვის ხმელეთისკენ და წარმოიქმნება შხეფები. რაც დიდია ტალღა, მით უფრო მეტ ნაწილზე იღვრება შხეფები.

შხეფების სიგანე დამოკიდებულია ტალღის ზომაზე და ნაპირის დახრილობაზე და მერყეობს რამდენიმე მეტრიდან ათეულ მეტრამდე. ტალღების

განუწყვეტელი ზემოქმედების შედეგად ფორმირდება პლაჟები და გრძივი (სანაპირი ზოლის გასწვრივ) და განივი (ნაპირიდან გაშლილი ზღვისკენ) ნალექების ნაკადები. მცირედ დაქანებული ფსკერისა და მაღალი ციცაბო ნაპირის შემთხვევაში მოწყვეტილი ღარტაფი ეცემა ნაპირზე და წყალი აისხლიტება ზემოთ და წარმოქმნის შესხლეტვას. წყალი ოკეანის ნაპირებთან შესხლეტვისას იწევს რამდენიმე ათეული მეტრის სიმაღლეზე. დაფიქსირებულია 60 მეტრამდე სიმაღლის შესხლეტვები. ციცაბო ნაპირისა და ღრმაწყლიანი ფსკერის შემთხვევაში შეიძლება, მოხდეს ტალღების არეკვლა და მვარდნი და ანარეკლი ტალღების ინტერფერენცია, ანუ მდგომი ტალღის წარმოქმნა. თუ კიდიდან ახლოს ფსკერზე არსებობს ნაკლები სიღრმის სერები (როგორიცაა რიფები), ტალღა, არმისული კიდემდე იშლება და წარმოქმნის ფურთუნს. დიდი ტალღების შემთხვევაში ფურთუნი შეიძლება, წარმოიქმნას კიდიდან დაშორებითაც შედარებით დიდ (რამდენიმე ათეული მეტრის) სიღრმეზე.

ზვირთცემას, განსაკუთრებით შესხლეტვას უზარმაზარი ენერგია აქვს. არსებობს სანაპირო ნაგებობების ნგრევის, ბეტონისა და ქვის უზარმაზარი, რამდენიმე ათეული და ზოგჯერ ასეული ტონა მასის მქონე მასივების გადაადგილების მრავალი ფაქტი. ასეთი დიდი ენერგია აიხსნება იმით, რომ ზვირთცემისას ღარტაფი, წყდება რა ადგილს, გარდაიქმნება გადატანით ტალღად: წყლის მთელი მასა იწყებს არა რხევით, არამედ წინსვლით მოძრაობას.

ტალღის ნახევარი სიგრძის სიღრმიდან წყლის კიდესთან მიახლოებისას ტალღის სიჩქარე, სიგრძე და სიმაღლე მცირდება. მაგრამ ტალღის სიგრძის დაახლოებით 1/5-დან ტალღის სიგრძე იზრდება; ამასთან, განსაკუთრებით სწრაფად იზრდება სიღრმიდან 0,1 λ. ამის შემდეგ ტალღა იშლება და წარმოქმნის ზვირთცემას.

ტალღის პროფილის დეფორმაციასთან ერთად იცვლება ტალღის ფრონტის მდგომარეობა. ნაპირთან მიმართებაში რა კუთხითაც არ უნდა გადიოდეს იგი გაშლილ ზღვაში, ნაპირზე ტალღა ამოგორდება კიდის პარალელურად ან ძალიან მახვილი კუთხით კიდესთან მიმართებაში. ეს აიხსნება იმით, რომ მოკლე ტალღების კლასის წარმომადგენელი ტალღა გადადის გრძელი ტალღების რიგში. ხოლო გრძელი ტალღების გავრცელება სხვა კანონს ემორჩილება: მათი სიჩქარე დამოკიდებულია არა ტალღის სიგრძეზე, როგორც მოკლე ტალღების შემთხვევაში, არამედ მოცემული ადგილის სიღრმეზე და სიღრმის კვადრატის ფესვის პროპორციულია ($c = \sqrt{gH}$). ამიტომ როგორც კი ტალღა მიაღწევს სიღრმეს, რომელიც ტალღის სიგრძის ნახევარზე ნაკლებია, ფრონტის (ღარტაფის)

სხვადასხვა უბნები იწყებს სხვადასხვა სიჩქარით მოძრაობას: კიდესთან უახლოესი უბანი შეანელებს მოძრაობას, ხოლო ფრონტის ხაზი დაიწყებს გამრუდებას – გარდატეხას და აწონასწორებს ფრონტის მიმართულებას კიდის ხაზთან მიმართებაში. თავს იჩენს ტალღების რეფრაქცია. თუ სანაპირო ხაზი არის არა სწორი, არამედ დასერილი, წარმოიქმნება ძალიან რთული ტალღური ველი (სურ. 9.4). მრუდდება არა მხოლოდ ტალღის ფრონტი, არამედ ტალღის სხივიც და ამის გამო იქმნება რეფრაქციისა და ინტერფერენციის ძნელად გასაგები სისტემა. ტალღური სხივები თავს იყრის ნაპირის კონცხებთან და იშლება ყურეებთან, რაც დიდად ართულებს ნაპირის ფორმირების პროცესებს, აბრაზიული და აკულუმულაციური უბნების წარმოქმნას.

სურ. 9.4. ტალღების რეფრაქცია ნაპირებთან. ტალღის ფრონტი (უწყვეტი ხაზი) და ტალღური სხივები (პუნქტირი)

ამასთან, შეიძლება, წარმოიქმნას წყვეტილი დინებები, რომლებიც მოძრაობს ნაპირიდან გაშლილი ზღვისკენ ფრონტის გარდიგარდმო და წყვეტს მას. სხივებით მოცემული ღელვის სურათს დიდი მნიშვნელობა აქვს არა მხოლოდ ნაპირების გეომორფოლოგიის შესწავლის, არამედ სანაპირო ზონაში ჰიდროტექნიკური სამუშაოების (პორტების, ნაპირსამაგრი ნაგებობებისა და სხვ.) მშენებლობის დაგეგმვისა და წარმოების მიზნით.

9.4. ცუნამის ტალღები

ოკეანეებისა და ზღვების ნაპირების ზოგიერთ უბანზე აღინიშნება ცუნამი – ერთეულოვანი ტალღები ან ტალღების მცირე სერიები (ათის ფარგლებში) რამდენიმე ათეული სანტიმეტრიდან 30-35 მეტრამდე და ზოგჯერ მეტი სიმაღლით.

ყველაზე ხშირად ასეთი ტალღების ხანგრძლივობა 2-40 წთ-ია, თუმცა დაფიქსირებულია 200 წუთის ხანგრძლივობის ცუნამიც. ტალღის სიგრძე 20-დან 400-600 კმ-მდე მერყეობს, ხოლო ტალღის გავრცელების სიჩქარე ასობით კილომეტრია საათში. რა თქმა უნდა, ეს ტალღები არ არის ქარისმიერი წარმოშობის. ისინი წარმოიშვება ოკეანის ფსკერზე მიწისძვრების, ფსკერის ციცაბო ფერდობებზე მეწყრებისა და წყალქვეშა ვულკანური ამოფრქვევების შედეგად. ფსკერის დეფორმაციის შედეგად წყლის სისქე გარკვეულ ფართობზე აიწევს ან დაიწევს. დეფორმაცია აღწევს ოკეანის ზედაპირს და ამ ფართობიდან გრძელი ტიპის იწყებს ტალღა იწყებს გადაადგილებას: წყლის მთელი სისქე ფსკერიდან ზედაპირამდე მოდის მოძრაობაში. წარმოშობის ადგილის სიახლოვეს ტალღის სიმაღლე როგორც წესი, მხოლოდ 1-2 მეტრია. მრავალი კილომეტრის სიგრძეზე იგი სრულიად შეუმჩნეველია უმნიშვნელო დახრილობის გამო. გემზე შეიძლება, იგრძნობოდეს ტალღების მოძრაობა მხოლოდ საწყის მომენტში, როდესაც ხდება ბიძგი ფსკერზე და მხოლოდ იმ შემთხვევაში, თუ გემი მდებარეობს უშუალოდ ფსკერის დეფორმაციის უბანს ზემოთ. მხოლოდ ნაპირთან, სადაც ტალღა გამოაღწევს შელფზე და ხმელეთზე, ადგილი აქვს ტალღის ძლიერ დეფორმაციას, იზრდება მისი სიმაღლე და ტალღა ხმელეთზე გადაგორდება უზარმაზარი გორგალის სახით.

გამოთვლილია, რომ უკანასკნელი ათასი წლის მანძილზე წყნარ ოკეანეში დაახლოებით 1000 ცუნამი წარმოიშვა. ატლანტიკისა და ინდოეთის ოკეანეებში მათი რაოდენობა მხოლოდ რამდენიმე ათეული იყო. ყველაზე ხშირად ცუნამი წარმოიშვება იაპონიის (თავად სახელი "ცუნამი" იაპონურია), ჩილეს, პერუს ნაპირებთან, ალეუტისა და ჰავაის კუნძულებთან. ცუნამის ხშირი გავრცელება წყნარ ოკეანეში აიხსნება ოკეანის სეისმური და ვულკანური აქტივობით. დედამიწაზე 400 მოქმედი ვულკანიდან წყნარ ოკეანეში მდებარეობს 330. ძლიერი მიწისძვრების უმეტესობაც (80%-მდე) წყნარი ოკეანის ზონაში ხდება.

ყველა ცუნამი კატასტროფით არ მთავრდება. ასე მაგალითად, იაპონიაში ყოველი 99 ცუნამიდან მხოლოდ 17 მთავრდება კატასტროფით, ჰავაის კუნძულებში 49 ცუნამიდან 5, კამჩატკაზე 16 ცუნამიდან 4. კატასტროფული ცუნამები საშინელ უბედურებებს იწვევს. მაგალითად, 1703 წლის ცუნამის დროს იაპონიაში დაახლოებით 100 ათასი ადამიანი დაიღუპა, ხოლო ზონდის სრუტეში კრაკატაუს ვულკანის ამოფრქვევით გამოწვეული ცუნამის (1883 წ.) შედეგად 40 ათასი კაცი დაიღუპა.

ცუნამის დიდმა საშიშროებამ დღის წერისგში დააყენა ცუნამის შედეგების შერბილებისათვის სპეციალური სამსახურის შექმნის აუცილებლობა. იგი მოიცავს რამდენიმე რგოლს. პირველ რიგში ეს არის სეისმური რგოლი: სადგურებზე დადგმულია სპეციალური სეისმოგრაფები, რომლებიც მხოლოდ ცუნამოგენურ მიწისძვრებს აფიქსირებენ (ყველა მიწისძვრას როდი მოჰყვება ცუნამი). შემდეგი რგოლია ჰიდროლოგიური, რომელიც აღჭურვილია მოწყობილობებით, რომლებიც აღრიცხავს ზღვის დონის მსვლელობას. ამ მონაცემებით ცუნამის სამსახურის მორიგე დამკვირვებელი აფასებს ცუნამის წარმოქმნის ალბათობას და აცნობებს მის შესახებ მესამე რგოლს – ადმინისტრაციულ ორგანოებს, რომლებიც აუცილებლობის შემთხვევაში გააფრთხილებენ მოსახლეობას. წინასწარ მუშავდება ადამიანების ევაკუაციის სისტემა და უსაფრთხოების ყველა ზომა.

ცუნამის პირველი სამსახური იაპონიაში შეიქმნა, ალეუტის ცუნამის შემდეგ (1946 წ.) – ამერიკის შეერთებულ შტატებში, ხოლო კურილიის-კამჩატკის ცუნამის შემდეგ (1952 წ.) – ყოფილ საბჭოთა კავშირში. აღნიშნული სამსახურები საკმარისი სიზუსტით მუშაობენ და მათი დახმარებით მოხერხდა მნიშვნელოვანი დანაკარგის თავიდან აცილება.

მცირე ზომის ცუნამები წარმოიშვება ზღვებში. ცუნამის მსგავსი მოვლენები დაიკვირვება ტროპიკული ქვეყნების ნაპირებთან. მათ წარმოშობს ტაიფუნები – ტროპიკული ციკლონები. მათ მოაქვთ უდიდესი ძალის ქარები, რომელთა ზემოქმედებითაც წყალი მოედინება ნაპირზე და ფარავს მას. ასეთ მოვლენას ხშირად უწოდებენ შტორმულ მოდენას, მაგრამ შედეგების მსგავსების გამო ზოგჯერ "მეტეოროლოგიურ ცუნამსაც" უწოდებენ.

9.5. შიდა ტალღები

ზღვაზე გარეშე ძალების ზემოქმედება იწვევს არა მხოლოდ წყლის ზედაპირის, არამედ წყლის სიღრმული ფენების მოძრაობას. რხევითი, ტალღოვანი მოძრაობა წყლის სისქეში არსებობს შიდა ტალღების სახით. მათი არსებობა შემჩნეულ იქნა ჯერ კიდევ ნანსენისა და ჰელანდ-ჰანსენის მიერ ნორვეგიის ზღვაში (1909 წ.) ერთსა და დროის მოკლე პერიოდში იმავე წერტილში ტემპერატურის ცვლილების მიხედვით. დიდი ტემპერატურული ცვლილება, რომელსაც ისინი აკვირდებოდნენ, ვერ მოხდებოდა სითბოს მარაგის ცვლილების შედეგად, მით უმეტეს, რომ ცვლილებები ხდებოდა რეგულარულად რამდენიმესაათიანი პერიოდით. მეცნიერებმა სწორი შეფასება მისცეს ასეთ რხევებს, ივარაუდეს რა, რომ ადგილი აქვს ფენების ვერტიკალურ წანაცვლებებს ტალღის

ჰორიზონტალური გავრცელებისას. აღმოჩნდა, რომ შიდა ტალღის სიმაღლე აღწევდა 100 მეტრს. ასეთივე სიმაღლის შიდა ტალღები დაიკვირვებოდა ჰიბრალტარის რაიონში (1962წ.). უზარმაზარი სიმაღლის ტალღებს აქვთ რამდენიმესაათიანი პერიოდი და მათი სიგრძე რამდენიმე ათეულ და ასეულ კილომეტრს აღწევს. 5-10 წუთიდან 2-5 საათამდე პერიოდის ტალღების სიგრძე რამდენიმე ასეული მეტრი და კილომეტრია, ხოლო მათი სიმაღლე 10-20 მეტრია.
შიდა ტალღის გავრცელების სიჩქარე დამოკიდებულია წყლის მეზობელი ფენების სიმკვრივეთა შორის სხვაობაზე:

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{w\pi} \cdot \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}}, \quad (9.8)$$

სადაც ρ_2 - წყლის ქვედა ფენის სიმკვრივეა, ხოლო ρ_1 წყლის ზედა ფენის სიმკვრივე.

შიდა ტალღების ერთ-ერთ სახესხვაობას წარმოადგენს ტალღები, რომლებიც გამოწვეულია მოქცევის წარმომქნელი ძალით, რომელიც არსებობს წყლის ნებისმიერ წერტილში ნებისმიერ სიღრმეზე. ამ ტალღებისთვის დამახასიათებელია საკუთარი პერიოდი, რომელიც ტოლია ან ჯერადია დღე-ღამის (უფრო სწორად, მთვარის დღე-ღამის).

შიდა ტალღების კიდევ ერთ სახეს აკვირდებოდა ნანსენი არქტიკულ ზღვებში "ფრამზე". ეს ტალღები აღმოჩენილ იქნა გემის ქცევის მიხედვით; ზოგიერთ ადგილებში გემი ძლიერ ანელებდა სვლას ყოველგვარი ხილული მიზეზის გარეშე. ეს მოვლენა შეამჩნიეს ნორვეგიისა და კანადის სანაპირო წყლებშიც და უწოდეს მას "მკვდარი წყალი". ეს მოვლენა თავს იჩენდა, როდესაც მარილიან წყალზე იდო მტკნარი ან ძლიერ გამტკნარებული წყლის ფენა. მოძრავი ხომალდი წარმოქმნისშ იდა ტალღების სისტემას წყლების საზღვარზე, რაზეც იხარჯება ენერგია მის მოძრაობაზე.

შიდა ტალღებს დიდი მნიშვნელობა აქვს წყლების გადარევის პროცესების განვითარებაში, თხელი სტრუქტურის, ძლიერი შრეებრიობის ფორმირებაში, რომელიც იქნება ტალღების ღარტაფების დაშლის შედეგად. ისინი ასევე, გავლენას ახდენს ბგერის გავრცელებაზე, ბგერითი სხივების გარდატეხაზე, ამცირებს ოკეანოგრაფიული მახასიათებლების განსაზღვრის საიმედოობას, შეაქვს რა გაურკვევლობა მათი ცვლილებების მიზეზებში.

თავი 10. მიმოქცევები

მიმოქცევად იწოდება ოკეანის დინამიკის ძალიან რთული მოვლენა, რომელიც დაკავშირებულია კოსმიური სისტემის დედამიწა-მთვარე-მზე ურთიერთქმედების ძალებთან. ეს მოვლენა ყველაზე კარგად ჩანს ნაპირებთან პერიოდული რყევებით, როდესაც ხან მოქცევას – წყლის დონის მატებას აქვს ადგილი, ხან – მიქცევას – წყლის დონის კლებას. მოქცევის ბოლოს წყლის დონის საბოლოო მდგომარეობას მაღალი წყალი ეწოდება, ხოლო მიქცევის ბოლოს წყლის იგივე დონეს დაბალი წყალი ეწოდება. ამ დონეებს შორის სხვაობას ეწოდება მოქცევის სიდიდე. ხშირად ლიტერატურაში მოქცევის სიდიდეს აღნიშნავენ ტერმინით "ამპლიტუდა", რომლითაც ადრე სარგებლობდნენ. თუმცა, ტერმინ "ამპლიტუდას" აქვს ზუსტად განსაზღვრული ფიზიკური მნიშვნელობა – მაქსიმალური გადახრა საშუალო მნიშვნელობიდან რხევითი მოძრაობის დროს. ზოგადად შეიძლება, ჩაითვალოს, რომ მოქცევის სიდიდე – ორმაგი ამპლიტუდაა, მაგრამ უფრო ზუსტად ტერმინი "ამპლიტუდას" გამოყენება რეკომენდებულია მაშინ, როდესაც საუბარი მიდის მოქცევის ელემენტარულ ტალღებზე, რომლებიც წარმოქმნიან მოქცევას.

ოკეანეში მოქცევის მოვლენა მჟღავნდება არა მხოლოდ დონის რყევებით, არამედ დინებების სახითაც და როგორც ადრეც აღვნიშნეთ, შიდა ტალღების სახითაც.

10.1. მიმოქცევების ძირითადი ელემენტები

ყველაზე კარგია მოქცევის შესწავლის დაწყება დონის რყევის მახასიათებლებით. მრუდზე, რომელიც გამოხატავს ზღვის დონის ცვლილებას მოქცევის ერთი პერიოდის მანძილზე (სურ. 10.1), შეიძლება, დატანილ იქნას მოვლენის ზოგიერთი მახასიათებელი, კერძოდ:

- $h_{მაქწ}$ - მაქსიმალური მაღალი წყლის სიმაღლე;

$h_{მინწ}$ - მინიმალური მაღალი წყლის სიმაღლე;

$h_{მაქდწ}$ - მაქსიმალური დაბალი წყლის სიმაღლე;

$h_{მინდწ}$ - მინიმალური დაბალი წყლის სიმაღლე;

A_0 ან Z_0 – საშუალო სიღრმე სიღრმეების ნულს ზემოთ;

$B = h_{მაქწ} - h_{მინდწ}$ –დღე-ღამეში მოქცევის დიდი მნიშვნელობა;

$b = h_{\text{მინმწ}} - h_{\text{მაქდწ}}$ - დღე-ღამეში მოქცევის მცირე მნიშვნელობა

$t_{\text{მწმ}}$ – მაღალი წყლის მოდინების დრო;

$t_{\text{დწმ}}$ – დაბალი წყლის მოდინების დრო;

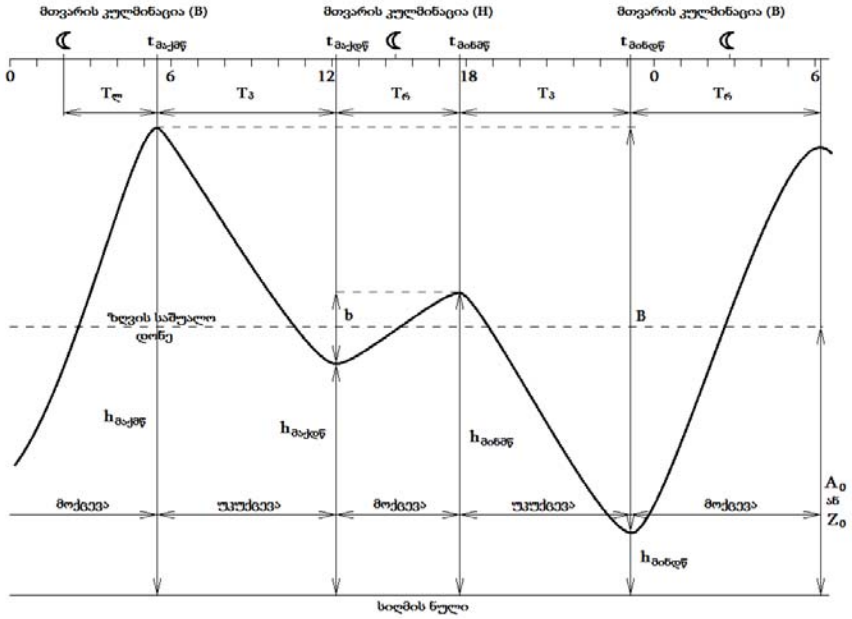
$T_{\text{მ}} = t_{\text{მწმ}} - t_{\text{დწმ}}$ – დაბალი წყლის დონის მატების დრო მაღალ წყლამდე;

$T_{\text{კ}} = t_{\text{დწმ}} - t_{\text{მწმ}}$ – მაღალი წყლის დონის კლების დრო დაბალ წყლის დონემდე;

τ – მოქცევის პერიოდი, დრო ორი მეზობელი მაღალი სავსე წყლების მომენტებს შორის;

$T_{\text{მთ}}$ - მთვარის შუალედი – დროის პერიოდი დაკვირვების პუნქტის მერიდიანზე მთვარის ზედა კულმინაციისა და მაღალი წყლის დადგომის მომენტს შორის.

