

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет: Гідрометеорологічний
інститут
Кафедра океанології та
морського природокористування

МАГІСТЕРСЬКА КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА

на тему: Циркуляція вод та водні маси Мексиканської затоки

Виконав: студент 2 курсу групи МЗО-19
спеціальність 103 «Науки про Землю»
Колосовський Павло Валерійович

Керівник: ст. викладач. _____
Дерик Ольга Володимирівна

Консультант: д. геогр. н., проф.,
Берлінський Микола Анатолійович

Рецензент: д. геогр. н, проф.. _____
Сафранов Тамерлан Абісалович

Одеса 2020

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет Гідрометеорологічний інститут

Кафедра Океанології та морського природокористування

Рівень вищої освіти магістр

Спеціальність 103 «Науки про Землю»

Освітня програма Океанологія

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри _____

“ 26 ” 10 _____ 20 року

ЗАВДАННЯ

НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ

Колосовського Павла Валерійовича

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: Циркуляція вод та водні маси Мексиканської затоки

керівник роботи Дерик Ольга Володимирівна, ст. викладач

(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затвержені наказом вищого навчального закладу від “16”10.2020 року № 194 «С»

2. Строк подання студентом роботи 7.12.2020

3. Вихідні дані до роботи Циркуляція вод Світового океану та водні маси Мексиканської затоки

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) Ознайомитись з циркуляцією вод та водних мас Мексиканської затоки.

Об'єктом дослідження виступає Мексиканська затока. Предметом дослідження є циркуляція вод та водних мас. Теоретичне дослідження, порівняння та узагальнення результатів спостережень, подальший їх аналіз.

Провести дослідження циркуляції вод та водних мас Мексиканської затоки, їх вплив на течії та Світовий океан в цілому.

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень) Зрисунок, 2 таблиць.

6. Консультанти розділів роботи

Розділ	Прізвище, ініціали та посада Консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв
1	Берлінський М.А., д.географ.н, проф.		

7. Дата видачі завдання 26.10. 2020 року**КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН**

№ з/п	Назва етапів роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Одержання завдання на виконання магістерської роботи	26.10.20		
2	Пошук та підбір літератури та інших джерел інформації	----///---	90	відм
3	Характеристика гідрометеорологічних і океанологічних умов району дослідження.	---//-----	88	добре
4	Рубіжна атестація	16-21.11.20	90	відм
5	-----///-----///-----			
6	Оформлення кваліфікаційної роботи.		90	відм
7	Строк подання роботи на кафедру	7.12		
8	Перевірка на плагіат	10-13.12.20		
9	Попередній захист роботи	15.12.20	90	відм
10	Рецензування	16.12.20		
11	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		90	відм

Студент Колосовський П.В.

(підпис) (прізвище та ініціали)

Керівник роботи Дерик О.В.

(підпис) (прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

На магістерську роботу по темі «Циркуляція вод та водні маси Мексиканської затоки» магістра групи МЗО-19 Колосовського Павла Валерійовича.

Актуальність. Світовий океан займає більшу частину нашої планети тому дана тема є актуальною у зв'язку з тим, що водні маси є чинником формування клімату, впливає на рослинний та природний світ (риби і т. д.).

Мета роботи – ознайомитись з циркуляцією вод та водних мас Мексиканської затоки.

Об'єктом дослідження виступає Мексиканська затока.

Предметом дослідження є циркуляція вод та водних мас.

Методи: теоретичне дослідження, порівняння та узагальнення результатів спостережень, подальший їх аналіз.

Результати: Проведено дослідження циркуляції вод та водних мас Мексиканської затоки, їх вплив на течії та Світовий океан в цілому.

Висновки : Особливістю циркуляції Карибського моря та Мексиканської затоки є підйом глибоких вод біля узбережжя Південної Америки. Переміщення водних мас в Карибському морі вгору, як і в інших частинах Світового океану, викликане дією вітру: поверхнева вода відгинається від берега і замінюється глибокою водою. Підйом глибоких вод не поширюється на великі глибини і нижче 250 м не є значним. Внаслідок підйому глибоких вод підвищується біологічна продуктивність. Це зона інтенсивного рибальства. Завданням дослідження є побачити як взаємодіють між собою води світового океану; знайти закономірності зміни швидкості течій у світовому океані; дізнатися який вплив здійснює циркуляція вод; простежити яка циркуляція вод в Мексиканській затоці; зробити висновки з даної роботи

Ключові слова: ЦИРКУЛЯЦІЯ, ВОДНІ МАСИ,КАРИБСЬКЕ МОРЕ , ГОЛЬФСТРІМ, МЕКСИКАНСЬКА ЗАТОКА.

SUMMARY

For a master's thesis on "Circulation of waters and water masses of the Gulf of Mexico" Master of the group MZO-19 Kolosovsky Pavel.

Topicality. The world's oceans cover most of our planet, so this topic is relevant due to the fact that water masses are a factor in climate formation, affecting flora and fauna (fish, etc.).

The purpose of the work is to get acquainted with the circulation of waters and water masses of the Gulf of Mexico.

The object of study is the Gulf of Mexico.

The subject of the study is the circulation of water and water masses.

Methods: theoretical research, comparison and generalization of observation results, their further analysis.

Results: A study of the circulation of water and water masses of the Gulf of Mexico, their impact on currents and the oceans as a whole.

Conclusions: A feature of the circulation of the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico is the rise of deep waters off the coast of South America. The movement of water masses in the Caribbean Sea up, as in other parts of the oceans, is caused by the action of wind: surface water is bent from the shore and replaced by deep water. The rise of deep waters does not extend to great depths and below 250 m is not significant. Due to the rise of deep waters, biological productivity increases. This is an area of intensive fishing. The aim of the study is to see how the waters of the world's oceans interact; to find patterns of changes in the speed of currents in the world's oceans; find out what effect the water circulation has; to trace the circulation of water in the Gulf of Mexico; draw conclusions from this work

Key words: CIRCULATION, WATER MASSES, CARIBBEAN SEA, GULFSTREAM, GULF OF MEXICAN.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	8
1. ЦИРКУЛЯЦІЯ ВОДНИХ МАС СВІТОВОГО ОКЕАНУ	9
1.1 Циркуляція вод.....	9
1.2 Розподіл та перемішування водних мас.....	16
1.3 Температурний стрибок, стрибки солоності та глибини.....	17
1.4 Течії в океанах і морях	19
2 ХАРАКТЕРИСТИКА КАРИБСЬКОГО МОРЯ ТА МЕКСИКАНСЬКОЇ ЗАТОКИ.....	23
3. МЕКСИКАНСЬКА ЗАТОКА, ЦИРКУЛЯЦІЯ ВОД ТА ВОДНИХ МАС.....	35
ВИСНОВКИ.....	51
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	53