გრაფიკი აგებულია სკალის მასშტაბის გარეშე; ორდინატთა ღერძი გვიჩვენებს დონის დგომის სიმაღლეს სიგრძის ერთეულებში – როგორც წესი, სანტიმეტრებში, ხოლო აბსცისთა ღერძი გვიჩვენებს დროს, ჩვეულებრივ, საათებში და საათის ნაწილებში. მოქცევის რყევის სრული პერიოდი, როგორც წესი, ტოლია მთვარის დღე-ღამისა, ანუ 24 სთ. 50 წთ.



სურ. 10.1. ზღვის დონის ცვლილება მიმოქცევის დროს (აღნიშვნები იხ. ტექსტში)

გრაფიკის მონაცემებით ჩანს, რომ ზღვის დონის ცვლილება უკავშირდება მთვარის მოძრაობას: მაღალი წყალი დგება გარკვეული დაგვიანებით მთვარის კულმინაციის მომენტებთან მიმართებაში; აღნიშნულ დაგვიანებას ეწოდება მთვარის შუალედი და იზომება საათებით. მთვარე წარმოადგენს მოქცევების

მთავარ მიზეზს, ხოლო დაგვიანება დაკავშირებულია დაკვირვების რაიონის ადგილობრივ პირობებთან. მთვარის საშუალო შუალედი, რომელიც გამოთვლილია განსაზღვრულ შეზღუდულ პირობებში, იწოდება ნავსადგურის გამოყენებით საათად. იგი გამოიყენება როგორც ნავსასდგურის ინდივიდუალური თავისებურება, მაღალი წყლის დადგომის მომენტის მიახლოებით დასადგენად ასევე სარგებლობენ ყოველწლიური ასტრონომიული კალენდრით.

გრაფიკი ასევე, გვიჩვენებს, რომ დონის სვლა ჰგავს ჰარმონიულ რხევას, მაგრამ ძლიერ გართულებულია. მოქცევის მრუდზე ჩანს მოქცევის ძალიან მნიშვნელოვანი მახასიათებელი – დღე-ღამური უთანაბრობა სიმაღლისა და დროის მიხედვით, ანუ მეზობელი მაღალი და დაბალი წყლების სიმაღლეებს შორის განსხვავება და დონის ზრდისა და დაცემის დროის სხვაობას. მოქცევის ასეთი სახე ფიქსირდება მსოფლიო ოკეანის სანაპიროს მრავალ პუნქტში. იგი მიეკუთვნება შერეული მოქცევის ტიპს. ყველა მოქცევა დონის სვლის მრუდის მიხედვით იყოფა შემდეგ სახეებად: სწორი დღე-ღამური, არასწორი დღე-ღამური და არასწორი ნახევარდღე-ღამური. ოკეანეში ყველაზე მეტად გავრცელებულია სწორი ნახევარდღე-ღამური მოქცევა, შედარებით ნაკლებად გვხვდება შერეული მოქცევა, ხოლო სწორი დღე-ღამური მოქცევა ფიქსირდება სანაპიროს ძალიან ბევრ უბანზე. მოქცევის დღე-ღამური უთანასწორობა გამოწვეულია მთვარისა და მზის დახრილობის ცვლილებით, რაც დაკავშირებულია დედამიის ღერძის დახრილობით ეკლიპტიკისადმი. ამიტომ დღე-ღამური უთანაბრობა იცვლება დახრილობის ცვლილებაზე დამოკიდებულების სიდიდის მიხედვით.

კიდევ ერთი უთანასწორობა, რომელსაც ეწოდება ნახევართვიანი ანუ ფაზური (რადგან უკავშირდება მთვარის ფაზებს), გამოწვეულია იმით, რომ მოქცევას იწვევს არა მხოლოდ მთვარე, არამედ მზეც და მზისა და მთვარის ძალები, რომლებიც იწვევს მოქცევას, შეიძლება ერთობლივად მოქმედებისას შეიკრიბოს და შედეგად გამოიწვიოს დახრილობის გაზრდა ან გამოაკლდეს ერთმანეთს და შედეგად გამოიწვიოს დახრილობის შემცირება. პირველ შემთხვევაში – მთვარისა და მზის მოქცევის გამომწვევი ძალების შეკრება – მიეკუთვნება სიზიგიას, ანუ ახალმთვარეობასა და სავსემთვარეობას, ხოლო მეორე – მიეკუთვნება კვადრატურებს, ანუ მთვარის ფაზების პირველ და მესამე მეოთხედებს. სიზიგიები და კვადრატურები მეორდება ყოველ ორ კვირაში ერთხელ და ასევე, მეორდება დიდი მნიშვნელობის სიზიგიური მოქცევები და მცირე მნიშვნელობის კვადრატურული მოქცევები. ასტრონომიულ მოვლენასთან – სიზიგიებთან, კვადრატურებთან მიმართებაში – მიწიერი მოვლენები (სიზიგიური და

კვადრატურული მოქცევები) შეყოვნებულია. შეყოვნების დრო, რომელიც დღე-ღამობით იზომება, იწოდება მოქცევის ასაკად.

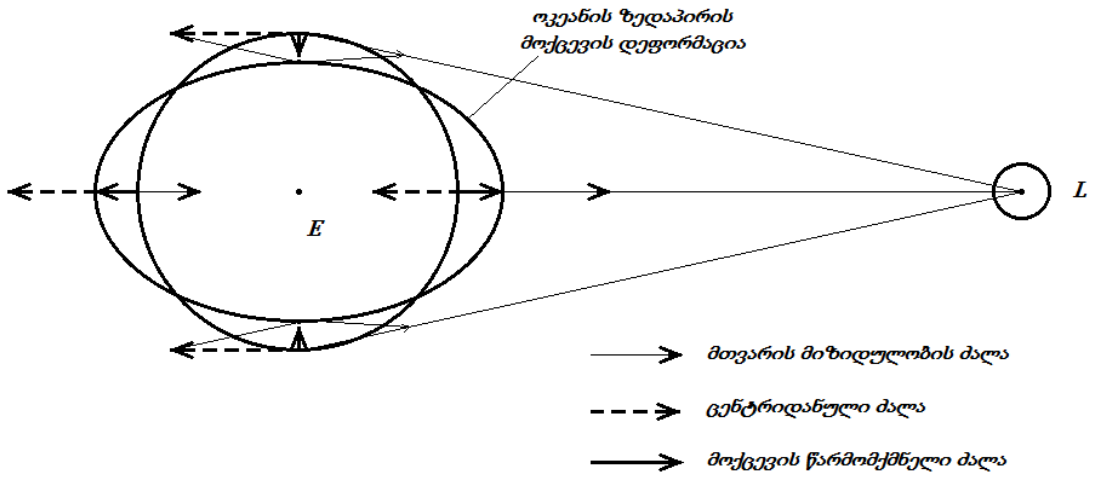
უთანასწორობის კიდევ ერთი სახეობა – მთვარის ანუ პარალაქტიკური. იგი განისაზღვრება დედამიწიდან მთვარემდე მანძილის ცვლილებით მთვარის ორბიტის ელიფსურობის გამო: როდესაც მთვარე მაქსიმალურად უახლოვდება დედამიწას (პერიგეუმი) მთვარის მოქცევის გამომწვევი ძალა 40%-ით მეტია, ვიდრე აპოგეუმის (მთვარის მაქსიმალურად დაშორებული მდგომარეობა დედამიწიდან) დროს. ასეთ მდებარეობას ადგილი აქვს თვეში ერთხელ. მოქცევების კიდევ ამის მსგავსი უთანასწორობა გამოწვეულია დედამიწასა და მზეს შორის მანძილის ცვლილებით. ამ უთანასწორობას ეწოდება მზის წლიური პარალაქტიკური უთანასწორობა და მისი პერიოდი არის ერთი წელი.

გარდა უთანასწორობის ძირითადი სახეებისა, არსებობს ასევე, გრძელპერიოდიანი უთანასწორობის რამდენიმე სახე პერიოდებით 4,5; 9,3; 18,6 წელი და მეტი. თუმცა, რაც მეტია უთანასწორობის პერიოდი, მით მეტია უთანასწორობის მნიშვნელობა. უთანასწორობა გამოწვეულია ასტრონომიული მიზეზებით, სამი ციური სხეულის – დედამიწის, მთვარისა და მზის – მოძრაობის სირთულით მიზიდულობის ძალების ველში. სწორედ მიზიდულობის ძალები ქმნიან მოქცევის პირობებს.

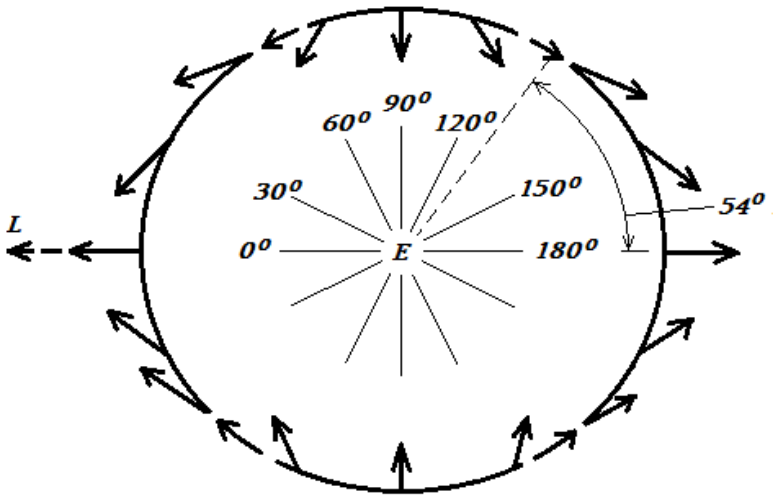
10.2. მოქცევის წარმომქმნელი ძალები

ნიუტონმა აღმოაჩინა მსოფლიო მიზიდულობის უნივერსალური კანონი, რომელიც გამოიხატება მიზიდულობის ძალის ფორმულით: $F = k \cdot Mm / r^2$, სადაც M და m – ურთიერთმიმზიდი სხეულების მასებია, k – გრავიტაციული მუდმივაა, r – სხეულებს შორის მანძილია. სისტემაში დედამიწა-მთვარე (სურ. 10.2) M არის დედამიწის (E) მასა, m – მთვარის (L) მასა, რომელიც 81,5-ჯერ ნაკლებია დედამიწის მასაზე, ხოლო r ამ ორ სხეულს შორის მანძილის (D) საშუალო მნიშვნელობაა, რომელიც უდრის დედამიწის R რადიუსის 60,3-ს. ეს ის ძალაა, რომელმაც უნდა გამოიწვიოს მთვარისა და დედამიწის ერთმანეთთან მიახლოება. მაგრამ მთვარე დედამიწაზე არ ვარდება, რადგან მოქმედებს კიდევ ერთი ძალა, რომელიც ეწინააღმდეგება მთვარისა და დედამიწის ერთმანეთთან მიახლოებას – ცენტრიდანული ძალა. ამ ძალის გამომწვევი მიზეზების გასაგებად უნდა დავაზუსტოთ გამონათქვამი "მთვარე ბრუნავს დედამიწის გარშემო": ამავდროულად თავად დედამიწაც ბრუნავს მასის საერთო ცენტრის გარშემო, რომელიც მდებარეობს სხეულების ცენტრებს შორის მანძილებზე, რომლებიც მოცემული

სხეულების მასების უკუპროპორციულია. ორივე სხეული მოძრაობს, როგორც მიზიდულობის ძალით შეკრული ერთიანი დინამიკური სისტემა. დედამიწისა და მთვარის მასების ფარდობა ისეთია, რომ მოცემული ცენტრი მდებარეობს დედამიწის შიგნით და მისი ცენტრიდან დაშორებულია მანძილით, რომელიც ტოლია დედამიწის რადიუსის 0.73-ს. მასის ცენტრის გარშემო ბრუნვისას დედამიწის სხეულის ყველა წერტილი ერთი თვის მანძილზე შემოწერს წრეწირს, რომლის რადიუსია 0,73R. შედეგად, დედამიწის ყოველი წერტილი განიცდის ცენტრიდანული ძალის ზემოქმედებას, რომელიც ერთნაირი მნიშვნელობის არის დედამიწის ყველა წერტილში, მათ შორის დედამიწის ცენტრშიც. სისტემის დედამიწა-მთვარის არსებობისთვის აუცილებელია, რომ ცენტრიდანული და მიზიდულობის ძალები გაწონასწორდეს, ანუ მოცემული ძალები სიდიდით იყოს ტოლი და იყოს მიმართული ერთმანეთის საწინააღმდეგოდ. მთვარის მიზიდულობის ძალა დედამიწის ცენტრის ერთეული მასისთვის უდრის $k \cdot L / D^2$. ესე იგი ცენტრიდანული ძალა ტოლია $k \cdot L / D^2$, იგი მუდმივი მნიშვნელობისაა დედამიწის ნებისმიერ წერტილში და მისი მიმართულება საწინააღმდეგოა იმავე ძალის მიმართულებისა მთვარეზე. მთვარის მიზიდულობის ძალა არ შეიძლება იყოს ერთნაირი დედამიწის ყველა სხვა დანარჩენი წერტილისთვის სხვადასხვა მანძილის გამო და იგი განისაზღვრება ფორმულით $k \cdot L / d^2$, სადაც d მანძილია დედამიწის ზედაპირის წერტილსა და მთვარის ცენტრს შორის. ეს სიდიდე მოქცეულია საზღვრებში $D + R \geq d \geq D - R$. მოქცევის წარმომქმნელი ძალა დედამიწის სხვადასხვა უბანზე სხვადასხვაა (სურ. 10.2, 10.3). სივრცულად ეს იქნება მოქცევის წარმომქმნელი ძალის ველი, რომელიც გარს შემოურბენს დედამიწას მთვარის მოძრაობასთან ერთად ერთთვიანი პერიოდით.



სურ. 10.2. მოქცევის წარმომქმნელი ძალები



სურ. 10.3. მოქცევის წარმომქმნელი ძალის განაწილების სქემა დედამიწის ზედაპირის მერიდიანულ კვეთაზე

თუმცა, რადგანაც დედამიწის ბრუნვის პერიოდი ერთი დღე-ღამეა, მოცემული ველი გადაადგილდება სიჩქარით, რომელიც განისაზღვრება ამ ორი პერიოდით. რადგან ბრუნვა ერთი მიმართულებით ხდება, სანამ დედამიწა ერთ ბრუნს გააკეთებს, მთვარე შედარებით დიდ მანძილზე გაივლის. მთვარის "დასაწევად" დედამიწას დრო სჭირდება – სწორედ ის 50 წუთი, რომლითაც მთვარის დღე-ღამე აღემატება მზის დღე-ღამეს.

როგორც სურათზე 10.2 ჩანს, მოქცევის წარმომქმნელი ძალა იცვლის სიდიდეს და მიმართულებას, ამასთან დედამიწის ზედაპირისადმი სხვადასხვა კუთხით. ხაზზე, რომელიც აერთებს ორივე სხეულის ცენტრებს, მოქცევის წარმომქმნელი ძალა მიმართულია დედამიწიდან, ხოლო წრეწირზე, რომლის სიბრტყეც მოცემული ხაზის პერპენდიკულარულია, - დედამიწის ზედაპირიდან მისი ცენტრისკენ. გამოთვლები გვიჩვენებს, რომ მიმართულების შეცვლა ხდება რადიუსზე, რომელიც მობრუნებულია ცენტრების ხაზისკენ 54º-ით. ამ წერტილში მოქცევის წარმომქმნელი ძალა მიმართულია მხების გასწვრივ დედამიწის ზედაპირისკენ. მიღებული ამ ძალის დაშლა ჰორიზონტალურ და ვერტიკალურ მდგენელებად. ზემოთ ხსენებულ ხაზზე და წრეწირზე ერთ-ერთი მდგენელი უტოლდება 0-ს, ხოლო მეორე იძენს მაქსიმალურ მნიშვნელობას, რომელიც ვერტიკალური მდგენელის შემთხვევაში უდრის მიზიდულობის ძალის $9 \cdot 10^{-6}$ წილს, ხოლო ჰორიზონტალური მდგენელის შემთხვევაში უდრის მიზიდულობის ძალის $12 \cdot 10^{-6}$ წილს. ოკეანეში მოქცევის მოვლენაში მთავარ როლს თამაშობს ჰორიზონტალური მდგენელი, რადგან იგი მოქმედებს სიბლანტის ძალის

საწინააღმდეგოდ, რომლის წყლის შემთხვევაში ძალზედ მცირეა, ხოლო ვერტიკალური მდგენელი მხოლოდ მცირედ ცვლის სიმძიმის ძალას.

მოქცევის თეორიას ორი მიმართულება აქვს: ერთი მსოფლიო ოკეანის ზედაპირს ყოველ მოცემულ მომენტში განიხილავს, როგორც წონასწორობის ფიგურას – ეს არის სტატიკური თეორია, ხოლო მეორე წარმოადგენს მას, როგორც ტალღურ პროცესს პერიოდული ძალის ზემოქმედებით და ეწოდება მოქცევის დინამიკური თეორია.

10.3. მოქცევის სტატიკური და დინამიკური თეორიები

წონასწორობის თეორია ანუ მოქცევის სტატიკური თეორია შემუშავებულია ნიუტონის მსოფლიო მიზიდულობის კანონის საფუძველზე. მოცემული თეორიის თანახმად, მოქცევის წარმომქმნელი ძალის ველში ოკეანის ზედაპირი იღებს წონასწორობის ფიგურას. თუ გავითვალისწინებთ, რომ ოკეანე ფარავს დედამიწის მყარ გარსს ერთნაირი სიღრმის მქონე ერთიანი ფენით, მაშინ ასეთ ზედაპირს წარმოადგენს ბრუნვის ელიპსოიდი, რომელიც არის მოქცევის ელიპსოიდი, რომლის დიდი ცენტრიც ყოველთვის მიმართულია მთვარისკენ. ელიპსოიდის ზედაპირი ორი ამოზნექილობით – "კუზით" – იწევს ოკეანის სიმშვიდის საშუალო დონის ზემოთ, ხოლო მათ შორის მოქცეულია ფართო ზოლად, რომელიც გარს ერტყმის მთელს მყარს სფეროს – მცირე წყლების ზოლი – ძევს საშუალო დონის ქვემოთ. ელიპსოიდი, მთვარის შემდეგ აკეთებს ერთ ბრუნს ერთი თვის განმავლობაში, ხოლო მყარი სხეული ელიპსოიდის შიგნით აკეთებს ერთ ბრუნს დღე-ღამეში, რაც იწვევს კიდეც სხეულის ყოველ წერტილში მოქცევის ტიპის დონის პერიოდულ რყევებს.

მთვარის დახრილობა პერიოდულად იცვლება ფარგლებში 23,5° S-23,5° N, ელიპსოიდის შედარებით დიდი ღერძი მონაცვლობით დახრილია ეკვატორის სიბრტყისკენ, რაც ქმნის მოქცევის დღე-ღამურ უთანასწორობას.

სტატისტიკური თეორია იძლევა მოქცევის სიმაღლის გამოთვლის საშუალებას საშუალო h დონიდან შემდეგი ფორმულით:

$$h = \frac{3}{2} \cdot \frac{L}{E} \cdot \frac{R^4}{D^3} (\cos^2 Z - \frac{1}{3}), \quad (10.1)$$

სადაც Z მთვარის ზენიტური დაშორებაა, ანუ ეს არის კუთხე ვერტიკალსა (ზენიტში მიმართულებასა) და მთვარისკენ მიმართულებას შორის. მოცემული

ფორმულით გაანგარიშება გვიჩვენებს, რომ ყველაზე მაღალი დონე (“კუზებზე”) არის 0,36 მ, მცირე წყლების უდაბლესი მდებარეობა არის 0,18 და მოქცევის სიდიდე უდრის 0,54 მ.

მზეც ქმნის მოქცევის საკუთარ ელიპსოიდს, რომელიც მზესთან ერთად მოძრაობს. თუმცა, მზის მოქცევის ძალის სიდიდე შეადგენს მთვარის მოქცევის ძალის 0,46-ს და ამიტომ მზის ელიპსოიდის დონის გადახრა ნაკლებია, ხოლო მოქცევის სიდიდე ტოლია 0,25 მ.

ორივე ელიპსოიდის ურთიერთმდებარეობის ცვლილებით აიხსნება ფაზური (ნახევართვიანი) უთანასწორობა: როდესაც ორივე ელიპსოიდის ღერძები ერთმანეთს ემთხვევა (სიზიგია), მოქცევების სიმაღლეები იკრიბება, ხოლო როდესაც ღერძები ურთიერთპერპენდიკულარულია (კვადრატურები), სიმაღლეები აკლდება ერთმანეთს და მოქცევის შესაბამისი მნიშვნელობები შეადგენს 0,79 და 0,20 მეტრს. გარდა ამისა, თუ გავითვალისწინებთ პარალაქტიკურ უთანასწორობას, მოქცევის საბოლოო მნიშვნელობები იქნება 0,90 და 0,19 მ. ასეთი უმნიშვნელო მოქცევები არ შეიძლება, ჩაითვალოს მსოფლიო ოკეანისთვის დამახასიათებლად და მხოლოდ გაშლილი ოკეანის ისეთ კუნძულებთან, როგორიცაა წმ. ელენეს კუნძული, გუამი, ისინი უახლოვდება თეორიულ მნიშვნელობას 0,8 მ.

სტატიკური თეორიის თანახმად, ერთ მერიდიანზე ერთდროულად უნდა მოხდეს მაღალი წყლების მოდინება, ხოლო დღე-ღამური უთანასწორობა დამოკიდებულია განედზე, რაც ასევე არ არსებობს ბუნებაში. არსებობს მოქცევის რეალური მოვლენის სხვა დეტალებიც, რომელთაც სტატიკური თეორია ვერ ხსნის, თუმცა მოვლენის ძირითადი კანონზომიერებები ამ თეორიით კარგად არის ახსნილი.

იმ შეუსაბამობების ახსნის მიზნით, რომლებიც ახასიათებს სტატისტიკურ თეორიას, მოქცევის დინამიკური თეორია განიხილავს მოვლენას არა სტატიკაში, არამედ მოძრაობაში, როგორც ტალღას. ეს თეორია წამოაყენა ლაპლასმა, განავითარა ერიმ, დარვინმა, დუდსონმა და კვლავაც იხვეწება.

თუ მოქცევის სიმაღლის ფორმულაში (10.1) ზენიტურ მანძილს Z-ს გამოვხატავთ მისი განმსაზღვრელი არგუმენტებით, ანუ დახრილობით δ, საათური კუთხით A (ეკვატორის რკალი დაკვირვების პუნქტის მერიდიანიდან დასავლეთის მიმართულებით მთვარის მერიდიანამდე) და დაკვირვების პუნქტის სიგანით (φ), იგი მიიღებს შემდეგ სახეს:

$$h = \frac{3}{2}\cdot\frac{L}{E}\cdot\frac{R^4}{Д^3}[\frac{1}{6}(1-\sin^2\delta)(1-3\sin^2\varphi)+\frac{1}{2}\sin 2\varphi\sin 2\delta\cos A+\frac{1}{2}\cos^2\varphi\cos^2\rho\cos 2A)]. \quad (10.2)$$

დონის ყველაზე დიდი ცვალებადობა ნახევარი დღე-ღამური პერიოდით აღწერილია ამ ფორმულის მესამე წევრით, მეორე წევრი იძლევა დღე-ღამურ პერიოდს, ხოლო პირველი წევრი აღწერს შედარებით ხანგრძლივ პერიოდებს. ფორმულაში (10.2) კოეფიციენტი ფრჩხილის წინ ბოლომდე უცვლელი არ არის: მნიშვნელში დგას D – საშუალო მანძილი დედამიწისა და მთვარის ცენტრებს შორის, რომელიც იცვლება თვის მანძილზე 57-დან 63,7 R-მდე. იცვლება დახრილობაც. ეს ყველაფერი იწვევს სხვადასხვა სახის უთანასწორობას, რაზეც უკვე ითქვა.

ასევე არსებობს მზის მოქცევის გამომწვევი ძალის გამოსათვლელი ანალოგიური ფორმულა .

10.4. მოქცევის ტალღისა და ნაწილაკების ორბიტების აგებულება. მოქცევის დინებები

მოქცევის ტალღა მიეკუთვნება გრძელი ტალღის ტიპს: მისი სიგრძე, როგორც მოქცევის ელიპსოიდი გვიჩვენებს, რომ იგი ტოლია დედამიწის პარალელის ნახევარი სიგრძის, ანუ ზოგიერთ შემთხვევაში ათასი კილომეტრისაც (ეკვატორზე 20 000 კმ), ხოლო ოკეანის საშუალო სიღრმე დაახლოებით 4 კმ-ია. ამიტომ მოქცევის ტალღის გავრცელების ფაზური სიჩქარე განისაზღვრება ლაგრანჟ-ერის ფორმულით: $c = \sqrt{gH}$, სადაც H ოკეანის სიღრმეა. ორბიტალური სიჩქარე განისაზღვრება სხვა და არა ქარისმიერი ტალღების ფორმულებით, რადგან მოქცევითი ტალღის ნაწილაკების ორბიტები არის არა წრიული, არამედ ელიპტიკური და ამასთან, ძალიან გაწელილი: ელიპსების მცირე ღერძი იზომება (მოქცევის სიმაღლის) მეტრებით, დიდი ღერძი – ნაწილაკების გარბენი მოქცევის გავრცელების მიმართულებით – იზომება კილომეტრებით. ამიტომ ნაწილაკების ორბიტალური მოძრაობა მოქცევის ტალღაში აღიქმება, როგორც მაღალი სიჩქარის მოქცევის დინება (წამში ათეული და ასეული სანტიმეტრიც კი). ზედაპირიდან ფსკერამდე ელიპსის პატარა ღერძი მცირდება და ფსკერის უშუალო სიახლოვეს 0-ის ტოლი ხდება. დიდი ღერძი უცვლელად რჩება და ამიტომ ფსკერთან ორბიტალური მოძრაობა გარდაიქმნება უკუქცევით-წინსვლით, რევერსულ მოძრაობად. იგივე სქემაა დამახასიათებელი ზღვის ვიწრო უბნებისთვის – სრუტეებისა და არხებისათვის. გაშლილ ზღვაში წარმოიქმნება დედამიწის ბრუნვის გადამხრელი ძალა და ორბიტა იღებს დახრილი წრეწირის ფორმას. მოცემული დახრილობა ძალიან მცირეა და შეადგენს მხოლოდ რკალის მინუტებს,

მისი კუთხის ტანგენსი ტოლია მოქცევის სიდიდის ფარდობისა ორბიტის დიამეტრთან.

ამგვარად, ყველაზე მარტივ შემთხვევაში არხში დინებას აქვს მხოლოდ ორი ურთიერთსაწინააღმდეგო მიმართულება, ხოლო მისი სიჩქარე განუწყვეტლივ იცვლება ნულიდან მის უდიდეს მნიშვნელობამდე. გაშლილ ზღვაში დინების სიჩქარე მუდმივ მნიშვნელობას უნარჩუნებს, მაგრამ განუწყვეტლივ იცვლება მისი მიმართულება, ნაწილაკი მოხაზავს წრეწირს დახრილ სიბრტყეზე და ამასთან, უფრო ზემოთ მდებარეობს წრეწირის ის ნაწილი, რომელიც ტალღის გავრცელების მიმართულების მარჯვნივ ძევს (ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში). ასეთია ნაწილაკების ორბიტები, რომელთა ზემოქმედებითაც ხდება მოქცევის დინებების ფორმირება ორ უმარტივეს შემთხვევაში რეგულარული მოქცევის დროს. რეალურ პირობებში და არარეგულარული მოქცევისას ნაწილაკების ორბიტები შეიძლება, შემოხაზავდნენ ძალიან რთულ, ფანტასტიკური მოხაზულობის ფიგურებს, განსაკუთრებით მაშინ, როდესაც ფსკერი რთული ფორმით გამოირჩევა.

მოქცევის დინებები გამოირჩევა არა მხოლოდ პერიოდულობით, არამედ მაღალი სიჩქარეებითაც, რომლებიც მაგალითად, ალეუტის კუნძულებთან აღწევს 5 მ/წმ-ს. ამასთან, მოქცევის დინება მოიცავს წყლის მთელ სისქეს და მხოლოდ ფსკერის მახლობლად მიიღევა.

10.5. მოქცევის ტალღის დეფორმაცია ნაპირთან

ნაპირთან მიახლოებისას იცვლება მოქცევის ტალღის, როგორც ჭავლის, ყველა ელემენტი. პრაქტიკულად ყველაზე მნიშვნელოვანი ელემენტია მოქცევის სიდიდე. იგი იზრდება ფრონტის სიღრმის შემცირებასა და სიგრძის შემცირებასთან ერთად ვიწრო სივრცეში – სრუტეში ან ზღვის უბეში – შესასვლელთან. სრუტის სიღრმისა და სიგანის ცვლილებების ყველაზე მარტივ პირობებში მოქცევის სიდიდის ზრდის ფორმულას იძლევა ერი-გრინი:

$$B = B_0 \sqrt{\frac{\omega_0}{\omega}} \sqrt{\frac{H_0}{H}}, \qquad (10.3)$$

სადაც ინდექსი 0 ეხება შესასვლელ საგდულს, B – სრუტის სიგანეა, H – მისი სიღრმე, ω – მოქცევის სიდიდე, ხოლო მათი მნიშვნელობები ინდექსის გარეშე – სრუტეში.

სრუტეებში მოქცევის საკმაოდ დიდი მნიშვნელობები აიხსნება ყურეების სიგანისა და სიღრმის შემცირების ერთობლივი ზეგავლენით. მსოფლიო ოკეანეში მოქცევის ყველაზე დიდი სიდიდე (18 მ) აღინიშნება ფანდის სრუტეში (ჩრდილოეთ ამერიკის მატერიკსა და ახალი შოტლანდიის ნახევარკუნძულს შორის); 10 მეტრზე მეტი მოქცევის სიდიდეები დაფიქსირებულია პენტაგონის სამხრეთით, ბაფინის მიწაზე, ალიასკის ყურეში, კამბიის ყურეში (ინდოეთის ოკეანე).

როგორც აღვნიშნეთ მოქცევის სიდიდის მნიშვნელოვან ზრდას ადგილი აქვს ტალღის ენერგიის შენარჩუნების პირობებში, როდესაც წყლის დიდი მასა, ანუ დიდ სიღრმეზე და დიდი სიგანის პირობებში, გადასცემს მთელ თავის ენერგიას შედარებით მცირე მასას, ანუ შედარებით ნაკლებ სიღრმეზე და სიგანეზე. სწორედ აღნიშნული იწვევს ტალღის სიმაღლის ზრდას. ასეთი მოსაზრება გამართლებულია, როდესაც ტალღა გადაადგილდება თავთხელზე შედარებით მოკლე მანძილზე. თუ ტალღის მიერ გავლილი მანძილი შელფზე დიდია, ფსკერზე წყლის ხახუნის შედეგად ენერგიის მნიშვნელოვანი ნაწილი იკარგება და ტალღა შეიძლება, არათუ არ გაიზარდოს, არამედ შემცირდეს კიდეც, როგორც აღნიშნულს ადგილი აქვს ციმბირის ზღვების სანაპიროზე, სადაც განიერ შელფზე მოქცევის სიდიდე 0,1-0,3 მეტრია. მოქცევის ტალღის ფსკერზე ხახუნი (მოქცევის ხახუნი) თუმც უმნიშვნელოა, მაგრამ კოსმოსური მასშტაბის შედეგებამდე მივყავართ: მისი მოქმედება აკუმულირდება დროთა მანძილზე და ანელებს დედამიწის დღე-ღამურ მოძრაობას. მოქცევის ტალღა ზრდის დღე-ღამის ხანგრძლივობას ერთი მილი/წამით 100 წელიწადში, ანუ 1 წუთით ექვს მილიონ წელში. ამიტომ აღნიშნული შენელება აისახება მხოლოდ გეოლოგიური და ასტრონომიული მასშტაბების მოვლენებსა და პროცესებზე.

ნაპირთან ახლოს, განსაკუთრებით სრუტეებში, თავს იჩენს მოქცევის ტალღის დეფორმაციის კიდევ ერთი სახე, რომელიც დაკავშირებულია ინტერფერენციის მოვლენასთან. სხვადასხვა ფაზებისა და სიდიდეების მოქცევის ტალღები, რომლებიც თავს იყრის ნაპირის ერთ წერტილში მხრიდან, ედება ერთმანეთს, შედეგად იცვლება მოქცევის ელემენტები და მისი ხასიათიც კი. ამით აიხსნება მოქცევების სხვადასხვა ხასიათი სანაპირო ზოლზე (მაგალითად, დღე-ღამური მოქცევა ბალტიის ზღვის სამხრეთ ნაწილში მთელს ზღვაზე რეგულარული მოქცევის დომინირების პირობებში). მოქცევის ტალღა შეიძლება, მდინარეებშიც ჩაედინებოდეს.

როგორც ნაჩვენები იყო მოქცევის განტოლება შედგება სამი წევრისგან – დღე-ღამური, ნახევარ დღე-ღამური და გრძელი პერიოდებისგან. ეს განტოლება

შეიძლება, კიდევ უფრო მეტ მდგენელად დავშალოთ ჰარმონიული ანალიზის მეთოდის გამოყენებით, რომელიც შეიმუშავა დარვინმა. მოცემული მეთოდი იძლევა მოქცევის დონის სვლის რეალური მრუდის წარმოდგენის საშუალებას, როგორც გარკვეული რაოდენობის ელემენტარული ჰარმონიული ანუ სინუსოიდური ან კოსინუსოიდური (იმისდა მიხედვით, თუ რომელია ტექნიკურად უფრო მოსახერხებელი) რხევების ჯამი. ამასთან, ითვლება, რომ ყოველი ელემენტარული რხევა იძულებითია, ანუ მისი პერიოდი ტოლია აღმგზნები ძალის პერიოდის და რომ ეს რხევები გეომეტრიულად იკრიბება, რომ ხდება ტალღების ერთმანეთზე დადება და ჯამი განაპირობებს შედეგობრივ რხევას, რომელიც თითქმის ზუსტად იმეორებს მოქცევის დონის სვლის რეალურ მრუდს.

ცალკეული ჰარმონიული რხევა აღიწერება ფორმულით:

$$h = R(\cos tqt - \xi), \qquad (10.4)$$

სადაც t არის დრო, q არის კუთხური სიჩქარე, R არის ელემენტარული ჰარმონიული ტალღის ამპლიტუდა და ξ არის მისი საწყისი ფაზა. კუთხური სიჩქარე განისაზღვრება ელემენტარული ტალღის პერიოდით $2\pi/\tau$ და დაკავშირებულია სისტემის დედამიწა-მთვარე-მზე მოძრაობასთან, ხოლო სიდიდეები R და ξ შედგებიან ორი ელემენტისგან: ერთი – ასტრონომიული, რომელიც განისაზღვრება შესაბამისი ცხრილებიდან და მეორე – რომელიც დგინდება დაკვირვებებით და რომელიც დაკავშირებულია პუნქტის ადგილობრივ გეოგრაფიულ პირობებთან. ჰარმონიული ანალიზის ამოცანაც მდგომარეობს სწორედ რომ R და ξ სიდიდეების ამ ორ ნაწილად დაყოფაში და ჰარმონიული მუდმივების მიღებაში, რომლებიც R და ξ სიდიდეებისგან განსხვავებით, არ იქნებიან დამოკიდებული დროზე.

დაყოფის შემდეგ ფორმულა (10.4) გარდაიქმნება შემდეგ გამოსახულებად:

$$h = fH\cos[qt + (v_0 + u) - K), \quad (10.5)$$

სადაც H და K ჰარმონიული მუდმივები არიან: ელემენტარული ტალღის ამპლიტუდა (მ) და ფაზა (გრადუსი), (v_0+u) – არგუმენტის ასტრონომიული ნაწილია, f – მამრავლია, რომელიც ასევე, დამოკიდებულია ასტრონომიულ პირობებზე, ხოლო q – კვლავ ტალღის კუთხური სიჩქარეა, რომელიც ტოლია სიდიდის $2\pi/\tau$. ყოველ ელემენტარულ ტალღას საკუთარი პარამეტრები აქვს, რომელთაგან მთავარია – მოცემული ტალღის პერიოდი (კუთხური სიჩქარე) და ამპლიტუდა. ეს პარამეტრები განისაზღვრება მრავალი ასტრონომიული სიდიდის დახმარებით: მთვარის ორბიტის ექსცენტრისიტეტი, მთვარის დახრილობა

ეკვატორისკენ, მთვარის საშუალო გრძედი და სხვ. გარდა ამისა, მნიშვნელობა აქვს დაკვირვების ადგილის განედს. მოქცევის სიმაღლის საკმაოდ ზუსტი, მაგრამ არასრული განტოლება შეიცავს 37 წევრს, რომელთაგან ყოველი აღწერს ელემენტარულ ჰარმონიულ ტალღას *i*. თუ ყველას შევაჯერებთ, მივიღებთ დონის სვლის რეალურ მრუდს:

$$h = \sum_{i=1}^{n} f_i H_i \cos[q_i t + (v_0 + u)_i - K_i), \quad (10.6)$$

ამ ფორმულის მიხედვით შეიძლება, გამოვთვალოთ დონის ცვალებადობა დროში – ჰარმონიული მუდმივების საიმედოობის შესამოწმებლად, და წინ – მოქცევის წინასწარი გაანგარიშებისთვის. დონის ჰარმონიული რყევები – კოსინუსოიდები – შეიძლება, გამოვთვალოთ დროის ნებისმიერი ხანგრძლივობის მონაკვეთისთვის. ყველა 37 განტოლების ჰარმონიული მუდმივების მისაღებად საჭიროა დონის ყოველ საათობრივი მნიშვნელობების ცოდნა 19 წლის მანძილზე, რაც ყოველთვის შესაძლებელი არ არის.

პრაქტიკაში ჩვეულებრივ, შემოიფარგლებიან რვა ჰარმონიკით. დანარჩენების ამპლიტუდები ძალიან მცირეა და ისინი დონეზე უმნიშვნელოდ მოქმედებენ.

რვა და ზოგჯერ მეტი ტალღის პარამეტრის მიხედვით, წინასწარ გამოთვლიან სავსე და მცირე წყლების სიმაღლეებსა და მომენტებს, ხოლო ზოგიერთი პუნქტისთვის – მოქცევის სიმაღლესაც წყლის ყოველი დღის ყოველ საათში და ადგენენ ცხრილებს. ცხრილები "წელიწდეული" ან "მოქცევების ცხრილები" გამოიცემა ყოველ წელს და მათ შედგენას დიდი დრო და ძალისხმევა სჭირდება. დუდსონმა და ვარბურგმა წინასწარი გაანგარიშების გაცილებით მარტივი მეთოდი შემოგვთავაზეს, რომელიც იძლევა შეუდარებლად ხანმოკლე – მხოლოდ ორი დღე-ღამის ხანგრძლივობის დაკვირვებების ჩატარების საშუალებას. დუვანინმა, რომელმაც აღნიშნული მეთოდი განავითარა, შემოგვთავაზა "მუდმივი მოქმედების" მოქცევის ცხრილები, რომელთა ყოველწლიურად ხელახლა გამოცემა საჭირო არ არის. მართალია, პრაქტიკაში ისინი ნაკლებ მოსახერხებელია, სამაგიეროდ, მეტად ხელსაყრელია.

მითითებული პრინციპებით ადგენენ მოქცევის დინებების ცხრილებსაც. მათ შესადგენად იყენებენ გაშლილ ზღვაში სადგურებზე დინებებზე ხანგრძლივ დაკვირვებებს. დაკვირვებათა შედეგებს ამუშავებენ ჰარმონიული ანალიზის იგივე მეთოდით, იღებენ ჰარმონიულ მუდმივებს და მათი გამოყენებით წინასწარ გაითვლიან დინებებს.