ВСТУП

Вода є унікальним елементом земної поверхні, і саме через наявність великої кількості води нашу Землю ще називають «блакитною планетою». Незважаючи на таку кількість води, більша її частина міститься в океанах і морях, і тільки 0,6 % загальної кількості живильної вологи придатні для споживання. З 510 млн. кв. км площі земної кулі на Світовий океан припадає 361 млн. кв. км, або майже 71% (південну півкулю більш океанічна - 81%, ніж північне - 61%). Океанічна частина земної поверхні - найбільш великий горизонтальний компонент географічної оболонки. Сам факт існування глобальної неоднорідності (материкова - океанічність) у поєднанні з географічною широтою і висотою визначає найголовніші особливості природи Землі. Крім того, суша і океан розподілені по поверхні Землі нерівномірно. Асиметрія суші та океану тягне за собою асиметрію у розподілі всіх інших компонентів природи: клімату, ґрунтів, тваринного і рослинного світу; впливає на характер господарської діяльності людини. Таким чином, пізнання географічних об'єктів, явищ, процесів неможливо без вивчення природи Світового океану.

Проблема формування водної маси Світового океану близько пов'язана з проблемою походження Землі та її природних оболонок: літосфера, гідросфера та атмосфера. Історично змінювали один одного гіпотези «гарячого» (автори: Г. Лейбніц, 1649; І. Кант, 1755; П. Лаплас, 1796) та «холодного» (автори: О. Ю. Шмідт, В. Г. Фесенков, О.П. Виноградова) походження Землі, призвело до різних трактувань утворення гідросфери. Сучасні уявлення ґрунтуються на космогонічних гіпотезах про походження Землі від первинного холодного газу туманності. Як частина цієї комети або метеориту, ця газопилова хмара містила воду у вигляді льоду.

В антропогенності коливання рівня Світового океану найкраще вивчені і пов'язані, насамперед, із похолоданням та глобальним потеплінням. Коливання рівня Світового океану, пов'язані з заледенінням, досягав 100-120 м і реєструвався в надводних морських терасах і карстові печери занурені під рівень Світового океану.

Оцінюючи дослідження Д. Кастлінга та Н. Холма, Ю. Д. Шуйського (1999) дійшли висновку, що за останні десятки мільйонів років видобуток

сучасної океанічної води в мантію під час занурення континентальна кора в районі траншеї приблизно дорівнює її надходженню з мантії, або такі вилучення навіть перевищують доходи. Як що б це не було, але більша частина досліджень свідчить Ю. Д. Шуйський (1999), про певний ритм цих процесів.

1 ЦИРКУЛЯЦІЯ ВОДНИХ МАС СВІТОВОГО ОКЕАНУ

1.1 Циркуляція вод

Наявність перешкоди для руху води у вигляді берега і поступове зменшення глибини до нього суттєво змінюють схеми циркуляції води, характерні для відкритого океану. Завдання практичної діяльності, пов'язані з судноплавством, будівництвом різних споруд у прибережній зоні, давно привертали увагу до особливостей течій на шельфі.

Періодичні припливні течії спеціально позначаються або прямо вказуються на всіх припливних картах, атласах і таблицях припливних течій. Практично припливні течії - єдиний тип періодичного руху води, природа якого відома, і її розрахунок і прогноз не представляють труднощів.

Але, як правило, незважаючи на точне позначення швидкості та напрямку припливного потоку на карті або в таблиці, значення цих значень не завжди збігаються з реальними. Справа в тому, що припливні течії обчислюються фільтруванням за винятком неперіодичної складової, але остання може значно перевищувати швидкість періодичного потоку і змінювати свій напрямок навіть на протилежний. Він виключається з розрахунку лише тому, що значення цього компонента важко розрахувати заздалегідь[1].

Основною причиною неперіодичних течій є вітер. Всі зміни швидкості та напрямку вітру в кожній точці моря, просторова та часова неоднорідність поля вітру над акваторією миттєво відображаються в полі течій у всьому басейні. Тому струми вітру розрахувати найважче.

З самого початку теорії вітрових течій на початку ХХ століття Екман намагався пояснити вплив на них берегів. Цей вплив, в першу чергу, проявляється у зміні рівня океанічного наслідок внаслідок згинальних процесів, при цьому виникає горизонтальний градієнт тиску P_G , який впливає на напрямок і швидкість течії.

У найпростішій формі основний вплив берега на течію Екман розглянув у наближенні стаціонарного одновимірного рівняння руху для моря глибиною N . Його рішення у складному вигляді з постійним коефіцієнтом вертикальна турбулентність k має дві складові.

Як би нахил рівня був відомий, тоді, маючи напругу тертя, створювану вітром, можна було б визначити складові швидкості потоку.

Екман провів якісний аналіз прибережної течії без кількісних оцінок, вважаючи, що під час сплеску рівень моря поступово піднімається до берега, а під час падіння - знижується. Поза верхнім екманським шаром товщиною h внесок дрейфуючого струму в сумарний невеликий, і останній визначається головним чином градієнтною складовою. На поверхні він досягає найбільшого значення і зменшується з глибиною до нуля внизу.

Висновки з теорії Екмана про течії вітру загалом добре узгоджуються з даними численних спостережень у відкритому океані.

Однак біля берега основні припущення теорії Екмана не виконуються, тобто ця теорія не поширюється на явища, що спостерігаються в прибережній зоні моря.

У заглибленій шельфовій зоні ($H > h$) градієнтна течія на поверхні має напрямок нормальний до градієнта нахилу рівня, відхиляючись від нього у північній півкулі праворуч, тобто при будь-якій зміні рівня води біля берега як при нагоні, так і при згоні формується вздовж берегова градієнтна течія, яка відхиляється праворуч від градієнта нахилу рівня. У придонних шарах шельфу з товщиною придонного шару тертя hN також формується екманівська спіраль[2].

Якщо розглянути градієнтну течію вище придонного екманівського шару ($z < H - hN$), то суттєвих змін швидкості течії не відбувається і вона майже така ж, як і швидкість вздовж берегової течії. У межах придонного граничного шару при наближенні до дна відбувається зменшення і повертання ліворуч градієнтної течії, тобто у протилежний бік відносно верхнього екманівського шару.