მოქცევის ტალღის გავრცელების სურათი კარგად ჩანს კოტიდალური ხაზების ან უბრალოდ, კოტიდალურ რუკებზე. სახელწოდება “კოტიდალური ხაზები” ან უფრო მოკლედ, “კოტადალები” აღებულია ინგლისური სახელწოდებიდან cotidal (tide – მოქცევა, cotidal – თანამოქცევის). კოტიდალები – ეს იზოხაზებია, რომლებიც აერთებს წერტილებს, რომლებშიც სავსე წყალი დგება ერთსა და იმავე დროში. რუქებს აგებენ სანაპირო დაკვირვებების მონაცემებით და ფსკერის რელიეფის გათვალისწინებით, ტალღის გავრცელების სიჩქარის ფორმულის ($c = \sqrt{gH}$) გამოყენებით. შესაძლებლობის შემთხვევაში იშველიებენ გაშლილ ზღვაში თვითმწერის (მარეოგრაფების) მონაცემებსაც, რომლებიც იწერენ დონის სვლას ნაპირიდან შორს. კოტიდალები როგორც წესი, ტარდება 1 სთ ინტერვალით და ინომრება 0-დან 12-მდე ან 24 საათამდე “მოქცევების ცხრილის” გამოყენებით, სადაც მიეთითება სავსე წყლის დადგომის დრო ძირითად პუნქტში (ნულოვანი კოტიდალი).

კოტიდალური რუქა, ერთის მხრივ, იძლევა მოქცევის ტალღის გავრცელების სურათს – მოქცევის ღარტაფის თანმიმდევრული მდგომარეობები ყოველ ერთ საათში ერთხელ, ხოლო მეორეს მხრივ, მოცემულ მომენტში მოქცევის ერთნაირი ფაზების მდგომარეობის სურათს, რომლებიც ერთმანეთისგან განსხვავდება თითო საათით, ანუ თუ კოტიდალზე მითითებულია “0” და მოცემულ მომენტში დაიკვირვება სავსე წყალი, კოტიდალზე თუ მითითებული იქნება “6”, ადგილი ექმნება მცირე წყალს.

კოტიდალურ რუქებს აგებენ მოქცევის ტალღის (დღე-ღამური, ნახევარ დღე-ღამური და სხვ.) ცალკეული მდგენელებისთვისაც მათი ჰარმონიული მუდმივების გამოყენებით. რუქებზე ასევე, აღნიშნავენ მოქცევების ხასიათს, მათ სიდიდეს (რიცხვით ან პირობითი ნიშნით), ზღვის ზედაპირის რელიეფს (იზოჰიპსების რუქები).

მსოფლიო ოკეანეში მოქცევების კვლევამ უკანასკნელ პერიოდში უდიდესი შესაძლებლობები შეიძინა დედამიწის ხელოვნური თანამგზავრიდან ოკეანის დონის მდგომარეობის ალტრიმეტრული გაზომვების წყალობით.

10.7. მოქცევები შემოსაზღვრულ წყალსატევში. სეიშები

მოქცევის წარმომქმნელი ძალა წარმოშობს მოქცევის ტალღას, რომელიც თავისი ბუნებით იძულებითია, მაგრამ შეიძლება, გავრცელდეს, როგორც თავისუფალი მოქცევის ტალღა, რასაც ეფუძნება კოტიდალური რუქების აგება. წარმოიშვება რა ერთ რაიონში, იგი შეიძლება, გადაადგილდეს მეორეში, სადაც

შეიძლება, გამოიწვიოს მოქცევითი რყევები ახლა უკვე მოქცევის გამომწვევი ძალის უშუალო ზემოქმედების გარეშე. ასეთ მოქცევას ეწოდება "ინდუცირებული". სწორედ ინდუცირებული მოქცევა არსებობს მაგალითად, თეთრ ზღვაში, რომელიც არ არის დიდი ზომებით. დიდ წყალსატევში შეიძლება, ადგილი ჰქონდეს მოქცევით რყევებს მოქცევის გამომწვევი ძალის უშუალო ზემოქმედებით, ანუ საკუთარი მოქცევა. ამ შემთხვევაში წყლის ზედაპირი ასწრებს ისეთი მდგომარეობის მიღებას, რომელიც თანაბრად მოქმედი მიზიდულობისა და მოქცევის წარმომქმნელი ძალების პერპენდიკულარულია. რადგან ეს უკანასკნელი პერიოდულად იცვლება, ასევე პერიოდულად შეიცვლება წყალსატევის ზედაპირის მდგომარეობაც, რაც აღინიშნება მოქცევითი ხასიათის დონის რყევებით ნაპირებზე, მაგრამ უკვე არა წინსვლითი ტალღის, არამედ მდგომი ტალღის სახით.

საკუთარი მოქცევის მაგალითად შეიძლება, გამოდგეს მოქცევა შავ ზღვაში. ზღვის სიგრძე (დაახლოებით 1000 მ) საკმარისად დიდია მოქცევის წარმომქმნელი ძალის მოქმედების გამოსავლენად და ამავე დროს არ არის საკმარისი იმისთვის, რომ ჩაითვალოს, რომ ეს ძალა ზღვის აკვატორიაზე უცვლელია და შესაბამისად, ზღვის დონე დროის ყოველ მოცემულ მომენტში წონასწორობაშია, ხოლო წყლის მთელი მასა რხევით მოძრაობაშია. ასეთი სახის რხევებს ეწოდება სეიშები. მოცემული მდგომი ტალღები მიეკუთვნებიან გრძელი ტალღების ტიპს, მათი რხევების პერიოდი კი დამოკიდებულია წყალსატევის ზომაზე:

$$\tau = \frac{2L}{\sqrt{gH}}, \quad (10.7)$$

სადაც L სიგრძეა, H აუზის სიღრმეა. მოცემული ფორმულა, რომელსაც მერიანის ფორმულა ეწოდება, იძლევა საშუალებას, განისაზღვროს საკუთარი რხევების პერიოდი ცალკეული აუზების წყლებში – ყურეებში, ზღვის ნაწილებში და ტბებში. შავი ზღვის შემთხვევაში, სადამდეც ოკეანით გამოწვეული მოქცევა ვერ აღწევს, საკუთარი მოქცევის სიდიდე შეიძლება, იყოს 12 სმ-მდე გარე საზღვრებზე: ბათუმი აღმოსავლეთში და ბურგასი დასავლეთში. ამასთან, როდესაც აღმოსავლეთით სავსე წყალია, დასავლეთით მცირე წყალია და პირიქით.

საკვანძო ხაზი კი დონის რყევის სრული არარსებობის პირობებში ძევს დაახლოებით ზღვის შუაგულში ყირიმის სამხრეთ სანაპიროზე, სარიჩის კონცხის მერიდიანზე.

დარვინი ვარაუდობდა, რომ არა მხოლოდ შავი ზღვის, არამედ 2000 მეტრამდე სიგრძის წყალსატევების შემთხვევაშიც შეიძლება, ჩაითვალოს, რომ

ზღვის დონე ასწრებს, დაემორჩილოს მოქცევის წარმომქმნელ ძალას და მოვიდეს წონასწორობის მდგომარეობაში.

ფაქტიურად, მსოფლიო ოკეანის ყოველ წერტილში დონის მოქცევითი რყევები გამოწვეულია ადგილობრივი და ინდუცირებული მოქცევების დამთხვევით, მხოლოდ სხვადასხვა ადგილზე ამ ორიდან ერთი დომინირებს. თუ იძულებითი მოქცევისა და თავისუფალი ადგილობრივი მოქცევის პერიოდები ერთმანეთს ემთხვევა, წარმოიშვება რეზონანსი, რომელიც აძლიერებს მოქცევის რყევებს. სწორედ ასე განიხილავენ მოქცევების საერთო განაწილებას მსოფლიო ოკეანეში. ზოგადი წარმოდგენა მსოფლიო ოკეანეში მოქცევების შესახებ მოცემულია ოკეანეების ატლასებზე, სადაც ნაჩვენებია მოქცევის ხასიათი და მისი სიდიდე.

მოქცევების შესწავლის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი მიმართულებაა მოქცევის დონისა და მიმდინარეობის პროგნოზის დაზუსტება. გარდა დონისა და მიმდინარეობის მოქცევითი რყევების ცხრილებისა და ატლასებისა, რომლებიც წინასწარ გამოითვლება ჰარმონიული მუდმივებისა და ასტრონომიული არგუმენტების გამოყენებით, საჭიროა მხედველობაში იქნას მიღებული ადგილობრივი პირობები და ქარის ზემოქმედება, რამაც შეიძლება, მნიშვნელოვნად იმოქმედოს წყლის დონეზე.

თავი 11. ზღვის დინებები

11.1. დინების წარმომქმნელი ძალები. ზღვის დინებების კლასიფიკაცია

დინებები ოკეანეში წარმოიქმნება და არსებობს ხახუნისა და სიმძიმის ძალის ზემოქმედებით. დინებებიც შესაბამისად, იყოფა ფრიქციულ და გრავიტაციულ დინებებად.

რაც შეეხება დინების წარმომქმნელ მიზეზებს, ისინი შეიძლება სხვადასხვა იყოს: ქარი, სიმკვრივეთა სხვაობა, ატმოსფერული წნევით ან მდინარის წყლის ნაკადით წარმოშობილი დონეების სხვაობით და სხვა. ამ ფაქტორების ზემოქმედებით მოძრაობაში მოდის ზღვის წყალი, რომელიც იძენს წინსვლით ხასიათს. თუ მიზეზები, რომლებიც იწვევს წყლის წინსვლით მოძრაობას, ხანმოკლე მოქმედებისაა, გადატანა არ არის დიდი და დინებები არის ეპიზოდური, ხანმოკლე – ეს შემთხვევითი დინებებია.

თუ დინების განმსაზღვრელი ფაქტორი მოქმედებს ხანგრძლივად, მდგრადად, წარმოიქმნება ე.წ. მუდმივი დინება, რომლის წრფივი მასშტაბი 1000 კმ-ის რიგისაა. სწორედ ასეთი დინებებით ხდება წყლის მიმოცვლა ოკეანის სხვადასხვა ნაწილებში, სწორედ ამ დინებებს გადააქვთ სითბო და მარილები, ანუ უზრუნველყოფენ მსოფლიო ოკეანის ერთიანობას.

დინებებზე მოქმედებს არა მხოლოდ მათი გამომწვევი ძალები, არამედ მეორეული ძალებიც, რომლებიც წარმოიქმნება დინების წარმოქმნასთან ერთად: შიდა ხახუნის ძალა (სიბლანტე) და კორიოლისის ძალა. ეს ძალები თავად არ იწვევენ დინებებს, მაგრამ მოქმედებენ არსებულ დინებაზე. ხახუნის ძალა დინების საზღვრებზე ამუხრუჭებს დინებას, შთანთქავს რა დინების კინეტიკური ენერგიის ნაწილს, ხოლო კორიოლისის ძალა აიძულებს დინებას, გადაუხვიოს აღებული მიმართულებიდან ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში მარჯვნივ, ხოლო სამხრეთ ნახევარსფეროში – მარცხნივ.

ყველაზე კარგად დღეისათვის შემუშავებულია დინებების ორი თეორია: ეკმანის თეორია ფრიქციული დინებების შესახებ და ბერკნესის თეორია სიმკვრივული დინებების შესახებ.

11.2. ქარისმიერი დინებების თეორია

დინების ნებისმიერი თეორიის საფუძველს წარმოადგენს ჰიდროდინამიკის განტოლებები, რომლებიც ყოველ კონკრეტულ შემთხვევაში მარტივდება მოცემული

ამოცანის შესაბამისად. ეკმანმა მთელი სისტემიდან მხოლოდ ორი განტოლება გამოარჩია, რომლებშიც განხილული იყო ორი, ერთმანეთის გამაწონასწორებელი ძალა: ხახუნის და კორიოლოსის:

$$\frac{\mu}{\rho}\cdot\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = -2\omega\upsilon\sin\varphi,$$
$$\frac{\mu}{\rho}\cdot\frac{\partial^2 \upsilon}{\partial z^2} = 2\omega u\sin\varphi, \qquad (11.1)$$

სადაც μ - სიბლანტის დინამიკური კოეფიციენტია, ρ - წყლის სიმკვრივეა, u და υ - სიჩქარის კომპონენტებია x და y კოორდინატთა ღერძების გასწვრივ, ღერძი z მიმართულია ქვემოთ, ω - დედამიწის ბრუნვის კუთხური სიჩქარეა. ეკმანმა განტოლებები შეადგინა ამოცანის პირობების მიხედვით, რომელთა ფორმულირებაც მოახდინა ნანსენმა ჩრდილოეთ ყინულოვან ოკეანეში "ფრამეს" დრეიფის ანალიზის დასკვნების საფუძველზე: მან ივარაუდება სწორი, უსაზღვრო, განუსაზღვრელი სიღრმის ოკეანე, რომელიც არის ერთგვაროვანი სიმკვრივისა და სიბლანტის. ქარიც უსაზღვრო და მუდმივია, მოძრაობა კი დადგმული (სტაციონარული). ასეთ ძლიერ გამარტივებულ პირობებში ამოხსნაც ძალიან მარტივია:

$$u = V_0 e^{-az}\cdot\cos(\frac{\pi}{4} - az),$$
$$v = V_0 e^{-az}\cdot\sin(\frac{\pi}{4} - az) \qquad (11.2)$$

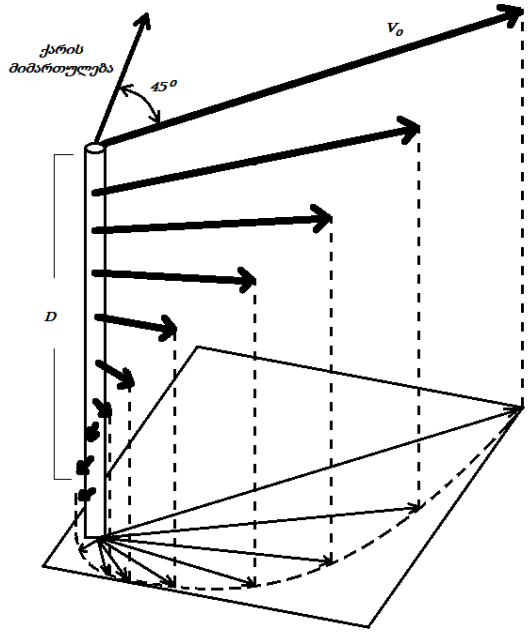
სადაც V_0 დინების სიჩქარეა ოკეანის ზედაპირზე და $a = \sqrt{\rho\omega\sin\varphi/\mu}$.

განტოლებებიდან ჩანს, რომ დინება ზედაპირზე იხრება ქარის მიმართულების საწინააღმდეგო მიმართულებით (იგი მიღებულია ორდინატის ღერძის გასწვრივ), ანუ υ კომპონენტის მიმართულებით, 45° ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში მარჯვნივ, ხოლო სამხრეთ ნახევარსფეროში – მარცხნივ. სივრცული მრუდის პროექცია ოკეანის ზედაპირზე, რომელიც გადის სიჩქარის ვექტორების ბოლოებზე (მომვლები), გამოიხატება ლოგარითმული სპირალით – ეკმანის სპირალით (სურ. 11.1).

ჰორიზონტზე $z = \pi / a$ დინებას აქვს ზედაპირული მიმართულების საწინააღმდეგო მიმართულება, ხოლო მისი სიჩქარე ტოლია ზედაპირული სიჩქარის 1/23-ს (დაახლოებით 4%), ანუ სიჩქარე პრაქტიკულად მიილევა (უნდა გავიხსენოთ ასეთივე კანონზომიერება ღელვის დროსაც). ეს ჰორიზონტი $z = D$, რომელსაც ხახუნის სიღრმე ეწოდება, გამოითვლება ფორმულით:

$$D = \frac{\pi}{a} = \pi\sqrt{\frac{\mu}{\rho\omega\sin\varphi}}, \qquad (11.3)$$

მთელ ფენას კი ეწოდება ეკმანის ანუ ხახუნის ფენა.



სურ 11.1 ქარისმიერი დინების სტრუქტურის სქემა

ხახუნის სიღრმე ამგვარად, დამოკიდებულია განედზე. იგი იცვლება პოლუსზე მინიმალური მნიშვნელობიდან მაქსიმალურ მნიშვნელობამდე (უსასრულობამდე) ეკვატორზე, სადაც განედის სინუსი ტოლია 0-ის. ეს ნიშნავს, რომ თეორიულად ქარისმიერი დინება ეკვატორზე უნდა ვრცელდებოდეს ფსკერამდე, რაც ბუნებაში არ არსებობს. ქარისმიერი დინების ფენის სისქე პრაქტიკულად შემოსაზღვრულია რამდენიმე მეტრით.

დარჩა გასარკვევი, თუ რა მიმართულებით ხდება მთელი ფენის წყლის გადატანა, თუ დინებები სხვადასხვა ჰორიზონტზე სხვადასხვა მიმართულების არის. პასუხის მოძიება შეიძლება ჰორიზონტებზე დინების სიჩქარის კომპონენტის

დიფერენციალური განტოლებების ინტეგრირებით ვერტიკალზე. რის შედეგადაც მივიღებთ გამოსახულებას წყლის მთელი F ნაკადისთვის:

$$F_x = \int_0^\infty u dz = \frac{V_0 D}{\pi\sqrt{2}}; F_y = 0. \quad (11.4)$$

აღმოჩნდა, რომ წყლის გადატანა ქარისმიერ დინებაში, ეკმანის თანახმად, ხდება არა ქარის, არამედ მისი პერპენდიკულარული მიმართულებით, აბსცისთა ღერძის გასწვრივ. ეს ადვილი გასაგებია, რადგან თეორიას საფუძვლად უდევს ხახუნის ძალისა და კორიოლისის ძალის წონასწორობის დაშვება (ხახუნის ძალა მიმართულია ორდინატთა ღერძის გასწვრივ "ზემოთ"). ეს ნიშნავს იმას, რომ უკანასკნელი (კორიოლისის ძალა) მიმართული უნდა იყოს ორდინატთა ღერძის გასწვრივ უარყოფითი მნიშვნელობების მიმართულებით ("ქვემოთ"). ამისთვის კი მასის გადატანა მიმართული უნდა იყოს აბსცისთა ღერძის გასწვრივ დადებითი მიმართულებით (ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს შემთხვევაში), ანუ მარჯვნივ.

ეკმანის თეორია ასევე, იძლევა ქარის W სიჩქარის, V_0 დინებისა და T ტანგენციალური ხახუნის კავშირის ფორმულის მიღების საშუალებას:

$$V_0 = \frac{T}{\sqrt{2\mu\rho\omega\sin\varphi}} = \frac{0{,}0127W}{\sqrt{\sin\varphi}}. \quad (11.5)$$

ეკმანმა თეორიის საფუძვლები ჯერ კიდევ 1905 წელს ჩამოაყალიბა. შემდეგში მოცემული თეორია დაამუშავეს როგორც ეკმანმა, ისე სხვა სწავლულებმა. თეორიის დახვეწა დღესაც გრძელდება.

პირველ რიგში ეკმანმა საკუთარი თეორია გამოიყენა საზღვრული სიღრმის ზღვისთვის. ამასთან, აღმოჩნდა, რომ ამოხსნა დამოკიდებულია ძირითად არგუმენტზე H/D- ფარდობა ადგილის სიღრმესა და ხახუნის სიღრმეს შორის. მასზეა დამოკიდებული სიჩქარეც, მისი ქარისგან გადახრის კუთხეც და მრუდის ფორმაც. როდესაც $H/D = 0{,}25$, დინების გადახრის კუთხე ზედაპირზე არის 21,5°; როდესაც $H/D = 0{,}1$, კუთხე 5°-ზე ნაკლებია, ზედაპირიდან სიღრმისკენ მიმართულება მცირედ იცვლება, ხოლო როდესაც $H/D < 0{,}1$, მიმართულება ყველა ფენაში ერთნაირია. სიჩქარე ფსკერთან 0-ს უტოლდება.

ნაპირთან ახლოს ქარისმიერი დინების სტრუქტურა გართულებულია. იდეალურ შემთხვევაში, როდესაც ნაპირი წარმოადგენს ვერტიკალურ სიბრტყეს,

კედელს სიმაღლით > 2D და ფსკერი მოცემული კედლის პერპენდიკულარულია, იქმნება დინებათა სამფენოვანი სისტემა. ზედა ფენას სიღრმით D აქვს ეკმენის სპირალის ნორმალურად განვითარებული სტრუქტურა, მის ქვეშ ძევს ფენა დინების ერთგვაროვანი სიჩქარით, რომელიც მიმართულია ნაპირის გასწვრივ, - ეს გრადიენტული დინებაა. ფენაში ფსკერიდან D მანძილზე ზემოთ (ხახუნის ქვედა ფენა) დინების სიჩქარე მცირდება და იცვლის მიმართულებას იგივე სპირალის მიხედვით შუალედური ფენის დინების სიჩქარის მნიშვნელობიდან მცირდება და ფსკერზე აღწევს 0-ს.

თავთხელ ნაპირებთან, სადაც H/D<0,25, მაქსიმალური მოდენა-მიდენის ეფექტს ქმნიან ქარები, რომელთა მიმართულებაც ნორმალურია ნაპირთან მიმართებაში, ხოლო ნაპირის გასწვრივი ქარები იქნება ნეიტრალური მოქმედების.