При наближенні до берега і зменшенні глибини як дрейфова, так і градієнтна течії за напрямком наближаються до напрямку діючої сили. У першому випадку - це напруга тертя вітру, а у другому - тиск, зумовлений нахилом рівня. Як наслідок, профіль сумарної течії у шельфовій зоні виявляється складним. Якщо глибина $H > 2D$, ($D = \rho h$, h - товщина верхнього екманівського шару), то у межах верхнього шару тертя товщиною D формується сумарна течія, яка складається з геострофічної, зумовленої згінно - нагінним нахилом рівня, і дрейфової, яка змінюється з глибиною. У межах нижнього граничного шару тертя товщиною D напрямок градієнтної течії з глибиною змінюється на протилежний відносно течії на поверхні. Між цими шарами знаходиться чисто геострофічний потік[3].

При глибині $H < 2D$ дрейфова течія охоплює і нижній граничний шар, а екманівська спіраль швидкості течії нижнього шару тертя розповсюджується у верхній шар тертя, і чистого геострофічного потоку в цих умовах не буває.

Вивчаючи закономірності циркуляції води в зоні шельфу, слід мати на увазі, що нахил рівня, який при розгляді профілю потоку вважався постійним, насправді змінюється із віддаленням від берега. У свою чергу неоднорідність горизонтальних течій викликає відповідні вертикальні рухи води, які компенсують відтік поверхневих вод під час їх розбіжності або усувають надлишок води під час їх зближення. Підйом води в зоні шельфу називається прибережним апвеллінгом, а спуск - даунвеллінгом.

Найвиразніше проявляється залежність вертикальних рухів води від напрямку вітру, що створює зближення або розбіжність горизонтальних водних потоків поблизу берега. Вітер з берега - згин - підйом; вітер з моря - біг - збій.

Певним внеском у загальну прибережну течію є хвильовий потік - переносний рух водної маси в поверхневому шарі за рахунок вітрових хвиль. Хвильовий потік спрямований уздовж напрямку поширення вітрових хвиль. Причиною його виникнення є відкритий характер траєкторій руху частинок води в реальній хвилі вітру. Швидкість переносу однакова для всіх частинок на однаковій глибині; це залежить від висоти та періоду хвиль і дуже швидко згасає зі збільшенням глибини[4]. Тому течії в поверхневих шарах води біля берегів є складним складом багатьох факторів.

Велике значення мають рельєф прибережної зони, наявність островів та западин. Так, морякам не раз доводилося зустрічатися з одним, на перший погляд, дивним явищем. Коли вітер дме з моря поблизу островів, рівень води падає не тільки з підвітряного боку, але і з навітряного. Пояснюється це парадоксальне явище досить просто: вітер відганяє воду з району моря, де знаходяться ці острови, до інших навітряних берегів, тобто вода перерозподіляється не лише поблизу островів, але і по всій водоймі.

Зрозуміло, що при плаванні біля островів дуже важливо знати напрямок і швидкість потоків. На мілководних ділянках, при загальному переносі води вітром, острови обтікають з усіх боків, як звичайну перешкоду. Швидкість і напрямок водних потоків поблизу узбережжя острова залежать від глибини моря, розміру та конфігурації острова та його розташування щодо потоку. Течії змінюються безпосередньо біля острова.

У штормову погоду поблизу островів на мілині моряки не ризикують купатися. Інша справа - купання в океані, де великі острови можуть служити

природним притулком від штормових сплесків. І справді, на підвітряній стороні острова можна сміливо сховатися від сильного шторму[5].

Однак слід мати на увазі, що океанографічні спостереження свідчать про існування замкнутої аномальної циркуляції навколо деяких океанічних островів. Наприклад, напрям течій навколо островів Тайвань, Ісландія, Курильські острови протилежний напрямку загальної циркуляції води в сусідній зоні океану. Однією з причин, що призводить до такої аномальної циркуляції, є турбулентний характер вітрового поля над великою площею океану. У більшості випадків аномальна циркуляція течій навколо островів у північній півкулі відбувається за годинниковою стрілкою, тобто антициклонічна, тоді як загальна циркуляція в океані, що включає острів, проти годинникової стрілки.

Закручена природа та неоднорідність вітрового поля у просторі та зміни інтенсивності напрямку вітру протягом сезонів року призводять до появи в деяких районах моря місцевих циркуляційних утворень, що відрізняються за напрямком від течій по всьому морі. Такими є течії, що утворюються в результаті дії вітру та мусонних вітрів. Час їх дії, напрямок потоків визначаються періодом і швидкістю вітру. Ці самі періодичні вітри можуть викликати більш цікаві явища.

Прикладом може служити аномальна циркуляція в південно-східній частині Чорного моря. Поверхневі течії в Чорному морі, як і у всіх морях північної півкулі, найчастіше проти годинникової стрілки і, простягаючись біля берегів, охоплюють прибережну зону шириною близько 20 миль. Основною причиною таких течій є система вітрів над морем та інтенсивний потік річкових вод.

У південно-східній частині Чорного моря в 1937 році було виявлено кругову течію в напрямку проти годинникової стрілки. Його центр розташований приблизно в 40-50 милях від Батумі, і він тісно прилягає до прибережної течії[6]. Детальне його дослідження показало, що струм має незвичні властивості. Перш за все, це система течій, при якій температура поверхневого шару води влітку значно вища, а проміжний шар нижчий за середню температуру води на ділянці від Батумі до Ялти. Солоність води тут нижча за середню.

Посилення штормової активності над Чорним морем сприяє посиленню прибережної течії, з одного боку, та викликає ослаблення течій в антициклонічній зоні - з іншого. Взимку, в період максимальної інтенсивності атмосферної активності, північно-східні вітри спричиняють збільшення циклонічних прибережних течій.

У випадку, коли вода з низькими температурами та солоністю піднімається на поверхню, антициклонічний цикл може зникнути, і в цей момент відбувається циклонічна циркуляція. Таким чином, напрямок потоку тут стає протилежним[7]. Однак антициклонічна область влітку набагато чіткіша в цій області (поточна швидкість сягає 1,5 вузла), ніж циклонічна область взимку (поточна швидкість не перевищує 0,4 вузла).

Як зазначалося вище, в результаті дії вітрового та хвильового транспорту утворюються течії призводять до того, що рівень води біля берега піднімається. З підйомом рівня води починають розвиватися компенсаційні течії, спрямовані від берега, швидкість яких також зростає зі зростанням рівня. Ці компенсаційні течії схожі на ланку, яка закриває цикл руху водних мас. Зрештою настає стійкий стан, при якому кількість води, що надходить на берег, дорівнює кількості води, що виходить у море.

Компенсація за сплеск природи може йти двома шляхами: у вигляді протитоку та розривних струмів. Гіпотетично протиток можна уявити так: струм вітру створює підвищення рівня в прибережній зоні. Різниця рівнів, що утворюється в результаті підйому, утворює градієнтну течію, яка несе воду в придонному шарі до відкритого моря.

У реальних умовах на мілководді морські протоки розуміють не як зворотний потік у чистому вигляді, а як тенденцію до зворотного переносу частинок води, створених нахилом рівня. Перепад тиску створює перешкоду потоку води під час початку - він сповільнюється і може повністю зупинитися. Якщо розглядати прибережну зону в цілому, це пояснення цілком прийнятне, але в зоні відсікання воно порушується впливом розривних течій.

Розривні течії, на відміну від компенсаційних протитоків, - це виражені вузько локалізовані потоки, які можуть покривати товщу води від поверхні до дна. Вони спостерігаються в природі у вигляді вузьких струменів, які в'януть, коли ви віддаляєтесь від берега[8].

Основною причиною переривчастих течій є нерівномірність припливу води вздовж берега через звивистість прибережної смуги та нерівномірність припливу води уздовж берега. У процесі обгону утворюється сильний поздовжній потік, і вода накопичується в нерівностях рельєфу берега і дна, біля мисів і коси, що перешкоджають його руху. У цих районах утворюється область підвищеного рівня, і в той момент, коли сила, спричинена різницею рівнів води біля берега та в морі, перевищує силу потоку, виникає розривний струм (рис. 1.1 а)[9].

Дійсно, в природі розривні течії в більшості випадків спостерігаються поблизу виступаючих точок берега. Однак поблизу мілководних берегів картина протитоків може бути іншою: складність топографії підводного прибережного схилу, навіть поблизу берега з простою береговою лінією, призводить до того, що напрямок прибережних течій різний у прилеглих районах берег. Існують різноспрямовані потоки, які при зустрічі утворюють розривні струми (рис. 1.1б).

Розривні течії порівняно легко виявити завихреннями на кордонах їх потужних струменів, розривами лінії прибережних бур і різкою різницею помутніння основного потоку.

На невеликій глибині розривні течії захоплюють всю товщу води від поверхні донизу. Зі збільшенням глибини, як і всі стічні води, вони

переходять у поверхневі шари. Максимальні швидкості розривних струмів на поверхні складають приблизно $1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

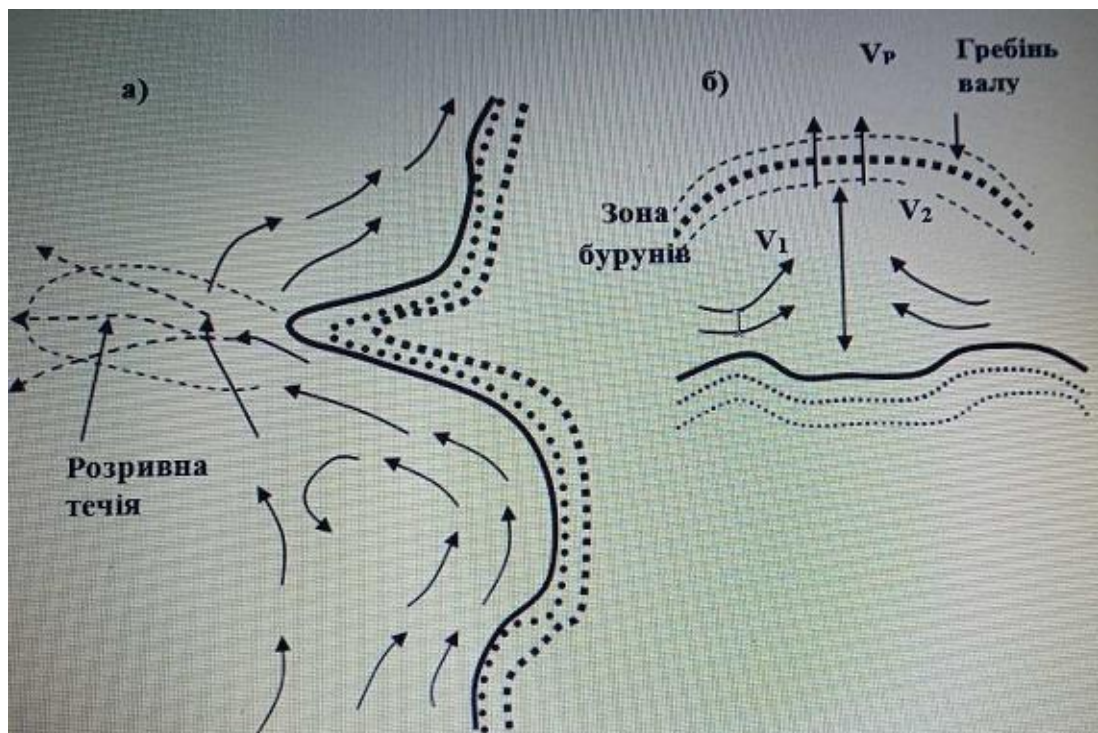


Рис. 1.1 Схема утворення розривної течії: а – поблизу природних перешкод; б – при різноспрямованих потоках.

На інтенсивність розривної течії значно впливає показник увігнутості бухти або затоки (відношення його довжини до ширини вхідного створу). Чим більший цей показник, тим значніший вітровий нагін, а тому, струмінь розривної течії потужніший і далі проникає у море.

За рахунок локальності й великих швидкостей ці течії становлять серйозну небезпеку для навігації. Судно, яке опинилося в зоні течії, може бути знесене з курсу, а при проходженні каналом – викинуто на брівку. Крім того, в окремих районах, ці течії спостерігаються у вигляді сильних струменів придонних течій зі швидкостями до $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ [10]. В цих випадках течія біля дна згладжує нерівності рельєфу навіть у корінних породах, а з часом виробляє жолоби, які відходять від берега на кілька миль, спричиняє розриви у підводних вздовжберегових валах, руйнує стінки судноплавних каналів. Такі різкі зміни морфології дна прибережних районів після інтенсивних і тривалих штормів перешкоджають існуючій схемі переміщення наносів і призводять до утворення мілин і банок у самих несподіваних місцях.

Нарешті, в морях і океанах, окрім вітрових, можуть існувати течії, зумовлені процесами проникнення води крізь межу поділу вода – повітря. Ці течії, називані течіями поверхневих шарів, визначаються головним чином

опадами, випаровуванням, конденсацією. Власна швидкість цих течій, як правило, не перевищує 1 – 2 сантиметрів за секунду, тобто не є перешкодою для суден, але такі течії служать своєрідним спусковим механізмом для інших явищ.

Зокрема, при погоді без вітру ці течії сприяють інтенсивному перемішуванню вод і утворенню водних мас з різною густиною. Після цього вступає в дію найпотужніша сила руху води в океані – сила градієнта густини, і виникає великомасштабна циркуляція, у яку залучаються великі і малі маси води.