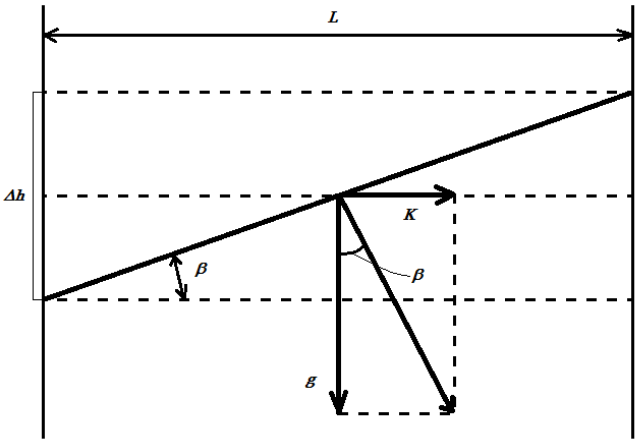
ეკმანის თეორიაზე დაყრდნობით სწავლობდნენ და დღესაც სწავლობენ ქარისმიერ დინებებს. მაგალითად, შემუშავდა ქარისმიერი დინებების თეორია პატარა ზღვებისთვის – სხვადასხვა ფორმის უსაზღვრო და შემოსაზღვრული ზღვებისთვის. დადგენილია ატმოსფერული ცირკულაციის როლი მსოფლიო ოკეანის წყლების ცირკულაციის ფორმირებაში. დადგინდა, რომ ხანმოკლე ქარის მოქმედების პირობებში წარმოიქმნება წმინდა ქარისმიერი დინება (ზოგჯერ მას წმინდა დრეიფულ დინებას უწოდებენ), რომლის დროსაც სიმკვრივის ველი არ იცვლება. თუ ქარი ხანგრძლივი მოქმედების არის და ხდება სიმკვრივის ველის გადაწყობა, დინებას განსხვავებული სტრუქტურა აქვს (მოქმედებს სიმკვრივის ძალები). ამ დინებებს უწოდება დრეიფული. მასში წყლის სიმკვრივე ისეა გადანაწილებული, რომ ნაკლები სიმკვრივის წყალი აღმოჩნდება ნაკადის მარჯვენა მხარეს, ხოლო მეტი სიმკვრივის წყალი აღმოჩნდება მარცხენა მხარეს (ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში), რის შედეგადაც ადგილი აქვს დონის დახრას, ხოლო სიმკვრივის განაწილების უთანაბრობის შედეგად წარმოიქმნება მკვრივი დინება.

11.3. მკვრივი დინება

მსოფლიო ოკეანის ეკვატორულ ოლქში წყლის სიმკვრივე ნაკლებია და შესაბამისად, ხვედრითი მოცულობა უფრო მეტია, ვიდრე პოლარულ რაიონებში. შედეგად, წყლის დონე ეკვატორთან უფრო მაღალია, ვიდრე მაღალ განედებზე. აღნიშნული იწვევს წყლის მოძრაობას დახრილი კუთხით, ანუ ეკვატორიდან პოლუსებისკენ. ერთდროულად იწყებს მოქმედებას ხახუნისა და კორიოლისის ძალები და ნაპირების მოხაზულობა და ფსკერის რელიეფი; აღნიშნულს ემატება

ქარების გლობალური სისტემა. ყველა ეს ფაქტორი განაპირობებს ოკეანის წყლების საერთო ცირკულაციას.

განვიხილოთ სიმკვრივეთა განსხვავებების როლი დინებების წარმოქმნაში.



სურ. 11.2. წყლის ზედაპირის დახრილობის გაანგარიშების სქემა ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში.

ნაკადის ზედაპირის ყოველ ერთეულ მასაზე მოქმედებს სიმძიმის ძალა g და კორიოლისის ძალა K (ერთეული მასის შემთხვევაში შემოვიფარგლებით აჩქარებებით). ამიტომ ზედაპირი ისეა დახრილი, რომ იგი პერპენდიკულარულია ერთნაირად მოქმედი ორივე ძალის. დახრის კუთხეს ადგენენ ფორმულით:

$$tg\beta = \frac{K}{g} = \frac{\Delta h}{L}\frac{1}{2}2\omega v \sin\varphi. \qquad (11.6)$$

საიდანაც ვპოულობთ ნაკადის სიჩქარეს:

$$v = gtg\beta / 2\omega \sin\varphi = g\Delta h / 2\omega L \sin\varphi. \qquad (11.7)$$

ამგვარად, ნაკადის მარჯვნივ დონე უფრო მაღალი იქნება, ვიდრე მარცხნივ. ეს ზრდის წყლის სვეტის სისქეს და შესაბამისად, წნევასაც ქვემოთ მდებარე ჰორიზონტებზე, მათ შორის ათვლის ზედაპირზეც (იხ. ქვემოთ). ამასთან, საანგარიშო ათვლის ზედაპირი უნდა იყოს იზობარული. ამიტომ მარჯვენა მხარეს წყლის სიმკვრივე უნდა იყოს ნაკლები, ვიდრე მარცხენა მხარეს, ანუ უნდა ხდებოდეს სიმკვრივეთა გადანაწილება. სწორედ ამ მოვლენაზეა დაფუძნებული დინებების შესწავლის დინამიური მეთოდი, რომელიც ქვემოთ არის აღწერილი.

Δh გადამეტების გაზომვა ზღვის ზედაპირზე საკმარისი სიზუსტით შეუძლებელია, მაგრამ შეიძლება მისი მიახლოებით პოვნა, თუ ვისარგებლებთ XX საუკუნის დასაწყისში ბერკნესის მიერ ატმოსფეროსთან დაკავშირებით შემოთავაზებული დინამიური მეთოდით. სანდსტრემმა და ჰელანდ-ჰანსენმა სახე უცვალეს მოცემულ მეთოდს და მოარგეს იგი ოკეანის პირობებს. დინამიური მეთოდის ფართო გამოყენებას ხელი შეუწყო ზუბოვის ნაშრომებმა, რომელმაც გააფართოვა მისი

მნიშვნელობა და შემოგვთავაზა გაანგარიშების ძალიან მარტივი მეთოდი. მოცემული მეთოდი იყენებს სიმძიმის ძალის მუშაობის ერთეულებს (დინამიკურ დეციმეტრს), ანუ ეს არის მუშაობა, რომელიც იხარჯება ერთი ტონა მასის აწევაზე 1/9,8 მ სიმაღლეზე, ე.ი. მიახლოებით ერთ დეციმეტრზე (*SI* სისტემის ერთეულებში იგი ტოლია 1 კჯ). დინამიკური D და გრძივი h მეტრებით სიდიდით გაზომილ სიღრმეებს შორის თანაფარდობა ჩაიწერება შემდეგნაირად: $D = 0{,}1gh$. სიღრმე შეიძლება გაიზომოს წნევის ერთეულებშიც – დეციბალებში (სი სისტემაში 10^4 პა): $p = 0{,}1gh/a$, სადაც a წყლის ხვედრითი მოცულობაა. სამივე სიდიდეს შორის არსებული კავშირი ჩაიწერება შემდეგნაირად:

$$D = 0{,}1gh = pa; \quad p = \frac{D}{a} = \frac{0{,}1gh}{a}; \quad h = \frac{10D}{g} = \frac{10pa}{g}. \qquad (11.8)$$

ეს ნიშნავს, რომ 35‰ მარილიანობისა და 0° ტემპერატურის წყლის შემთხვევაში 1 მ სიღრმეს შეესაბამება 0,98 დინამიკური მეტრი მუშაობა და 1,01 დეციბალი წნევა (101 გპა). საზოგადოდ, ამ სიდიდეების რიცხვითი მნიშვნელობები ნებისმიერ ტემპერატურაზე და ნებისმიერი მარილიანობის შემთხვევაში მერყეობს 3%-ის ფარგლებში. ეს იძლევა ერთგვაროვან ერთეულებში მიღებული რიცხვების სხვა რიცხვებით შეცვლის შესაძლებლობას მხოლოდ დასახელებების შეცვლით: გრძივი მეტრებით გაზომილი ჰორიზონტები შეიძლება, ჩაითვალოს მოცემულად დეციბალებში.

ოკეანის კონკრეტულ უბანზე დინებების სისტემის დასადგენად საჭიროა სადგურების საკმარისად მჭიდრო ბადე, ხოლო ყოველი სადგურისთვის საჭიროა დინამიკური სიმაღლის გამოთვლა, მისი ათვლით რომელიმე ათვლითი (ნულოვანი) იზობარული ზედაპირიდან ზევით, რომელიც ჩაითვლება ათვლის საწყის წერტილად ყველა სადგურისთვის. ოკეანის შემთხვევაში ხშირად იღებენ 1500 დეციბალის, ანუ 1500მ იზობარს, რადგან იგი წარმოადგენს მთავარი თერმოკლინის ფენას (ზღვის შემთხვევაში იგი ნაკლებიც კი აიღება). დინამიკური სიმაღლეების გამოთვლა ძნელი არ არის წყლის ტემპერატურისა და მარილიანობის მიხედვით ყოველ ჰორიზონტზე ფორმულით: $D = pa$. შემდეგ რუკაზე დაიტანება სიმაღლეების ყველა მნიშვნელობა სანტიმეტრებში (ან მილიმეტრებში) და ატარებენ იზოხაზებს, რომელთაც დინამიკური ჰორიზონტალები ეწოდება. თეორიულად ისინი წარმოადგენს დენის ხაზებს, ამასთან, წყლის მოძრაობის მიმართულება ისეთია, რომ უდიდესი სიმაღლე ძევს მოძრაობის მარჯვნივ. ხაზებს შორის მანძილი სიჩქარის უკუპროპორციულია. ამიტომ იგი შეიძლება, გამოითვალოს დინამიკური

სიმაღლეების სხვაობით ორ წერტილში, რომლებიც ძევს L მანძილის დაშორებით ერთმანეთისაგან:

$$v = \frac{10\Delta D}{2\omega \sin\varphi \cdot L}. \quad (11.9)$$

დინამიკური და გრძივი მეტრების რიცხვითი მნიშვნელობების სიახლოვის გამო დინამიკური რუკები გვიჩვენებს ზღვის ზედაპირის ტოპოგრაფიას.

დინამიკური რუკები შედგენილია ყველა ოკეანისა და უამრავი ზღვისათვის. ისინი იძლევა სტაციონარული გეოსტროფიკული ცირკულაციის ზოგად სურათს, რომლის დროსაც შიდა ხახუნი ძალზედ მცირეა, ხოლო მოქმედი ძალა – წნევის გრადიენტი – გაწონასწორდება მხოლოდ კორიოლისის ძალით.

11.4. წყლის ცირკულაცია მსოფლიო ოკეანეში

მსოფლიო ოკეანეში წყლის ცირკულაციის გენერალური სქემა ასახავს მის ზედაპირზე რეალური დინებების მთავარ მახასიათებლებს. სურათზე 10.20 ნაჩვენებია ცირკულაციის სისტემის მთავარი ელემენტები: ზონალური და მერიდიანული, ციკლონური და ანტიციკლონური, სასაზღვრო, ფრონტების გამყოფი, დივერგენციისა და კონვერგენციის დინებები.

ზედაპირული ცირკულაცია მოიცავს ზედა ფენას 4°C იზოთერმის ზემოთ, ანუ 1,5 კმ მახლობლად და იგი ძირითადად განისაზღვრება ატმოსფერული ცირკულაციით, ქარით (ორი მესამედით). არც ქვედა ფენებია უმოძრაობის მდგომარეობაში. მათი მოძრაობა ნაწილობრივ გამოწვეულია ზედა ფენის მოძრაობით და ნაწილობრივ – ტემპერატურისა და მარილიანობის განსხვავებებით, ანუ ეს არის თერმოკალინური ცირკულაცია. მასების გადატანაში უპირატესია ცირკულაცია ზედა ფენაში. მასში მონაწილეობას იღებს წყლის სამჯერ მეტი მასა ქვედა ფენებთან შედარებით.

უნდა აღინიშნოს, რომ დინებების რეალური სურათი გაცილებით რთულია, ვიდრე სქემაზეა ნაჩვენები. უპირველეს ყოვლისა, მოძრაობა არაერთგვაროვანია წყლის მთელს სისქეში - სხვადასხვა ჰორიზონტზე მოძრაობის სხვადასხვა სიჩქარე და სხვადასხვა მიმართულება შეიძლება, დაიკვირვებოდეს. განსაკუთრებით საინტერესოა ეკვატორული ზედაპირის ქვეშა საწინააღმდეგო დინება. იგი გაედინება აღმოსავლეთისკენ მიმართულ, ვიწრო ნაკადად ეკვატორის სიბრტყეში, მოიცავს 1-2° განედს მისგან ჩრდილოეთით და სამხრეთით ჰორიზონტებზე 20-30 მ-

დან 150-200 მ-მდე, ძალიან დიდი სიჩქარის მქონე შუაწყლით დაახლოებით 75 მ ჰორიზონტზე. ამ ჭავლის გარშემო წყალი მიედინება დასავლეთის მიმართულებით. ნაკადი წარმოიქმნება ოკეანეების დასავლეთ ნაპირებთან, სადაც პასატურ დინებებს დიდი რაოდენობით წყალი მოაქვს. საწინააღმდეგო დინება წარიტაცებს ჭარბი წყლის გარკვეულ რაოდენობას; წყლის დანარჩენი რაოდენობა გადააქვს ზედაპირულ დინებებს ეკვატორიდან ჩრდილოეთითა და სამხრეთით.

გოლფსტრიმის ქვეშ არსებობს სიღრმული საწინააღმდეგო დინებები დაახლოებით 1000 მ სიახლოვეს ჰორიზონტებზე. ოკეანის ბევრ რაიონში იზოთერმებისა და იზოგალინების ჭრილებზე, განსაკუთრებით პოლარულ და პოლარულთან ახლოს რაიონებში შეიმჩნევა შედარებით თბილი და შედარებით ცივი, გამტკნარებული და მარილიანი წყლების "ენები". ეს შუალედური ფენები როგორც წესი, ადასტურებს დინების მიერ მოტანილი, ასეთი წყლების ადვექტიურ წარმომავლობას.

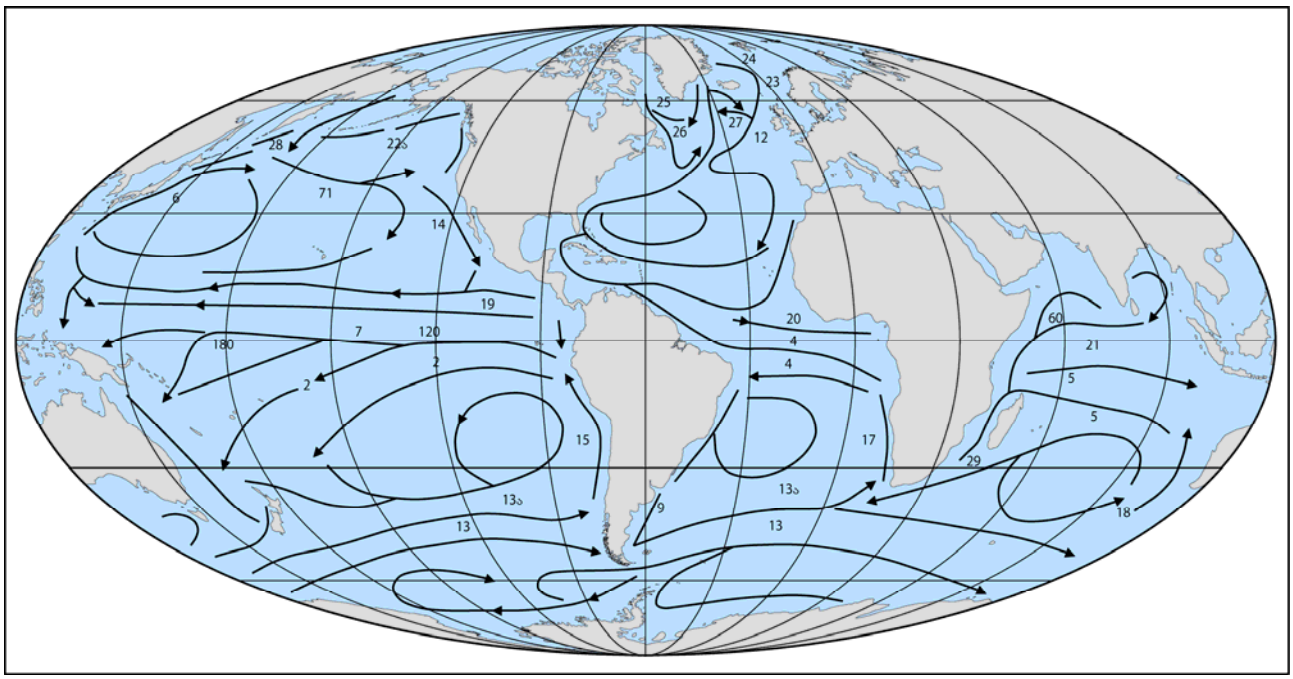
საწინააღმდეგო დინებები დაიკვირვება ოკეანის ზედაპირზეც, მაგალითად, საწინააღმდეგო დინებები გოლფსტრიმის აღმოსავლეთ კიდეებთან, კუროსიო.

ოკეანეების დასავლეთ განაპირა უბნებში ჭავლურ სასაზღვრო დინებებთან ახლოს აღმოჩენილია მეანდრები, რომლებიც მსგავსია მდინარის მეანდრებისა, მაგრამ გაცილებით მოძრავია. ასეთი მეანდრები ზოგჯერ გამოეყოფა დინების ძირითად ნაკადს გრიგალების სახით და დამოუკიდებლად არსებობს თვეობით, ზოგჯერ კი წლობითაც.

ოკეანის სივრცეებზე ხანგრძლივმა დაკვირვებებმა გვიჩვენა, რომ რომ ოკეანეში არსებობს სხვა წარმოშობის გრიგალებიც: ტოპოგენური, რომლებიც ფსკერის უსწორმასწოროობით არის გამოწვეული, სინოპტიკური, რომლებიც ატმოსფერულის მსგავსია. გრიგალები ვრცელდება მთელ ოკეანეში, მაგრამ უფრო ხშირად გვხვდება ჭავლური დინებების რაიონებში, როგორებიცაა გოლფსტრიმი, კუროსიო, აგულიანსი. სინოპიტკური გრიგალები ბრუნვის მიმართულების მიხედვით იყოფა ციკლონურად და ანტიციკლონურად, აქვს 100-300 კმ დიამეტრი და მოიცავს ასეული მეტრის სისქის წყლის ფენას. გრიგალები გადაადგილდება დღე-ღამეში რამდენიმე კილომეტრის სიჩქარით, ხოლო ორბიტაზე მოძრაობის (დინებების) სიჩქარე არის რამდენიმე ათეული სანტიმეტრი წამში. გრიგალების ენერგია აჭარბებს საშუალო ("მუდმივი") დინებების ენერგიას: ძლიერი დინებებისას 2-4-ჯერ, ხოლო სუსტი დინებებისას - 15-30-ჯერ. გრიგალები დიდ როლს ასრულებს წყლის მასების, სითბოსა და მარილების გადატანაში, გავლენას ახდენს ამინდსა და კლიმატზე. უკანასკნელი 20-30 წლის განმავლობაში მოპოვებულია

გრიგალებზე დაკვირვების უმდიდრესი მასალა და შემუშავებულია თეორიული კონცეფციები, მაგრამ უფრო დიდი განზოგადებები ჯერ კიდევ წინაა.

. 11.1 ცხრილში მოცემულია დინებათა სახელწოდებები და მოკლე დახასიათება.