При зростанні або зменшенні маси води у будь-якій водоймі, що сполучається з іншою вузькою протокою, у цій протоці виникають сильні течії. Наприклад, у реальних умовах баланс опадів і випаровування в Азовському морі приводить до різниці рівнів води Азовського і Чорного морів, і у Керченській протоці можуть виникати течії зі швидкостями 20 – 30 см за секунду, що вже може бути перешкодою для суден. У недалекому минулому у затоці Кара-Богаз-Гол щорічно випаровувалося до 5 мільярдів метрів кубічних води і компенсуючий потік у протоці сягав швидкості 2.5 метри за секунду[11].

Таким чином, такі процеси неможливо не брати до уваги при плаванні вздовж берега поблизу вузьких гирл, великих заток і лиманів.

Зменшення глибини у шельфовому регіоні, вплив берега, посилення впливу топографії дна, стратифікація вод, інтенсивність тертя, а також нелінійні адвективні складові і вплив процесів у прилеглих районах моря або океану – все це може суттєво ускладнити картину циркуляції води.

У результаті не всі її закономірності можуть проявлятися однаково на різних ділянках шельфової зони. Наприклад, вздовж берегова течія у районі Перуанського шельфу зумовлена головним чином екваторіальними великомасштабними внутрішніми хвилями, а не місцевим вітром.

Незважаючи на широке розповсюдження вздовжберегових течій, значні переміщення води у океанах вздовж континентів мають іншу природу. Ці течії являють собою ланки загальної циркуляції океану і зумовлені не стільки напругою тертя переважного вітру, скільки барокліним ефектом. Їх ширина суттєво більша, чим відповідного шельфу, і викликані ними впорядковані вертикальні переміщення мас води розвиваються не стільки у межах шельфу, скільки за ним. Так, наприклад, апвелінги у районах Каліфорнійської і Перуанської течій розповсюджуються далеко за межі вузьких шельфів в океан. Також великі апвелінгові області, утворені Канарською, Гвінейською і Бенгельською течіями біля західних берегів Африки, де шельф вузький і глибини за ним великі. В Індійському океані відносно невелика область сталого прибережного апвелінгу знаходиться у районі Західно-Австралійської течії.

Усі перелічені великі області апвелінгу розташовані біля західних берегів материків, де переважає дивергенція течій. У західній периферії океанів відбувається глобальна конвергенція течій, яка пояснюється β –

ефектом. Вочевидь, у шельфовій зоні цих частин океану можливо очікувати переважання вертикальних рухів, спрямованих униз.

У якості прикладу апвелінгу, пов'язаного з вітром, слід відзначити сезонний підйом вод у районі Сомалійської течії і в Аравійському морі, який спостерігається при розвиненому південно-західному мусоні. Такі ж явища мають місце в азіатських морях Тихого океану.

1.2 Розподіл та перемішування водних мас

Під водною масою розуміють порівняно великий об'єм води, який протягом тривалого часу має постійний і неперервний розподіл фізичних, хімічних і біологічних характеристик і який є єдиним комплексом та поширений як єдине ціле. До комплексу її показників входить температура, солоність, деякі хімічні коефіцієнти, ізотопний склад води, мінералогічний та хімічний склад завислих речовин, видовий склад планктону. Виділяють такі основні водні маси: екваторіальні, тропічні, субтропічні, помірних широт, субполярні й полярні. Водні маси по вертикалі поділяють на поверхневі, підповерхневі, проміжні, глибинні та придонні. Для водойм характерна стратифікація води – той, чи інший розподіл шарів з різними гідрологічними характеристиками. Вона може бути стійка, або позитивна – коли щільність води збільшується з глибиною, і нестійка – за зворотнього напрямку. Чим сильніший позитивний градієнт щільності, тим вища стійкість шарів і гірше їх перемішування. Якщо під впливом охолодження або осолоніння щільність поверхневого шару зростає, стратифікація стає все менш стійкою або переходить у нестійку, що відображається на інтенсивності конвекції. Наприклад, у Середземному морі влітку солоність поверхневого шару внаслідок значного випаровування досягає 39‰, але із-за значного прогрівання води стратифікація залишається позитивною. За осінньо-зимового охолодження температурна і солена конвекція додаються і перемішування охоплюють шар до глибин 1000 м [7, 10, 12].

У разі відсутності перемішування водна товща стає неоднорідною по вертикалі. У ній під впливом різних факторів виникає в тій чи іншій формі клинальність (градієнтність) гідрологічних характеристик: щільності (пікноклін), температури (термоклін), концентрації кисню (оксиклін) та інші. До вторинних водних мас відносять води змішування основних водних мас і води, принесеної в океан з інших водойм (наприклад, середземноморська водна маса в північній частині Атлантичного океану або червономорська – в Індійському). Розподіл густини по вертикалі характеризується дуже важливим показником – критерієм вертикальної сталості (Б), який майже дорівнює вертикальному градієнту густини. Фізичний зміст цієї величини полягає в оцінці того, що відбувається з часточкою води, якщо її перенести з одного горизонту води на інший. Зі своєю температурою, солоністю і густиною часточка опиниться в середовищі з іншими значеннями цих характеристик. Якщо в часточки, що прийшла зверху, буде менша густина,

ніж густина навколишньої води, вона прагнуче повернеться у попередній горизонт, якщо більша – продовжить рух у тому ж напрямку, а якщо така ж, як і в навколишньої води, – залишиться в цьому горизонті. Таким чином, можливі три випадки рівноваги: стійка, нестійка і байдужа[13].

Зміни густини по вертикалі (їхні градієнти) дуже малі, тому і величина сталості теж дуже мала, вона виражається мільйонними частками одиниці. Тому користуються звичайно значно більшою величиною: $E \cdot 10^8$. При цьому реальні числа виражаються у верхніх шарах у тисячах, у глибинних – у сотнях, і десятках, а в океанічних жолобах – навіть в одиницях.

Перемішування чи обмін (масообмін, теплообмін тощо) у природних водах завжди пов'язаний із турбулентністю, ламінарний рух у них зустрічається дуже рідко. Існує два види турбулентного перемішування води в океані залежно від сил, які його спричиняють: фрикційне, зумовлене силою тертя і густинне, зумовлене зміною густини.

Фрикційне перемішування відбувається в рухомій воді, тобто в течіях, припливах, та у разі хвилювання в результаті різниці швидкостей в окремих об'ємах рухомої води. Цей вид перемішування призводить тільки до перерозподілу характеристик без зміни загальної кількості тепла і солей.