სურ. 11.1 მსოფლიო ოკეანის დინებების სქემატური რუკა (გ. დიტრიხის მიხედვით). განმარტებები იხ. 11.1 ცხრილში

ცხრილი 11.1 მსოფლიო ოკეანის ძირითადი დინებები*

	სახელწოდება	ტემპერატურული გრადაცია	მდგრადობა	საშუალო სიჩქარე, სმ/წმ
		წყნარი ოკეანე		
1	ჩრდილო პასატური	ნეიტრალური	მდგრადი	80
6ა	მინდანაო	ნეიტრალური	მდგრადი	30
6	კუროსიო	თბილი	ძალზე მდგრადი	35
11	ჩრდილო წყნარი ოკეანის	ნეიტრალური	მდგრადი	35
22	ალიასკა	თბილი	მდგრადი	15
22ა	ალეუტის	ნეიტრალური	არამდგრადი	15
28	კურილო-კამჩატკის (ოიასინო)	ცივი	მდგრადი	25
14	კალიფორნიის	ცივი	არამდგრადი	12
19	პასატთაშორისო (ეკვატორული) ანტიდინება	ნეიტრალური	მდგრადი	50-130
2	სამხრეთ პასატური	ნეიტრალური	მდგრადი	95
7	აღმოსავლეთ-ავსტრალიის	თბილი	მდგრადი	20
	სამხრეთ წყნარი ოკეანის			
13ა	პერუს	ნეიტრალური	არამდგრადი	5
15	ელ-ნინიო	ცივი	სუსტად მდგრადი	10

15ა	ანტარქტიკის	თბილი	სუსტად მდგრადი	-
13	ცირკუმპოლარული	ნეიტრალური	მდგრადი	25-75

		ინდოეთის ოკეანე		
5	სამხრეთ პასატური	ნეიტრალური	მდგრადი	-
10	აგულიასის (ნემსის კონცხის)	თბილი	ძალზე მდგრადი	70
18	დასავლეთ-ავსტრალიის	ცივი	არამდგრადი	-
13	ანტარქტიკის პოლარული	ნეიტრალური	მდგრადი	25-75
		ჩრდილო ყინულოვანი ოკეანე		
23	ნორვეგიის	თბილი	მდგრადი	-
24	დასავლეთ-შპიცბერგენის	თბილი	მდგრადი	-
25	აღმოსავლეთ გრენლანდიის	ცივი	მდგრადი	50
25ა	დასავლეთ-გრენლანდიის	თბილი	მდგრადი	-
		ატლანტიკის ოკეანე		
3	ჩრდილო პასატური	ნეიტრალური	მდგრადი	25
8	გოლფსტრიმი	თბილი	ძალზე მდგრადი	75
12	ჩრდილო ატლანტიკის	თბილი	ძალზე მდგრადი	50
4ა	კანარის	ცივი	მდგრადი	50
27	ირმინგერა	თბილი	მდგრადი	-
26	ლაბრადორის	ცივი	მდგრადი	75
20	პასატთაშორისო ანტიდინება	ნეიტრალური	მდგრადი	75
4	სამხრეთ პასატური	ნეიტრალური	მდგრადი	95
9	ბრაზილიის	თბილი	მდგრადი	25
13ა	სამხრეთ ატლანტიკის	ნეიტრალური	მდგრადი	65
17	ბენგელის	ცივი	მდგრადი	25
19	ფოლკლენდის	ცივი	მდგრადი	-
13	ანტარქტიკის პოლარული	ნეიტრალური	მდგრადი	25

* ნომრები ცხრილში შეესაბამება ნომრებს რუკაზე სურ. 11.1

თავი 12. ოკეანეებისა და ზღვების ძირები

მსოფლიო ოკეანეს თითქოს-და უნდა ჰქონოდა გეოიდის ფორმა - ფიგურისა, რომელიც მცირედ განსხვავდება ბრუნვის სწორი ელიფსოიდისაგან, რასაც წარმოქმნის მიზიდულობის და ცენტრიდანული ძალები დედამიწის დღე-ღამური ბრუნვის გამო. გეოიდის განსხვავება სწორი გეომეტრიული ფიგურისაგან უპირველეს ყოვლისა განპირობებულია დედამიწის სხეულში მასების უთანაბრო განაწილებით; მიწის ქერქი ოკეანეების ქვეშ და მატერიკები აგებულია სხვადასხვა სიმკვრივისა და სხვადასხვა მოცულობის ქანებისაგან. გეოიდის ფორმაზე გავლენას ახდენს აგრეთვე საშუალო ატმოსფერული წნევის განსხვავებები. ოკეანის შეუშფოთებელი ზედაპირი მიღებულია როგორც ძირითადი, "ნულოვანი" - ხმელეთის სიმაღლეებისა და ოკეანის სიღრმეების ათვლისათვის. როგორც წინა მასალიდან ჩანს, ოკეანის არსებული ზედაპირი მუდმივად განიცდის შეშფოთებებს, რომლებიც გამოწვეულია ღელვით, მოქცევა-მიქცევებით, სიმკვრივეთა განსხვავებებით, ოკეანეში წყლის მოცულობისა და მასის ცვლებადობით. შეშფოთებებს გააჩნია სხვადასხვა პერიოდები და ამპლიტუდები, რაც უდიდეს სიძნელეებს ქმნის ზედაპირის დონის განსაზღვრაში. უკანასკნელ წლებში განვითარდა თანამგზავრული ალტიმეტრული გაზომვები, რომელთა საშუალებითაც შესაძლებელი გახდა თეორიული რეფერენც-გეოიდიდან ოკეანის არსებული ზედაპირის გადახრის აღმოჩენა ათეულ მეტრზე ორივე მხარეს. მიუხედავად ამისა, გეოიდი რჩება ექვიპოტენციურ ზედაპირად, რომელზეც ინახება სიმძიმის ძალის პოტენციალის ერთნაირი მნიშვნელობა.

დონის ყველა დეფორმაცია ხდება წონასწორობის მდებარეობასთან ახლოს, ამიტომ პერიოდული და შემთხვევითი ცვალებადობა შეიძლება გამოირიცხოს გასაშუალოების გზით. მაშინ რჩება მხოლოდ გარეშე ფაქტორების გავლენა. ოკეანის ზედაპირის სწორედ ასეთ რელიეფს გვიჩვენებს დინამიკური რუკა (იხ. სურ. 10.19). გაანგარიშებები გვიჩვენებს, რომ მსოფლიო ოკეანეში დონეთა ცვალებადობამ შეიძლება მიაღწიოს 2-3 მ-ს ათასობით კილომეტრის მანძილზე მხოლოდ დინებების გამო.

ზღვის ზედაპირის ფაქტიურ დონეს რაღაც ათვლის ზედაპირის მიმართ ეწოდება ზღვის დონე, და ის იანგარიშება სანტიმეტრებში. განიხილება დონის რამდენიმე მახასიათებელი: მყისიერი, რომელიც არსებობს მოცემულ მომენტში, საშუალო, უმაღლესი და უდაბლესი დროის სხვადასხვა ინტერვალებში - დღიური, დეკადური, თვიური, წლიური, მრავალწლიანი და ა. შ. ათვლის ნულოვან

წერტილად მიიჩნევა აგრეთვე სხვადასხვა ზედაპირები: უდაბლესი სიგიზიური მცირე წყალი, საშუალო სიგიზიური მცირე წყალი მოქცევა-მიქცევიანი ზღვებისთვის, საშუალო მრავალწლიანი დონე ზღვებისათვის, რომლებშიც მოქცევა-მიქცევა არ არის. ათვლის ზედაპირები მიიჩნევა სიღრმეთა ნულად - დონედ, რომლების მიხედვითაც არის ნაანგარიშევი რუკაზე მოცემული ყველა სიღრმე, რადგან სიღრმეთა ანგარიში შეიძლება ჩატარდეს სხვადასხვა დონის დროს. ყოველი დონის პოსტზე, რომელზეც წარმოებს დაკვირვება, შეიძლება არსებობდეს პოსტის საკუთარი ნული, და მისი მდებარეობა ნიველირებით მიებმება სიმაღლეთა სახელმწიფო სისტემას.

12.1. დონეების ხანმოკლე ცვალებადობა

ზემოთ განხილული იყო დონეების ხანმოკლე, საათებისა და დღეების ხანგრძლივობის პერიოდული ცვალებადობა: მოქცევა-მიქცევები, სეიშები. მაგრამ ხდება არაპერიოდული ცვალებადობაც, რომლებიც გამოწვეულია ატმოსფეროში სინოპტიკური პროცესებით, წნევისა და ქარის გავლენით, ამიტომ მათ ზოგჯერ უწოდებენ ანემობარულ ცვალებადობას. ატმოსფერული პროცესები ზღვაში იწვევს სანაპირო ცირკულაციას და ამას მივყევართ ნაპირთან დონის აწევისაკენ (მოდენა) და დაწევისაკენ (მიდენა). ამ ცვალებადობას დონეების მიდენა-მოდენის ცვალებადობა ეწოდება.

დონეების ცვალებადობა ნაკლებია ღრმა ნაპირებზე და მეტია მეჩხერზე. მცირეწყლიან ნაპირებთან უბეებში და ყურეებში მიდენები ასწევს წყლის დონეს 3-4 მეტრით, მაგალითად, ნევის ყურეში, ტაგანროგის ყურის მწვერვალზე; ძალზე დამრეც სანაპიროზე მიდენ-მოდენის დიდ პროცესებს თან ახლავს წყლის უკანდახევა მნიშვნელოვან მანძილზე. ზღვის ნაპირის მიმდებარე ხმელეთი ხან იფარება წყლით, ხან შიშვლდება. დონის მიდენა –მოდენის ცვალებადობა დამანგრეველი ხდება ქარიშხლების გავლის დროს.

დონეების ცვალებადობა მოდენა-მიდენის შედეგად რთული საზღვაო ფენომენიარომლის შეცნობისათვის საჭიროა გავითვალისწინოთ სინოპტიკური პროცესების ხასიათი, ნაპირისა და ფსკერის რელიეფის მოყვანილობა, წყლების დინამიკა დინებების ჩათვლით, მოქცევა-მიქცევისა და სეიშური ტალღების ცვალებადობა ცვალებადობა. მიდენა-მოდენის შედეგად დონის ცვალებადობის შესწავლამ გვიჩვენა, რომ, მაგალითად, სანკტ-პეტერბურგის დამანგრეველ

წყალდიდობებში დიდი მნიშვნელობა აქვს ციკლონებს და ბალტიის ზღვაზე მათი ზეგავლენის ხასიათს, სეიშური ტიპის გრძელი ტალღების არსებობას ზღვის ღია ნაწილში, და, ბოლოს, მოქცევითი ტალღების პარამეტრებს უბეებში.

ნაპირის ყოველი მონაკვეთისათვის შეიძლება გამოიყოს მიდენა-მოდენის გამომწვევიდა და ნეიტრალური ქარები ამასთან, აკვატორიის ზომების შესაბამისად, მათი მიმართულებები შეიძლება იცვლებოდეს განსხვავებული ძალის ქარებისათვის.

მიდენ-მოდენის გავლენით დონის ცვალებადობას, შეიძლება მივაკუთვნოთ მუსონური ცვალებადობაც, რომელიც გამოირჩევა თანაბარი სეზონური პერიოდულობით. ისინი არინიშნება მსოფლიო ოკეანის მუსონური რაიონების ყველა სანაპიროზე.

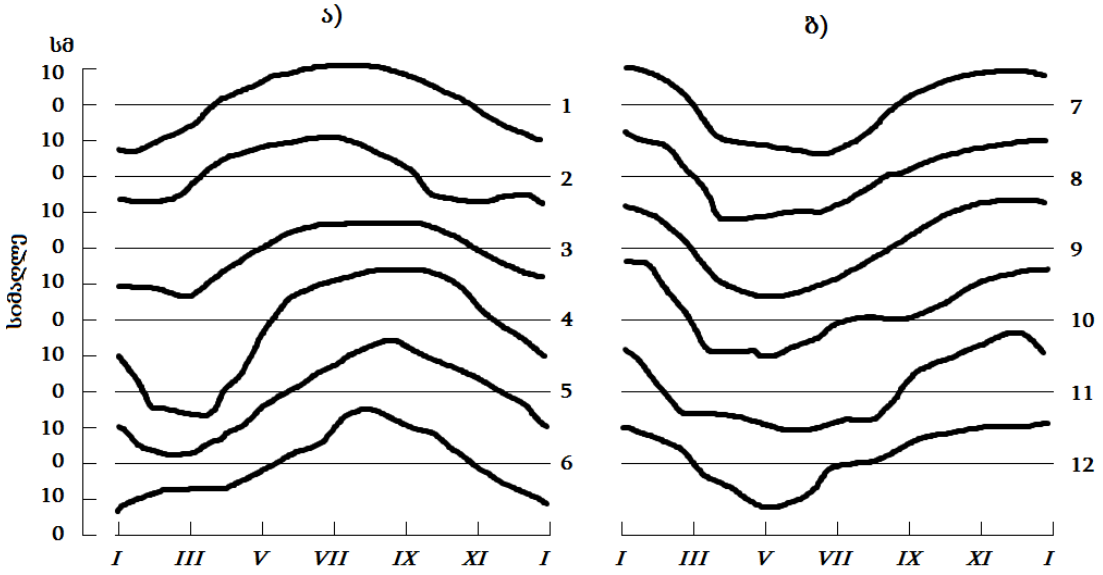
მიდენა-მოდენის პროცესების ზეგავლენით გამოწვეული დონის ცვალებადობა დაკავშირებულია მხოლოდ წყლის მასების გადაადგილებასთან, რომლის შედეგად ზღვის საშუალო დონე უცვლელი რჩება.

12.2. დონეების სეზონური ცვალებადობა

დონეების სეზონური (წლიური) ცვალებადობის გასარკვევად გამოიყენება საშუალო თვიური დონეების სიდიდეები. ასეთი გასაშუალოება თავიდან გვაცილებს შემთხვევითი და ხანმოკლე ცვალებადობის, მათ შორის მოქცევა-მიქცევების გავლენას. ცვალებადობა განისაზღვრება აუზში წყლის მოცულობის ცვლილებით, რაც, თავის მხრივ, შეიძლება გამოწვეული იყოს წყლის მასის ცვლილებით (წყლის ბალანსით) ან წყლის სიმკვრივის ცვლილებით, ე. ი. წყლის ტემპერატურისა და მარილიანობის ცვლილებით წყლის მასის შეუცვლელად. ამას უნდა დაემატოს ატმოსფერული წნევისა და ქარების სეზონური ცვლილებები, რასაც თავისი წვლილი შეაქვს დონის ცვალებადობის კანონზომიერებაში.

ზღვის დონის ცვალებადობა წლის განმავლობაში დიდი არ არის და მერყეობს 20-30 სმ-ს ფარგლებში. ყველაზე მაღალი დონე ჩვეულებრივ ზაფხულშია. ამ დროს ოკეანის დონის აწევას იწვევს: ნაკლები ატმოსფერული წნევა, სუსტი ქარები, მაღალი ტემპერატურები, მდინარეების გაზაფხულის წყალუხვი ჩამონადენი. ზამთარში კი პირიქით ყველაფერი ხელს უწყობს ოკეანის დონის დაწევას. შესამჩნევია აგრეთვე დონეების განსხვავება ატმოსფერული ცირკულაციის კლიმატური ტიპის ხასიათის მიხედვით. დონეების ზემოთ მითითებული აწევისა და დაწევის სეზონები განეკუთვნება ცირკულაციის მუსონურ ტიპს. ზონური ტიპის

დროს საპირისპირო სურათი გვაქვს: აწეული დონე მოდის ზამთარზე, დაწეული - ზაფხულზე (სურ. 12.1).



სურ. 12.1. დონის წლიური მოძრაობა ატმოსფერული ცირკულაციის მუსონური (ა) და ზონური (ბ) ტიპების დროს:
1 - ბალტიმორი (ჩესაპიკის ყურე), 2 - ბათუმი (შავი ზღვა), 3 - შათ-ელ-არაბი (სპარსეთის ყურე), 4 - მერგუნი (ბენგალიის ყურე), 5 - მანილა (ფილიპინების კუნძულები), 6 - კიირუ (კ. ტაივანი), 7 - პეჩენგა (ბარენცის ზღვა), 8 - კაბელვოჩი (ნორვეგიის ზღვა), 9 - გრინოკი (ირლანდიის ზღვა), 10 - ჰარლინგენი (ჩრდილოეთის ზღვა) 11 - სიმსონი (კანადა), 12 - ვიქტორია (კანადა).

ზოგჯერ დონეების სეზონური ცვალებადობა უფრო რთულია. მაგალითად, ბალტიის ზღვაში ორი მაქსიმუმი შეინიშნება: ზაფხულისა და შემოდგომის. პირველი, ზაფხულის, განისაზღვრება ჩვეულებრივი წლიური ჰიდრომეტეოროლოგიური მახასიათებლებით, ხოლო მეორე, შემოდგომის, დაკავშირებულია შემოდგომაზე ზღვის აუზში ატმოსფერული ნალექების მაქსიმუმთან და კონტინენტური ჩამონადენის გაძლიერებასთან. ეს უკანასკნელი ძლიერ გავლენას ახდენს არქტიკულ ზღვებში დონის სეზონურ ცვალებადობაზე. ციმბირის დიდ მდინარეებს ამ ზღვებში ჩააქვს ყოველწლიურად დაახლოებით ორი ათას ხუთასი კუბური მეტრი წყალი, და ამ რაოდენობის 90% მოდის ზაფხულის ოთხ თვეზე. თანაც წლის უმეტეს დროს ეს ზღვები დაფარულია ყინულით, რაც ძალიან ამცირებს დონის ცვალებადობას.

დონის სეზონური ცვალებადობა წარმოიქმნება აგრეთვე ყინულთა დნობასთან და წყლის გაყინვასთან დაკავშირებით, მაგრამ ოკეანის მასშტაბით ეს ცვალებადობა ძალზე მცირეა.

12.3. დონეების ცვალებადობა ხანგრძლივი პერიოდის განმავლობაში

საშუალო თვიური დონეებიდან შეიძლება მივიღოთ საშუალო წლიური დონე ყოველი ცალკეული წლისათვის. ისინი სხვადასხვა იქნება, რაც მიუთითებს მრავალწლიანი და წელიწად შორის ცვალებადობის არსებობაზე. ცვალებადობა ასახავს ასეთივე ხასიათის ცვლილებას ატმოსფეროში, და მათი ბუნება ჯერ კიდევ დაუდგენელია. ასევე დაუდგენელია ხანგრძლივი კლიმატური ცვლილებების ბუნება. ჩვენს დროში დონის წელიწად შორისი ცვალებადობა მერყეობს 20-30 სმ-ით. თუმცა ცვალებადობის კანონზომიერების დადგენა ჯერჯერობით ვერ მოხერხდა, მაგრამ არის თუნდაც რაიმე პერიოდულობის აღმოჩენის მცდელობები. მაგალითად, ამერიკელი მეცნიერი მარმერი სწავლობდა ჩრდილო ამერიკის ნაპირებთან დონის მრავალწლიან ცვალებადობას, და იგი მივიდა დასკვნამდე, რომ დონის ცვალებადობის პერიოდულობა ატლანტიკის სანაპიროზე არის 9 წელიწადი, წყნარი ოკეანის სანაპიროზე - 4-5 წელიწადი.

არსებობს უფრო ხანგრძლივი ცვალებადობაც - საუკუნეობრივი, რომელიც იზომება ათწლეულებისა და ასწლეულების პერიოდებით, გეოლოგიური, მასშტაბის ცვალებადობა, რომელიც იზომება ათასწლეულებისა და მილიონი წლების პერიოდებით. მათ იწვევს ოკეანეში წყლის მასის ცვალებადობა - დონის ევსტატიური ცვალებადობა და აგრეთვე დედამიწის ქერქის ნელი, ეპეიროგენური მოძრაობები. პირველი დაკავშირებულია უმთავრესად კონტინენტური მყინვარების მოცულობის ცვლილებასთან, ხოლო მეორე - ტექტონიკურ პროცესებთან და ოკეანეთა ფორმისა და ზომების ცვლილებასთან. ეს გარემოება ძალიან აფერხებს დონის აბსოლუტური მდებარეობის დადგენას. როგორც ვთქვით, იგი განისაზღვრება რაღაც "სიმაღლეთა ნულის" მიმართ. მაგრამ თუ ხმელეთი უძრავი არ არის, მაშინ ნულიც არ იქნება აბსოლუტური.

მაშასადამე, აუცილებელია მსოფლიო ოკეანის დონის გულმოდგინე შესწავლა, რადგან ის მხოლოდ მაშინ გამოდგება სიმაღლეებისა და სიღრმეების ათვლის წერტილად, როდესაც კარგად იქნება შესწავლილი მისი ცვალებადობის მონაცემები.

მსოფლიო ოკეანის დონის შესწავლა აუცილებელია უამრავი საჭიროების დასაკმაყოფილებლად - ესენია როგორც წმინდა გამოყენებითი, კერძო დანიშნულება, მაგალითად, სანავიგაციო რუკების შედგენა, ისე უფრო დიდი მიზნები, მაგალითად, კლიმატის შესწავლა, და უფრო ღრმა - გეოლოგიური, გეოფიზიკური და გეოდეზიური ხასიათის სამეცნიერო პრობლემებ

13.1. წყლის მასების შესახებ მოძღვრების საფუძვლები

ოკეანის შესწავლის პირველივე საფეხურზე ყურადღება ექცეოდა იმას, რომ ოკეანის სხვადასხვა, თუნდაც ახლომდებარე რაიონებში წყალს გააჩნდა განსხვავებული მახასიათებლები. განირჩეოდა ცივი და თბილი, მლაშე და მტკნარი წყლები. ეს წყლები ერთმანეთისგან განსხვავდებოდა ფერით, ორგანული ცხოვრების მრავალფეროვნებით და ა. შ. ავსტრიელმა მეცნიერმა დეფანტმა პირველად (1929 წელს) გამოიყენა ტერმინი "წყლის მასები", მაგრამ იგი მას განიხილავდა ვიწრო გაგებით, წყლის ორი ან სამი მასის შერევის შესწავლის თვალსაზრისით. მაგრამ ამ იდეას დიდი მნიშვნელობა ჰქონდა. იგი ვითარდებოდა ჰაერის მასების შესახებ მოძღვრების მსგავსად. ეს მოძღვრება შემუშავდა 20-იან წლებში ნორვეგიის მეტეოროლოგიურ-სინოპტიკოსთა სკოლაში. სინოპტიკური მეტეოროლოგია ატმოსფეროს განიხილავს როგორც ჰაერის სხვადასხვა მასების სისტემას, რომელიც შედგება არქტიკული და ტროპიკული, საზღვაო და კონტინენტური და ა. შ. მასებისაგან, რომლებსაც გააჩნია გარკვეული მახასიათებლები: ტემპერატურა, ტენიანობა, გამჭვირვალობა და ა. შ. ისინი მუდმივად მოძრაობს, ეხება ერთმანეთს, წარმოქმნის ციკლონებს, ანტიციკლონებს, ფრონტებს, რაც მოძრაობაში და დროში აღიქმება როგორც ატმოსფეროში მიმდინარე სინოპტიკური პროცესები, როგორც ამინდი.

ოკეანეშიც მიმდინარეობს მსგავსი პროცესები, მაგრამ ეს პროცესები უფრო რთულია იმის გამო, რომ ჰაერისა და წყლის გარემოთა სიმკვრივე, სიბლანტე, მოძრაობის სიჩქარე და სხვა მახასიათებლები არსებითად განსხვავდება ერთმანეთისაგან. ამჟამად ფორმულირება "წყლის მასა" შეიძლება მივიღოთ ა. დობროვოლსკის განმარტებით: "წყლის მასა უნდა ვუწოდოთ წყლის რაიმე, შედარებით მცირე მოცულობას, რომელიც ყალიბდება მსოფლიო ოკეანის განსაზღვრულ რაიონში - ამ წყლის მასის კერაში, წყაროში, რომელსაც ხანგრძლივი დროის განმავლობაში გააჩნია ერთიან კომპლექსად წარმოდგენილი ფიზიკური, ქიმიური და ბიოლოგიური მახასიათებლების თითქმის მუდმივი და განუწყვეტელი განაწილება, და რომელიც ვრცელდება როგორც ერთი მთლიანობა".

წყლის ყოველი მასა, როგორც გეოგრაფიული ცნება, ხასიათდება ფიზიკურ, ქიმიურ, ბიოლოგიურ, აგრეთვე გეოლოგიურ მაჩვენებელთა გარკვეული

კომპლექსით, და დაკავშირებულია გარკვეულ დინებასთან. მაჩვენებელთა კომპლექსში შედის წყლის ტემპერატურა, სიმლაშე, ფერი, გამჭვირვალობა, ჟანგბადის, გოგირდწყალბადის შემცველობა, ზოგიერთი ქიმიური კოეფიციენტი, წყლის იზოტოპური შემადგენლობა, მინარევების მინერალოგიური და ქიმიური შემადგენლობა, პლანქტონის, ბენტოსის სახეობრივი შემადგენლობა და ა. შ. წყლის ყოველ მასაში გამოირჩევა ბირთვი ყველაზე მკაფიოდ გამოხატული მახასიათებლებით (ინდექსებით), რომელთა მნიშვნელობები ახლოს დგას ამ წყლის მასის ჩამოყალიბების კერის, რაიონის მნიშვნელობებთან. ბირთვიდან გარე საზღვრებამდე წყლის მასის მახასიათებელთა მაჩვენებლები იცვლება, მაგრამ მხოლოდ ამ წყლის მასისათვის დასაშვებ განსაზღვრულ ფარგლებში. წყლის მასის მაჩვენებელთა მნიშვნელობების ცვლილება, მისი ტრანსფორმაცია ხდება სამი მიზეზის გავლენით. ესენია: ერთი კლიმატური ზონიდან მეორეში გადასვლა, წყლის მასის განლაგების რაიონში გარემო პირობების ცვლილება და მეზობელ წყლის მასებთან შერევა. პირველ სახეობას ეწოდება ზონალური ტრანსფორმაცია, რადგან იგი დაკავშირებულია მერიდიანის გასწვრივ გადაადგილებასთან (თბილი და ცივი დინებები). მეორე სახეობაა სეზონური ტრანსფორმაცია, რომელიც წყლის გადაადგილებასთან კი არ არის დაკავშირებული, არამედ ადგილზე ჰიდრომეტეოროლოგიური მახასიათებლების ცვლილებასთან; მაშინ ახლად წარმოქმნილ წყლის მასას შეიძლება ვუწოდოთ პირველის ნაირსახეობა ან მოდიფიკაცია (მაგალითად, ზამთრის ნაირსახეობა, ზაფხულის მოდიფიკაცია). მესამე სახეობას ეწოდება შერევისმიერი ტრანსფორმაცია: წყლის ორი მასის შერევით ყალიბდება მესამე, რომელსაც მახასიათებლები საშუალედო მნიშვნელობები გააჩნია. შერევისმიერი ტრანსფორმაცია შეიძლება მიმდინარეობდეს თანდათანობით, ნელ-ნელა, თუკი წყლის მასებს შორის არ არის მკვეთრი საზღვარი, როგორც ეს არის, მაგალითად, კანარის დინებისა და სარგასის ზღვის წყლებს შორის. მაგრამ წყლის ზოგიერთი მასა ერთმანეთისაგან ძალზე მკვეთრად არის გამიჯნული, მაგალითად, გოლფსტრიმი და ლაბრადორის დინება, რომლებიც ერთმანეთისაგან გამოყოფილია ოკეანოლოგიური მახასიათებლების ძალიან დიდი გრადიენტების მქონე ”ცივი კედლით”. ორი მასის სასაზღვრო არეს ეწოდება ფრონტის ზონა ან ფრონტი, თუმცა უფრო ზუსტი იქნება, თუ ფრონტს ვუწოდებთ ხაზს ზღვის ზედაპირზე, რომელიც წარმოიქმნება ამ უკანასკნელის გადაკვეთით ფრონტის ზონის შუა ნაწილის ფრონტის ზედაპირთან, სადაც არსებობს მახასიათებელთა ჰორიზონტალური გრადიენტების ყველაზე დიდი მნიშვნელობები. ამ შემთხვევაში შერევა ხდება განსაკუთრებით ძლიერად, შერევის დროს ჩნდება

გამკვრივების ეფექტი, წარმოიქმნება ვერტიკალური მოძრაობები, ერთი სიტყვით, ეს შემთხვევა წარმოადგენს ფრონტული ტრანსფორმაციის განსაკუთრებულ სახეობას.

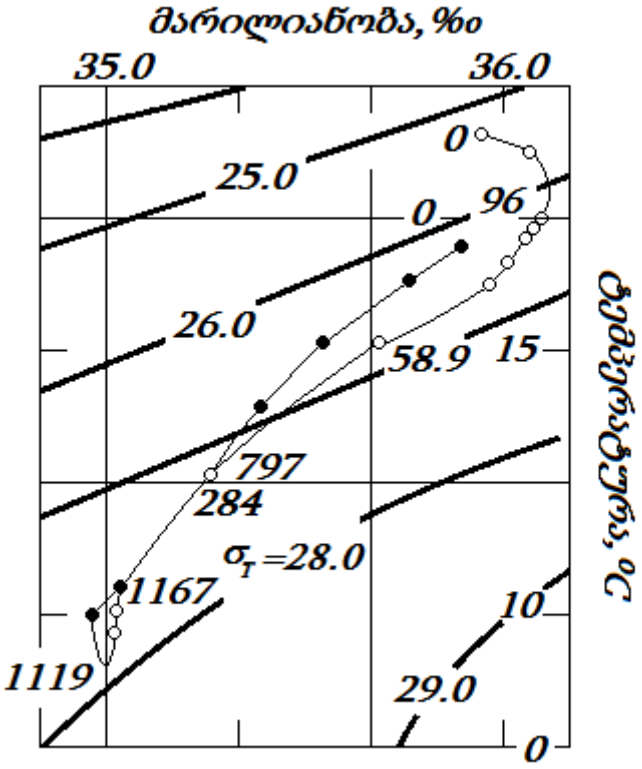
სივრცეში წყლის მასების, მათ შორის საზღვრების (ფრონტების) ერთობლიობა წარმოქმნის ოკეანის ცალკეული რაიონების წყლების ჰიდროლოგიურ სტრუქტურას. სტრუქტურა ასახავს უმნიშვნელოვანესი ოკეანოლოგიური პროცესების ზოგად კანონზომიერებებს. წყლების სტრუქტურას ვერტიკალური მიმართულებით გვიჩვენებს ვერტიკალური განაწილების მრუდები და T, S-მრუდები, T, O_2-მრუდები დ სხვ., ხოლო ჰორიზონტალური მიმართულებით - რუკები.

განსაზღვრების მიხედვით, წყლის მასების გამოსაცნობად უნდა გამოვიყენოთ სხვადასხვა მაჩვენებელთა კომპლექსი. მაგრამ ეს ყოველთვის არ არის შესაძლებელი. გარდა ამისა, ყოველ მაჩვენებელს გააჩნია კონსერვატიულობის (ცვალებადობის) სხვადასხვა ხარისხი. ამიტომ ყველაზე ხშირად იყენებენ ერთი-ორ ძირითად მაჩვენებელს, ხოლო დანარჩენებს იყენებენ საჭიროების შემთხვევაში. დიდი ხანია ძირითად მაჩვენებლებად იღებენ ტემპერატურას და სიმლაშეს, მათი ვერტიკალური განაწილების მრუდებს და ჰორიზონტალური განაწილების რუკებს. მაგრამ უფრო დამაჯერებელ შედეგებს იძლევა ორივე მაჩვენებლის ანალიზი T, S-მრუდების გამოყენებით. ეს მეთოდი შემოგვთავაზა ნორვეგიელმა მეცნიერმა ჰელანდ-ჰანსენმაშ ჯერ კიდევ 1916 წელს, იგი განავითარა. შტოკმანმა T, S-მრუდების თეორიამდე.

13.2. წყლის მასების T, S-ანალიზის საფუძვლები

მეთოდის შინაარსი გულისხმობს ტემპერატურასა და მარილიანობას შორის კავშირის შესწავლას, რაც ფორმალურად შეიძლება ჩაიწეროს ფორმულით T=f(S) ან პირიქით, S=f(T). ამგვარ განტოლებას ფიზიკური აზრი არ გააჩნია, რადგან ეს მახასიათებლები ერთმანეთზე არ არის დამოკიდებული. მაგრამ გეოგრაფიული კავშირი არსებობს, რადგან მოცემული წყლის მასის ტემპერატურაცა და მარილიანობაც იქმნება ერთი და იგივე პირობების მქონე კერაში. წყლის მასა გეოგრაფიული ცნებაა და დაკავშირებულია მისი ჩამოყალიბების ადგილთან და გავრცელების გზასთან. ეს კავშირი გრაფიკულად შეიძლება გამოიხატოს T, S-მრუდით. გრაფიკაზე აბსცისთა ღერძზე გამოისახება მარილიანობა, ხოლო ორდინატთა ღერძზე - ტემპერატურა. T, S-ველი საშუალებას იძლევა ავაგოთ იზოპიკნები - ტოლი სიმკვრივეების ხაზები, ე. ი. მივიღოთ T, S-დიაგრამა. ამგვარად

ჰიდროლოგიური სადგურის (ვერტიკალის) T, S-მრუდი იგება T, S-დიაგრამის ველში იმ წერტილებზე, რომლების კოორდინატთა წყვილი - გაზომილი ტემპერატურა და მარილიანობა - შეესაბამება განსაზღვრულ ჰორიზონტს, რომლის სიღრმეც მიეწერება ყოველ წერტილს (სურ. 13.1).



სურ. 13.1. T, S-მრუდების მაგალითი სამეცნიერო-კვლევითი სადგურის "ატლანტისის" ორი სადგურისათვის, 1932 წ. ციფრებით (მ) აღნიშნულია ზოგიერთი ჰორიზონტი.

T, S-ანალიზის მეთოდი შეიძლება გამოვიყენოთ წყლის მასების სივრცობრივი გავრცელების შესასწავლადაც, როგორც ეს გააკეთეს ნანსნმა და ჰელად-ჰანსენმა ატლანტიკის ოკეანის ჩრდილოეთ ნაწილში მუშაობის დროს.

T, S-დიაგრამის ველში შეიძლება დავიტანოთ T, S-წერტილები, რომლებიც გასაშუალოებულია დროში ზღვის ერთი და იგივე წერტილისათვის, და იძლევა გასაშულოებას აგრეთვე შრეებისთვისაც (წყლის მასებისთვისაც) ან ჰორიზონტებისთვისაც. თუ ასეთ მრუდებს ავაგებთ მთელი წლის საშუალო თვიური მონაცემების მიხედვით, მაშინ ისინი გვიჩვენებს T, S-ინდექსების წლიური ცვალებადობის კანონზომიერებას, ე.ი. წყლის მასის მაჩვენებლების ცვალებადობის დახასიათებას. წყლის მასის მაჩვენებლების ცვალებადობის დახასიათება ერთ-ერთი მაჩვენებელია წყლის ტემპერატურის, მარილიანობის, იზოტოპური შემადგენლობისა და სხვა მაჩვენებლებთან ერთად. მაგრამ ეს მეთოდი ჯერ კიდევ დამუშავების საფეხურზეა

13.3. მსოფლიო ოკეანის წყლის მასები

უპირველეს ყოვლისა, გამოიყოფა წყლის ორი ელემენტარული მასა: მტკნარი და ზღვის. მათ შორის საზღვარი განისაზღვრება მარილიანობით 1‰. მსოფლიო ოკეანეში მტკნარი წყალი ძალიან ცოტაა, და ისიც გვხდება მხოლოდ დიდი მდინარეების შესართავებთან, მაგრამ მისი გავლენა შეიძლება გავრცელდეს ღია ოკეანეშიც და გამოიწვიოს ქიმიური შემადგენლობის შეცვლა, კერძოდ, კარბონატების შემცველობის ზრდა, რაც შეიძლება წყლის მასის ერთ-ერთ მახასიათებლად მივიჩნიოთ.

ამგვარად, მსოფლიო ოკეანის წყლის მასები განეკუთვნება მეორე ელემენტარული მასას - ზღვის მასას ან/და ჰალოსფეროს.

ჰალოსფეროში შეიძლება გამოიყოს წყლის ძირითადი და მეორადი მასები. პირველს უკავია უზარმაზარი სივრცეები და გააჩნია ერთგვაროვანი შემადგენლობა დიდ მანძილებზე. წყლის ძირითადი მასების ჩამოყალიბების კერები დაკავშირებულია დედამიწის კლიმატის მთავარ ნიშან-თვისებებთან, ოკეანურ და ატმოსფერულ ცირკულაციებთნ. ამიტომ წყლის ძირითადი მასებია: ეკვატორული, ტროპიკული, სუბტროპიკული, ზომიერი განედების, სუბპოლარული და პოლარული. რადგან წყლის ძირითადი მასების ჩამოყალიბების კერები არაერთგვაროვანია, მათ ჰყოფენ აგრეთვე ოკეანეების მიხედვით. მაგრამ ცალკე აღებულ ოკეანეშიც არ არსებობს ერთგვაროვნება, ამიტომ ისინი იყოფა კიდევ ნახევარსფეროების მიხედვით - სამხრეთი და ჩრდილოეთი წყლები, გრძედების მიხედვით - აღმოსავლეთი და დასავლეთი. მაგრამ არსებობს წყლის მასების კიდევ ერთი აუცილებელი დაყოფა - ვერტიკალის მიხედვით: ზედაპირული, ქვეზედაპირული, სიღრმული და ფსკერული. წყლის სისქეში ჰიდროლოგიური პირობების გამომსახველი T, S-მრუდების ფორმის მიხედვით გამოჰყოფენ ოკეანის სტრუქტურების სახეებს. მაგალითად, შეიძლება არსებობდეს ჩრდილო წყნარი ოკეანის აღმოსავლეთის ზედაპირული წყლის მასა. ზოგჯერ წყლის მასებს არქმევენ დინებების სახელებს, მაგალითად, გოლფსტრიმის წყლის მასა.

წყლის მეორად მასებს განეკუთვნება წყლები, რომლებშიც შერეულია წყლის ძირითადი მასა და სხვა წყალსატევებიდან ოკეანეში შეტანილი წყალი, მაგალითად, ხმელთაშუა ზღვის წყლის მასა ატლანტიკის ოკეანის ჩრდილოეთ ნაწილში, ან წითელი ზღვის წყლის მასა ინდოეთის ოკეანეში.

ასევე იყოფა ზღვის წყლებიც, ოღონდ, რა თქმა უნდა, უფრო მცირე მასშტაბებით. მაგრამ წყლის მასების ძალიან დაწვრილებითი დაყოფა მიზანშეწონილი არ უნდა იყოს, რადგან წყლის მასის ცნების არსი გამოიხატება

სწორედ განზოგადებაში - წვრილმანი, უმნიშვნელო მახასიათებლების გარეშე.

წყლის მასების თეორია დიდად დაეხმარება მეცნიერებს გეოგრაფიის ერთ-ერთი ამოცანის - ოკეანის რაიონებად დაყოფის გადაჭრაში. წყლის მასები საფუძვლად დაედო რაიონებად დაყოფას, რაც გადმოცემულია შემაჯამებელ მრავალტომიან შრომაში "მსოფლიო ოკეანის გეოგრაფია".

ამ შრომიდან ჩანს, თუ რა მრავალფეროვანი და რთულია მსოფლიო ოკეანეში მიმდინარე პროცესები, რა მჭიდროდაა დაკავშირებული ისინი ატმოსფერულ პროცესებთან, რაოდენ ძლიერია მყარ გარსთან - ფსკერთან და ნაპირთან კავშირი, ერთი სიტყვით, აქ გამოკვეთილია ოკეანის როლი დედამიწაზე მიმდინარე ჰიდროლოგიური პროცესების უწყვეტ ჯაჭვში. ეს ჯაჭვი იწყება მსოფლიო ოკეანიდან, საიდანაც ატმოსფეროში ორთქლდება უზარმაზარი რაოდენობის წყალი, და მთავრდება ისევ მსოფლიო ოკეანეში, სადაც ჩაედინება ხმელეთზე გადამუშავებული წყალი და ატმოსფეროდან დაბრუნებული წყალი ნალექების სახით.

13.4. მსოფლიო ოკეანის მარაგები და მათი გამოყენება

ოკეანეებისა და ზღვების წყლებს გააჩნია უზარმაზარი ბიოლოგიური, ქიმიური, მინერალური, ენერგეტიკული მარაგები, რომლებიც ჯერ კიდევ სუსტად და ძალზე უთანაბროდ არის ათვისებული. ყველაზე მეტად გამოიყენება ბიოლოგიური მარაგები: მსოფლიო პროდუქციის უზარმაზარ რაოდენობას იძლევა საზღვაო რეწვა - თევზს, ზღვის ცხოველებს, მოლუსკებს, კიბოსნაირებს, წყალმცენარეებს და ა. შ.

ზღვის წყალი ის გარემოა, რომელიც ძალზე ხელსაყრელია სიცოცხლის განვითარებისათვის, ითვლება, რომ ჩვენს პლანეტაზე სიცოცხლე ჩაისახა ოკეანეში. ოკეანეები და ზღვები დასახლებულია უზარმაზარი რაოდენობის ცოცხალი ორგანიზმებით, რომლებიც ხარისხობრივად ძალიან განსხვავდებიან ერთმანეთისგან.

ოკეანის პროდუქცია (პ) (ცხრ. 13.1) აღნიშნავს ორგანიზმთა ჯგუფის მწარმოებლობას, ე. ი. უპირატესად ეკოლოგიურ ცნებას; ბიომასა (ბ) არის ცოცხალი ორგანიზმების რაოდენობა (მასა ან მოცულობა) წყლის ერთ კუბურ სანტიმეტრში (პლანქტონისა და ნექტონისათვის) ან ერთ კვადრატულ მეტრ ფართობზე (ბენტოსისათვის). პ/ბ - პროდუქციის შეფარდება ბიომასასთან - სიდიდე, რომელიც ახასიათებს ორგანიზმების აქტიურობა. ოკეანის ბიოლოგიური

მარაგები ეწოდება სასარგებლო ორგანიზმების პოტენციურ პროდუქციას, რომელიც ყოველთვის მეტია, ვიდრე ბიოლოგიური პროდუქტების შესაძლებელი მოპოვება. ამ მარაგების ცოდნა აუცილებელია იმისათვის, რომ მოპოვება წარმოებდეს რაციონალურად და შენარჩუნებული იყოს მოსაპოვებელი ორგანიზმების კვლავწარმოების ბაზა.