Густинне перемішування (конвекція) відбувається за зворотної густинної стратифікації, яка виникає або у разі збільшення густини шарів, що залягають вище, або за зменшення густини шарів, що залягають нижче. У цих випадках безумовно має змінитись кількість тепла або солей або ж того і другого в шарі, густина якого змінилася. Найбільш інтенсивне густинне перемішування відбувається в період осінньо-зимового охолодження, коли розвивається процес зимової вертикальної циркуляції. Інтенсивність у процесі перемішування оцінюється коефіцієнтом турбулентного обміну[14]. З густиною води пов'язані деякі важливі особливості її зміни, насамперед ущільнення в умовах змішування. Таке ущільнення притаманне навіть прісній воді. Дійсно, якщо змішати дві рівні маси прісної води, які мають температуру 0°C і 8°C та однакову густину ($999,87 \text{ кг/м}^3$), то отримаємо суміш із температурою 4°C і густиною 1000 кг/м^3 , тобто густина суміші більша, ніж густина складових частин. У морській воді подібний ефект змішування ще більше посилюється. Така властивість води веде до посилення процесу перемішування за контакту різнорідних вод (наприклад, вод теплої і солоної течії Курасіо і холодної та опрісненої Оясіо). Загалом концепція водних мас відкриває великі можливості для розв'язання однієї із задач географії – районування океану.

1.3 Температурний стрибок, стрибки солоності та глибини

Особливе значення для фізичних і біологічних явищ має утворення шару температурного стрибка і відносно стійкої стратифікації поверхневих шарів над ним, який утворився в результаті весняно-літнього прогрівання. Цей прогрітий, більш легкий поверхневий шар, порівняно тонкий, товщина

його переважно не більша 50–60 м. Нижче шару добре перемішаної води розміщена зона швидкої зміни температури товщиною від декількох десятків до декількох сотень метрів, або термоклін. Зона максимальної (швидкої) зміни щільності співпадає з термокліном.

У зоні термокліна (стрибка), що розділяє води з різною температурою, солоністю і щільністю, вертикальний обмін зменшується, або повністю припиняється. У результаті цього утруднюються проникнення тепла на глибину та хімічних елементів із глибинних шарів до поверхневих, а також ускладнюються вертикальні міграції бактерій, фіто-і зоопланктону. Шар температурного стрибка є 85 важкоподоланим бар'єром для всіх процесів обміну між верхнім і нижче розміщеним глибинним шаром океану. Глибина перемішаного поверхневого шару в океані змінюється залежно від ряду причин, але зазвичай вона не перевищує 200 м. На глибині 100–200 м розташований постійний максимум щільності – так званий основний пікноклін, який затримує від опускання на великі глибини вільноплаваючих представників планктону, ікринок і личинок різних тварин. Найбільш виражений стрибок із максимальними градієнтами утворюється в районах із великими річними коливаннями поверхневої температури, тобто характерний переважно для помірних широт [14].

На даний час у результаті уточнення викладеної схеми доведено, що поряд з описаними великомасштабними змінами стратифікації водних мас для океану характерні також дрібномасштабні варіації таких змін. Досить часто в приповерхневих шарах спостерігається тонка стратифікація, що супроводжується ступінчастими змінами температури та солоності (відповідно і щільності) у межах широкого діапазону глибин, але переважно приповерхневих шарів. Деталі утворення такої океанічної мікроструктури повністю ще не доведено, але загальна картина зводиться до того, що океан майже повністю являє собою тонкостратифіковане середовище, в якому існують порівняно однорідні за властивостями шари товщиною від десятків метрів до десятків сантиметрів із різкими змінами термодинамічних характеристик. Такого роду «мікрострибки» супроводжуються суттєвими особливостями перенесення тепла та хімічних елементів в океан, сприяють створенню локальних, обмежених по товщині шарів підвищеної біопродуктивності за рахунок, насамперед, концентрації в їх межах бактерій, фітопланктону, дрібних представників зоопланктону, ікри, личинок і самих риб (переважно мезопелагічних).

Наявність такого своєрідного вертикального розміщення водних мас пояснює можливість існування у відкритій пелагіалі океану досить об'ємних ресурсів мезопелагічних риб, а також пояснює можливість проживання в ці відносно малопродуктивні регіони таких великих хижаків як тунці. Слід відмітити, що чим скоріше відбувається весняне прогрівання, тим на меншу глибину воно проникає і відповідно прогрітий шар над стрибком виявляється тоншим. У шельфових зонах, де вертикальне перемішування відбувається значно інтенсивніше, утворення зони стрибка ускладнюється і носить різний

характер залежно від специфіки району. Восени за поступового охолодження поверхневих шарів і збільшення їх щільності посилюється вертикальна циркуляція, що захоплює залежно від ступеня охолодження більшу або меншу глибину[15]. У помірних широтах вона проникає до 200–300 м, створюючи майже повністю гомотермний шар. У високих арктичних і антарктичних широтах, переважно в Гренландському морі і морі Уедделла, інтенсивне і тривале охолодження призводить до більш глибокого опускання поверхневих шарів води, збагачених біогенними елементами, та високим вмістом кисню. Потім ці води, захоплюються глибоководними течіями, проникають у помірні кліматичні зони, піднімаються на поверхню і створюють сприятливі умови для утворення обширних океанічних районів підвищеної продуктивності. Інтенсивний приток мас холодних вод з полярних областей компенсує прогрів поверхневих шарів у тропічних і субтропічних районах океану, а незначна глибина конвекції і мала теплопровідність води обмежують товщину теплового прогрітого шару в цих районах всього декількома сотнями метрів.

Середня температура водної маси Світового океану $3,8^{\circ}\text{C}$, тобто він досить холодноводний і навіть на екваторі температура всього водяного стовпа становить $4,9^{\circ}\text{C}$. Безперервно діючі інтенсивні вертикальні і горизонтальні океанічні циркуляції є причиною добре вираженої вертикальної стратифікації Світового океану.

1.4 Течії в океанах і морях

В океанах частки води переносяться з одного району в інший на дуже великі відстані. Ці переміщення часто займають величезні маси океанічних вод, охоплюючи широкою смугою шар води певної глибини. На великих глибинах і біля дна існують повільніші переміщення часток, переважно в напрямку, зворотному до поверхневих водних мас. Поступальний рух часток води з одного місця океану чи моря в інше називається течією. Крім постійних переміщень водних мас, у морях і океанах існують поступальні рухи води, спричинені змінними вітрами.

Течії води можуть мати також періодичний характер, коли вони спричинені дією припливотворних сил Місяця і Сонця (припливно-відпливні течії). Існує кілька класифікацій морських течій[16].

Основною вважається класифікація течій за їх походженням, згідно з якою виділяють: густинні течії, зумовлені нерівномірним горизонтальним розподілом густини води; вітрові, або дрейфові, спричинені силою тертя рухомого повітря; припливно-відпливні, зумовлені дією періодичних припливотворних сил Місяця і Сонця; згінно-нагінні, спричинені нахилом

поверхні моря в результаті дії вітру; бароградієнтні, пов'язані з нахилом рівня моря, зумовленим змінами в розподілі атмосферного тиску; стокові, що утворюються за рахунок підвищення рівня в прибережних ділянках у результаті річкового стоку. За стійкістю течії поділяються на постійні, періодичні та тимчасові.

Постійні течії мало змінюють швидкість і напрямок протягом сезону або року. Це пасатні течії всіх океанів, зокрема Гольфстрім, Куросіо. Періодичні течії повторюються через однакові проміжки часу в певній послідовності (припливно-відпливні).

Тимчасові (неперіодичні) течії виникають унаслідок неперіодичної взаємодії зовнішніх сил, насамперед вітру. За глибиною розміщення виділяють течії: поверхневі, які поширюються на глибину до 100 м; глибинні, які зустрічаються на різних глибинах від поверхні моря; придонні, поширені в шарі, прилеглому до дна. За характером руху виділяють прямолінійні і криволінійні течії, які, у свою чергу, поділяються на циклонічні та антициклонічні.

За фізико-хімічними властивостями розрізняють теплі й холодні, солоні й розпріснені течії. У північній півкулі, як правило, течії, що рухаються в північному напрямку, є теплими (Гольфстрім, Куросіо), а течії, що рухаються на південь – холодними (Лабрадорська, Курильська). Найбільш яскраво у Світовому океані виражені течії, які утворюються в результаті взаємодії одразу кількох факторів. Види течій. У результаті тертя вітру об поверхню моря і частково в результаті тиску вітру на поверхню хвиль виникають вітрові течії. При цьому течії, які виникають у результаті дії тривалих панівних вітрів, називаються дрейфовими. Прикладом дрейфових течій є пасатні, Північноатлантична, течія Західних Вітрів. Енергія руху тертя передається в нижчі шари води, внаслідок чого виникає їхній поступальний рух [17].

У результаті накопичення води, яке спричинює неоднаковий тиск у різних місцях моря на одних і тих же рівневих поверхнях, утворюються стокові течії. Накопичення води відбувається переважно за рахунок зміни рівня під впливом вітру і притоку річкових вод. Певну роль відіграє випадання атмосферних опадів і танення льоду. Типовим прикладом стокових течій є Флоридська течія, що витікає з Мексиканської затоки і дає початок Гольфстріму. Густинні течії зумовлені нерівномірним розподілом температури і солоності води, а відповідно і густини по горизонталі, що спричиняє переміщення водних мас. Загалом рідко можна спостерігати течії,

які спричинені лише однією силою. Найбільш чітко виражені течії Світового океану, утворені під впливом кількох факторів. Гольфстрім є одночасно густинною, стоковою і вітровою течією. Після виникнення течії починають діяти вторинні сили і фактори, які впливають на швидкість і напрямок течії. До них можна віднести силу Коріоліса і силу тертя [18].

Перша примушує потік відхилятися від свого напрямку в північній півкулі вправо, а в південній – вліво; друга на межі течії гальмує її, поглинаючи частину кінетичної енергії. Крім того, напрямок течії змінюють конфігурація берегів материків і рельєф дна океану. Під потужними океанічними течіями, такими як Гольфстрім, Куросіо, існують протитечії, тобто течії, спрямовані в бік, протилежний поверхневим течіям. Загальна схема течій Світового океану. У тропічній зоні Світового океану, де існують стійкі зони пасатів північно-східного (північна півкуля) і південно-східного (південна півкуля) напрямку, виникають постійні і потужні пасатні течії (північна і південна), спрямовані на захід [19].

Зустрічаючи на своєму шляху східні береги материків, течії створюють нагін води (підвищення рівня) і повертають вправо в північній і вліво в південній півкулях. Приблизно на 40° широти в обох півкулях на маси води починають діяти західні вітри, течії повертають на схід і північний схід. Зустрічаючи на своєму шляху західні береги материків, вони повертають на південь у північній півкулі і на північ у південній, утворюючи замкнені кільця циркуляції між екватором і $40\text{--}50^\circ$ широти. У північній півкулі циркуляція спрямована за годинниковою стрілкою, у південній – проти годинникової стрілки.

Одночасно частина східної течії повертає в північній півкулі на північ, утворюючи самостійну циркуляцію вод у помірних широтах. Між течіями пасатних зон північної і південної півкуль виникають протитечії, спрямовані на схід. Вони виникають унаслідок нерівномірності розподілу вітру, який зароджується в тропічній зоні, а також через різницю густини води в західній і східній частинах океанів. Морські течії спричиняють переміщення повітря з низьких широт у високі і в тому ж напрямку переносять теплу воду, пом'якшуючи клімат. Збіг основних напрямків руху повітря і вод, що переносяться течіями, має дуже велике значення. Рухаючись на південь, повітря низьких широт охолоджується, внаслідок чого збільшується хмарність і зменшується випаровування з поверхні океану.

Значний вплив на температуру і солоність вод у північній частині Атлантичного океану, а також на клімат територій, що прилягають до нього,

має Гольфстрім. Маса теплої води Гольфстріму нагрівають розміщені над ним повітряні маси. Панівні західні вітри в зоні помірних широт переносять потік теплого морського повітря в напрямку до Європи. У західній частині Атлантичного океану Гольфстрім спричиняє посилення в зимовий час холодних і сухих північних і північно-західних вітрів. Саме цим зумовлені різкі кліматичні відмінності між країнами, розміщеними на однакових широтах по обидва боки океану, наприклад між Норвегією і Гренландією. Відхилення температури від середніх широтних величин у січні досягають у Норвегії 15-20 °С, у Мурманську – 11 °С. Завдяки впливу Гольфстріму температура води біля Кольського півострова ніколи не падає нижче 0 °С, а порт Мурманськ не замерзає[20].

2 ХАРАКТЕРИСТИКА КАРИБСЬКОГО МОРЯ ТА МЕКСИКАНСЬКОЇ ЗАТОКИ

Карибське море, або Центральноамериканське море (також Американське Середземне море), є крайовим морем Атлантичного океану. За даними Міжнародного гідрографічного бюро, його північний кордон проходить від півострова Юкатан до Великих Антильських островів (Куба, Гаїті, Пуерто-Рико та Ямайка). Віргінські острови, на схід від Пуерто-Рико, є частиною Малих Антильських островів. Останні складаються з великої кількості невеликих островів, що утворюють дугу, спрямовану на північний схід від протоки Анегада і далі на південь, де дуга прилягає до шельфу Південної Америки, утворюючи східну межу Карибського моря. Великі острови цієї вулканічної дуги - Гваделупа, Мартініка, Сент-Люсія та інші. Інша дуга (зовнішня) - острови Барбадос, Тобаго і Тринідад - з'єднується на південному сході з гірськими хребтами Венесуели. Південним кордоном Карибського моря є північні береги трьох штатів - Венесуели, Колумбії та Панами. Східні береги Центральної Америки утворюють західний східний кордон Карибського моря, першою сходинкою якого є Гондурас, другою - півострів Юкатан. Протока Юкатан шириною 220 км з'єднує Карибське море з Мексиканською затокою[21].