სურ. 13.1. სხვადასხვა ჯგუფის ბიომასა და პროდუკცია მსოფლიო ოკეანის წყლებში (მლრდ.ტ)

ორგანიზმების ჯგუფი	ბიომასა ბ	პროდუკცია პ	პ/ბ
ფიტოპლანქტონი	1.5	550	336
ფიტობენთოსი	0.2	0.2	1
ზოოპლანქტონი	21.5	53	2.5
ზოობენთოსი	10	3	1/3
ნექტონი	1	0.2	1/5
ჯამი წყალმცენარეებისათვის	1.7	550.2	324
ჯამი წყლის ცხოველებისთვის	32.5	56.2	1.7

გამოყენებულ ბიოლოგიურ მარაგებში გაბატონებული ადგილი უკავია ნექტონს, რომელშიც თევზების წილი 80-85%-ია, თავფეხიანი მოლუსკების, ძირითადად კალმარების წილად მოდის 10-15%. გარდა ამისა, მოიპოვება კიბოსნაირები (კრევეტები, კრილი) და ძუძუმწოვრები - ფარფლფეხიანები და სხვები. ბენტოსში მოიპოვება კიბოსნაირები (კიბორჩხალები, ლანგუსტები, ომარები) და მოლუსკები (მიდიები, ხამანწკები). მოიპოვება წყალმცენარეებიც - ლამინარია, ფილოფორა, ანფელცია და სხვები.

ზღვის ორგანიზმების წლიური მოპოვება ამჟამად შეადგენს 72-75 მილიონ ტონას. მაგრამ სარეწები მსოფლიო ოკეანეში ძალიან უთანაბროდ არის განაწილებული: მისი ფართობის 60%-ზე მეტი, ხმელეთზე უდაბნოების მსგავსად, მოპოვების თვალსაზრისით ნაკლებად ბარაქიანია. მთავარი სარეწი მნიშვნელობა აქვს შელფის მიდამოებს, სადაც მოიპოვება მთელი ნადავლის 90%.

თუ პროდუქტიულობა არის ორგანული მარაგების მიღება მსოფლიო ოკეანის ზედაპირის ერთეულიდან, მაშინ იგი საშუალოდ უდრის 184 კგ/კმ^2, მატერიკის ფერდობზე - 65 კგ/კმ^2, ღია ოკეანეში - 7 კგ/კმ^2, ხოლო შელფში - 2504 კგ/კმ^2.

მეცნიერები თვლიან, რომ თევზის, ძუძუმწოვრებისა და მსხვილი

უხერხემლოების მოპოვება შესაძლებელია გაიზარდოს 90-100 მლნ/ტ-მდე წელიწადში. მაგრამ ამისათვის საჭიროა რეწვის მოწესრიგებისა და შეზღუდვის ღონისძიებების გატარება. ეს ხდება სხვადასხვა საერთაშორისო კონვენციების საშუალებით.

რეწვის შეზღუდვის მეორე ღონისძიებაა ის, რომ დაწესდეს „ეკონომიკური ზონები“ - ღია ზღვის რაიონები, რომლებიც აკრავს სახელმწიფოს ტერიტორიულ წყლებს, სადაც ამ სახელმწიფოს გააჩნია მის ფსკერზე, წიაღსა და წყალში ბუნებრივი მარაგების (როგორც ცოცხალი, ისე სხვა მარაგების) დაზვერვის, დამუშავებისა და გაფრთხილების სუვერენული უფლებები. საზღვაო სახელმწიფოებს შემოღებული აქვთ 200 საზღვაო მილის სიგანის ეკონომიკური ზონები. ეკონომიკურ ზონაში რეწვაც და კვლევითი სამუშაოებიც უნდა ჩატარდეს მხოლოდ სუვერენული სახელმწიფოს თანხმობით.

გეოლოგიური მარაგები - სასარგებლო წიაღისეული - არის ფსკერის დანალექებშიც, ფენილ ქანებშიც, სანაპიროს ნაყარებშიც. ნაყარებიდან მოიპოვება ტიტანი, ცირკონიუმი, კასიტერიტი, ოქრო, პლატინა, ვერცხლი, თუთია, ალმასები, ფოსფორიტები. ნაპირიდან მაღაროების საშუალებით მოიპოვებენ ქვანახშირს, რკინის, სპილენძის, ნიკელის, ვერცხლისწყლის მადნებს. განსაკუთრებით ღირებულია რკინამარგანეცის წარმონაქმნები, რომლებიც ძევს ოკეანის ფსკერზე 3 კმ-ზე მეტ სიღრმეზე. მათი მარაგები აღწევს $2 \cdot 10^{12}$-ს. წარმონაქმნებში თავად მარგანეცი უფრო ნაკლებია ხმელეთის მადნებთან შედარებით (ზოგიერთ მათგანში მარგანეცის შემცველობაა დაახლოებით 55%), მაგრამ მასში შედის აგრეთვე სპილენძი, ნიკელი, კობალტი, რასაც განსაკუთრებული მნიშვნელობა ენიჭება.

ზღვის ფსკერზე დიდად არის გავრცელებული ნავთობისა და აირის საბადოები, რომელთაგანაც უკვე ამჟამად მოქმედებს 350 საბადო, რომლებიც უმთავრესად შელფებში არის განლაგებული. ყველაზე დიდი საბადოები არის სპარსეთის ყურეში, კარიბის ზღვაში (ვენესუელის ყურე), და მექსიკის ყურეში. ამჟამად ზღვაში მოიპოვება ნავთობის საერთო რაოდენობის 20%, თუმცა მისი თვითღირებულება ხმელეთზე მოპოვებულ ნავთობთან შედარებით უფრო მეტია.

ოკეანის ენერგეტიკული მარაგები - ეს არის ტალღების ენერგია, სხვადასხვა ჰორიზონტებზე ტემპერატურების სხვაობა, ოსმოსური წნევა მტკნარი და მლაშე წყლის შერევის ადგილებში და მოქცევა-მიქცევის ენერგია. სინამდვილეში არსებობს მხოლოდ მოქცევა-მიქცევის ელექტროსადგურები. პირველი მათგანი აგებულია 1967 წელს საფრანგეთში, ლამანშის სრუტეში ჩამავალი მდინარე რანსის შესართავში. მისი სიმძლავრეა 240 ათასი კვტ. ჩვენს ქვეყანაში განიხილება

მოქცევა-მიქცევის ელექტროსადგურის მშენებლობა მეზენის შესართავში და პენჟინის ყურეში, ჯერჯერობით კი მუშაობს საცდელი ელექტროსადგური ყურე კისლაიაში (კოლის ყურის მიდამოები).

მსოფლიო ოკეანეში ენერგიის სხვა წყაროების გამოყენება ჯერჯერობით მეცნიერული კვლევების ანდა საცდელი საინჟინრო დამუშავებების საფეხურზეა.

ოკეანის უზარმაზარი ზომების მიუხედავად ადამიანი სულ უფრო ძლიერ გავლენას ახდენს მის ბუნებრივ პირობებზე. თუ ადრე სამეურნეო საქმიანობის უარყოფითი შედეგები თავს იჩენდა მხოლოდ ოკეანის სანაპირო რაიონებში, ამჟამად მათი ზემოქმედება გავრცელდა მის ღია ნაწილებშიც. ადამიანის მავნე ზეგავლენა ოკეანეზე უმთავრესად გამოიხატება მისი წყლების დაბინძურებით და სარეწი ზღვის ორგანიზმების გადაჭარბებული მოპოვებით.

ზღვის ეკოსისტემებისათვის მთავარი საფრთხეა ნავთობით წყლის დაბინძურება. ყოველწლიურად ოკეანეში ხვდება არა ნაკლებ 10 მილიონი ტონა ნავთობი. ნავთობით დაბინძურების უმთავრესი წყაროებია: საზღვაო ტრანსპორტი (ტანკერების გამორეცხილი წყალი, გადინება ნავთობის დატვირთვა-გადმოტვირთვის სამუშაოების და გადაზიდვის დროს, დიდი წყალწყვის ტანკერების ავარიები); ნაპირებიდან და მდინარეთა შესართავებიდან. სამრეწველო და კომუნალურ-საყოფაცხოვრებო ჩამონადენები; გადინებები და ავარიები ზღვის ფსკერზე ნავთობის მოპოვების დროს. დიდი გამოხმაურება ჰპოვა, მაგალითად, ტანკერის „ამოკო კადისის“ ავარიამ 1978 წელს ბრეტანის ნაპირებზე (საფრანგეთი). გადმოღვრილმა ნავთობმა წარმოქმნა 350 კმ^2-ს ზომის ლაქა, ნავთობმა მიაღწია პლაჟებს; უდიდესი ზიანი მიადგა ცხოველებს. ასევე ცნობილი გახდა ეკოფიქსის ნავთობის საბადოზე 1975 წელს მომხდარი ავარია ჩრდილოეთის ზღვაში, რომელმაც დიდი ზიანი მიაყენა სარეწაო თევზების ქვირითის ყრასა და კვებას. ნავთობით ყველაზე უფრო დაბინძურებულია ჩრდილო ატლანტიკა. ნავთობით დაბინძურებულია აგრეთვე საბჭოთა კავშირის ზოგიერთი სანაპირო რაიონები და ნავსადგურების აკვატორიები.

ზღვის ზედაპირზე დაღვრილი ნავთობი (1 ტ ნავთობმა შეიძლება დაფაროს დაახლოებით 12 კმ^2 ზღვის ზედაპირი) წარმოქმნის აფსკს, რომელიც აძნელებს ატმოსფეროსთან აირის ცვლას; აუქროლადი და გაუხსნადი ფრაქციების გახრწნას დიდი რაოდენობის ჟანგბადი ესაჭიროება. ნავთობის შერევა წყალში დამღუპველია ზღვის ფლორისა და ფაუნისათვის.

ზღვის ორგანიზმებისათვის ძალიან მავნებელია აგრეთვე სხვა ანთროპოგენული დამაბინძურებლები - შხამქიმიკატები (მაგალითად დდტ), სარეცხი

საშუალებები, მძიმე ლითონები და სხვები. აღმოჩნდა, რომ ზოგიერთი თევზი თავის ორგანიზმში აგროვებს მავნე ნივთიერებებს, რაც ადამიანისთვისაც საშიშია. მაგალითად, გვხვდება თევზები, რომელთა ორგანიზმში დაგროვილია დდტ, რომელიც აკრძალულია საერთაშორისო კონვენციით. ზღვის ორგანიზმებისთვისაც და ადამიანისთვისაც ძალზე საშიშია სამრეწველო ნარჩენების, მათ შორის რადიოაქტიური და სხვა მავნე ნივთიერებების ჩამარხვა ოკეანეებსა და ზღვებში. ამგვარი ჩამარხვა უნდა აიკრძალოს საერთაშორისო შეთანხმებებით.

ზღვის ფაუნას დიდი ზიანი მიაყენა სარეწი თევზებისა და ზღვის ზოგიერთი ცხოველის გადაჭარბებულმა და უკონტროლო მოპოვებამ. თითქმის მთლიანად განადგურდა ზღვის ძროხები კომანდორის კუნძულებზე, შემცირდა ვეშაპების რაოდენობა, დაირღვა ქაშაყის კვლავწარმოება ატლანტიკაში.

საფრთხე, რომელიც ემუქრება ოკეანეებსა და ზღვებს დაბინძურებისა და ზღვის ზოგიერთი ორგანიზმის მტაცებლური მოპოვების შედეგად, გლობალურია. მისი აღკვეთისათვის აუცილებელია საერთაშორისო ძალისხმევა, რათა შემცირდეს დამაბინძურებელი ნივთიერებების ჩასვლა ოკეანეებსა და ზღვებში, მოწესრიგდეს ზღვის ორგანიზმების მოპოვება და მთლიანად აიკრძალოს ზოგიერთი სახეობის ჭერა. ცხადია, ამგვარი ღონისძიებების შემუშავებაში მნიშვნელოვანი ადგილი უნდა დაიკავოს ოკეანოლოგიამ.

ლიტერატურა:

1. ბილაშვილი კ. „მსოფლიო ოკეანის გამოყენების პერსპექტივები“. ჟურნალი „მეცნიერება და ტექნიკა“, №2, 1978.

2. . ბილაშვილი კ., ხომერიკი ი. “საქართველოს და იუნესკოს თანამშრომლობა ოკეანოგრაფიის დარგში”. “მეცნიერება და ტექნიკა” №6, 1997

3. ბილაშვილი კ. სავანელი ზ. “გეოგრაფიული საინფორმაციო სისტემა” მეცნიერება და ტექნიკა, №1-3, 2000

4. კერესელიძე დ. ტრაპაიძე ვ, ბრეგვაძე გ. „ზოგადი ჰიდროლოგია“ თსუ, 2011

5. მეტრეველი გ. „საზღვაო ჰიდრომეტრია“ თსუ გამომცემლობა 1997 წ

6. უკლება ნ. “ზოგადი ჰიდროლოგია”, თსუ გამოცემლობა

7. Anagnostou, Ch., Akoumianaki I., Bilashvili, K., Bologa, A., Kaberi, E., Karageorgis, A., Kholeif, S., Krasakopoulou, E., Shapiro, G. & Papathanassiou, E. The natural capacity of the seafloor of the Mediterranean Sea and the Black Sea to absorb and store atmospheric CO2. SESAME's 2nd Scientific Workshop, Villefranche, France, 2009

8. Andrews, J.E., et.al.An Introduction to Environmental Chemistry, Blackwell Science, London, 1996

9. Bigg G. “The oceans and climate, Cambrige University Press, Cambrige, 273 pp.1996 (2003, second edition)

10. Bilashvili K.A. An Analysis of the Formation and Development of Avalanches on Submarine S
lopes. Intern. Journ., of Sedimentary Petrology, v.48, #1, March, p.p.281-284, 1978, USA

11. Bilashvili K, Karl H, Bernkopf R. “To the problem of the effective inclusion of science into policy with particular application to post socialist countries (with the Geological Survey of USA”.International Conference “Oceanography of Mediterranean and Black Sea’’, February 1999, Athens, Greece, p.p.400-402.

12. Bilashvili, K. et.al., Report : “Problems connected with the Black Sea GOOS activities in Georgia“. Workshop on operational marine services”. Report #1, UNESCO,1999, Bulgaria.

13. Bilashvili, K. et.al. “The Black Sea – New Challenges: Complex socio-economic and ecological problems and solutions”. Currents, Autumn 1999, ORF, San Francisco, USA, p.11-1

13. Bilashvili K. et.al. “A Numerical Investigation of the Influence of Water Exchange with the Mediterranean Sea on Hydrological Regime of the Black Sea”. In Book, paper: Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea, 2nd International Conference, Ankara, 2002, p.335-343.

14. Bilashvili K. et.al. “The Current Climatic Micro-cycle and its Challenge to the Black Sea Coastal Zone”.Abstracts, International Conference in Obninsk, Russia, 2002, p.200-201.

15. Bilashvili K. A.,"Recent Developments in Georgian Marine Policy". Special Reports for NATO ODBMS Meeting: "A Synthesiss of the Project results", Within the 2nd International Conference "Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea", Ankara, 2002.

16. Bilashvili K, H.Slabakov, K. Y. Ilyin, A. Postnov, S. Motyzhov, N. Valchev. Paper: "Identification of existing capabilities and gaps in observational systems of the Black Sea riparian contries". 7th Int. Conf. "BLACK SEA",2004", p.295-303.

17. Bilashvili, K., G. Ruso, N. Megreli & Z. Savaneli. " Dynamics of the Deltaic Canyon Area of the Rv. Chorokhi, Georgia". Proceedings of the Seventh International Conference on the Mediterranean Coastal Environment MEDCOAST 05, Vol. II, Kushadisi, Turkey, 2005

18. Buachidze N., Chikviladze K., Kordzakhia G., Bilashvili K.."Study of environmental vulnerability due to anthropogenic activities in the Black Sea coastal area, Georgia". Proc. of International Ocean Research Conference , UNESCO, Paris, June, 2005.

19. Garrison, T. Oceanography, An Invitation to Marine Science, Wadsworth, Belmont, 1993

20. Corso, W. and Joyce, P.S. Oceanography, Springhouse, Pennsylvania, 1995.

21. Gross, M.G. Oceanography, A View of the Earth, 4th Ed., Prentice-Hall, New Jersey, 1987.

22. Gross, M.G. Oceanography, 6th Ed., Prentice-Hall, New Jersey, 1993.

23. Gross, M.G. Introduction to Oceanography, Harper-Collins, New York, 1995.
Ingmansson, D.E. and Wallace, W.J. Oceanography, An Introduction, 5th Ed., Wadsworth, Belmont, 1995.

24. Kereselidze D, Trapaidze V, Bregvadze G, Makalatia I, Grigolia G, Bilashvili K. "ASSESSMENT OF THE FLOODING IN THE BLACK SEA COASTAL AREA OF WESTERN GEORGIA, GEORGIA , 2nd Biannual and Black Sea SCENE EC project joint conference BS-HOT 2008, Sofia, Bulgaria.

25. Milne, D.H. Marine Life and the Sea, Wadsworth, Belmont, 1995.

26. Millero, F. J., and M. L. Sohn, 1992: Chemical Oceanography. CRC Press, 1992

27. Ingmansson, D.E. and Wallace, W.J. Oceanography, An Introduction, 5th Ed., Wadsworth, Belmont, 1995.

28. Ross, D.A. Introduction to Oceanography, 3rd Ed., Prentice-Hall, New Jersry, 1982.

29. Stowe, K. Ocean Science, 2nd Ed., Wiley, New York, 1983.

30. Stowe, K. Exploring Ocean Science, 2nd Ed., Wiley, New York, 1996.

31 Houghton, D. D., Handbook of Applied Meteorology. John Wiley and Sons. 1985

32. Trapaidze V, Bilashvili K, Kereselidze D, and Bregvadze G "Natural and Anthropogenic Consequences of the Relation between theBlack Sea and Lake Paliastomi, Georgia. Paper in Proc. of **10th International Multidisciplinary Scientific Geo-Conference & EXPO - SGEM 2010**. Bulgaria

33. The MEDAR Group C. Maillard, M. Fichaut, G. Maudire, C. Coatanoan,…K.Bilashvili, Z.Savaneli et.al. ”A Mediterraneanand and Black Sea oceanographic database and network”, An Intern.Journal of Earth Sciences, Vol. 46, n.4, December 2005, pp. 329 – 344, Italy, 2005.

34. Атлас океанов. Тихий океан. _ Л.: Изд. Главн. управл. навигации и океанографии МО СССР, 1974.

35 Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. _ Л.: Изд. Главн. управл. навигации и океанографии МО СССР, 1974.

36. Атлас Антарктики. _ М. _ Л.: Изд. Главно управления геодезии и картографии МГ СССР, 1966.

37. Атлас Антарктики. Т. I, II. _ Л.: Гидрометиздат, 1969.

38. Атлас теплового баланса Земного шара. _ М.: Изд. Главн. Геофиз. обсерватории, 1963..
.

39. Алекин О. А., Ляхин Ю. И. Химия океана. Л., 1984. 343 с.

40. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. _ М.: Наука, 1967

41. География Мирового океана. Физическая география. Мирового океана. _ Л.: Наука, 1980.

42. Гусев А.М. «основы океанологии» М., 1983, 248 с.

43. Егоров Н. И. Физическая океанография. Л., 1974. 455 с.

44. Орленок В.В. «Геоморпологиа дна океана» Калининград. 1976, 144 с

45. Кереселидзе Д, Билашвили К.,. Наводнения и связанные с ними риски и неопределенности / Abstracts of International Conference “Problems of decision making under uncertainty” (PDMU-2006), Alushta, Ukraine, 2006

46. Констатинов А.С. «Обшая Гидровиологиа» М, 1972, 472 с.

47. Леонтьев О. К. Морская геология. М., 1982. 344 с

48. Михаилов В. Н., Добровольский А.Д. «Общая гидрология», М., Высшая школа, 1991, 368с.

49. Жуков Л. А. Общая океанология. Л., 1976. 376 с.

50. Суховей В. Ф. Моря Мирового океана. Л., 1986. 288 с.

51. Шокальский Ю. М. Физическая океанография. 2-е изд. Л., 1933. 360 с.

- http://scilib.ucsd.edu/sio/ocean/index.html

- http://www.ascabos.io-bas.bg/educational_materials.html

- http://www.greenpeace.org/international/campaigns/save-our-seas-2

http://dusk2.geo.orst.edu/oceans/yoto.html

http://www.omg.unb.ca/omg/omg-intro.html

http://www.coast-nopp.org/visualization_modules/physical_chemical/basin_coastal_morphology/principal_features/continental_margins/submarine_canyons/congo.html

http://mama.caucasus.net/index.php?lang=en&page=GICMP

http://www.bodc.ac.uk

http://www.coastalmanagement.com/

http://www.science.smith.edu/departments/Biology/Bio264/Eutrophication_files/frame.htm

http://jerelo.com.ua/ru/ukraine/2006/11/29/10653

http://www.weatheronline.co.uk/

http://www.europarl.europa.eu/addresses/institutions/websites.htm

http://www.oanda.com/convert/classic

http://www.medcoast.org.tr/

http://www.wmo.ch/pages/index_en.html

http://www.usc.edu/

http://www.eurocean.org/

http://iodeweb5.vliz.be/oceanteacherhome/

http://ioc.unesco.org/oceanteacher/OceanTeacher2/01_GlobOcToday/06_OpOc/02_EconOcObs/EconomicsOceanObs.htm

http://www.vokrugsveta.ru/news/?item_id=1295

http://europa.eu/