Береги Карибського моря переважно гірські. Хребет Малих Антильських островів швидко обривається в море. Узбережжя материка досить сильно порізане і утворює кілька великих заток: Гондурас, Комарі, Дарієн, Маракайбо та Парія. Береги Мексиканської затоки невисокі, вистелені лагунами. Прибережна частина затоки неглибока. Звужена південна частина Мексиканської затоки, обмежена на сході півостровом Юкатан, називається затокою Кампече. На півночі, далеко в море, є велика дельта річки Міссісіпі.

Карибське море має дуже складний рельєф дна. Численні протоки глибиною до 2000 м між Великим і Малим Антильськими островами з'єднують Карибське море з Атлантичним океаном. Загальна площа Карибського моря становить 2640 тис. Км². Найбільша глибина Карибського моря становить трохи більше 7100 м у Каймановому жолобі. Зі сходу на захід розташовані такі основні басейни: Гренада (> 3000 м), Венесуела (> 5000 м), Колумбія (> 4000 м), Кайман (> 6000 м) і Юкатан (> 4500 м). Менш значні западини - басейн Віргінських островів, домініканський жолоб та

басейн Кариако. Середня глибина басейнів становить близько 4400 м. Зі сходу на захід тягнуться основні підводні хребти: Авес, Беата, Ямайка та Кайман, рис. 2.1.

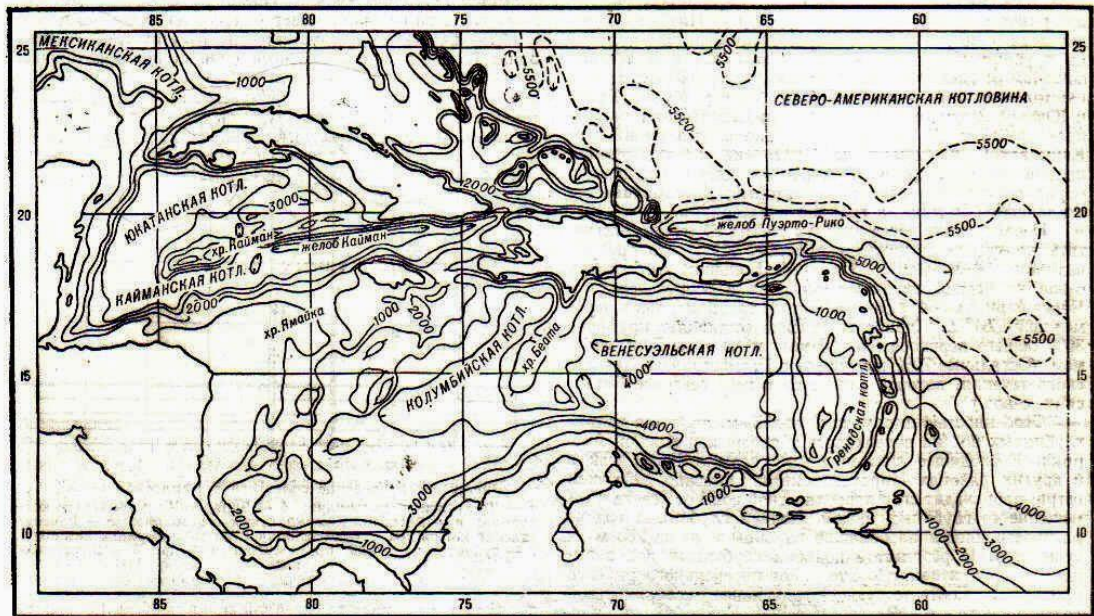


Рис. 2.1. Батиметрична карта Карибського моря і району Антильських островів. Глибини – в метрах [9]

Осади тут означають усі шари донного ґрунту, в яких швидкість поширення сейсмічних хвиль менше $4 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$. Земна кора в межах Карибського моря вивчалася сейсмічними, гравіметричними та геомагнітними методами[23].

Завдяки ґрунтовим колонам, відібраним у Карибському морі, було встановлено, що основну частину сучасних відкладень становлять карбонати. Більшість карбонатів представлені мулом від червонувато-коричневих до коричневих відтінків, який містить великі органічні та неорганічні фрагменти. Форамініфери та птероподи, як правило, є домінуючими видами. Каламутні течії вважаються важливим фактором седиментації в Карибському басейні. Ґрунтові колони, взяті на абісальних рівнинах, містять типові відклади каламутних потоків, що є причиною досить плоского рельєфу Юкатану, Колумбії та південних частин басейну Венесуели.

Западина Каряко на глибині нижче 370 м від кінця плейстоцену є анаеробною. Завдяки цьому верхні метри відкладень мають високу концентрацію сірководню, а фауна донних порід відсутня [24].

Карибське море і Мексиканська затока розташовані в торговій зоні, і тому дує дуже сильний вітер зі сходу та сходу - північного сходу. Інтенсивні опади спостерігаються влітку, коли переважають погодні умови, характерні для тропіків. Найбільш значні опади були зафіксовані на схід від Панамського перешийка - понад 2000 мм за 6 місяців, з червня по листопад.

У Карибському морі ураганів небагато, але багато ураганів надходять через Малі Антильські острови в кінці літа та на початку осені.

Середня температура повітря в січні на півдні Карибського басейну та Мексиканській затоці становить близько 26°C, на півночі 24°C. Мексиканська затока відрізняється в зимовий сезон більшою різноманітністю температурних умов. У його південній частині температура повітря в січні вище 22°C, а в південній 12-14°C. Мінімальна температура повітря в Карибському морі не опускається нижче 13-15°C, а в північній частині затоки вона може бути мінусовою.

Середня температура липня майже однакова в різних частинах моря. Найвищі його значення (28 ° C і більше) спостерігаються в центральній частині Мексиканської затоки та біля узбережжя Куби. У решті температура води в липні становить близько 27°C. Максимальна температура, зафіксована влітку, досягає 38 °C[25].

Середньорічна вологість повітря над Карибським морем та Мексиканською затокою коливається від 70 до 80%. Уздовж південних берегів моря (особливо біля узбережжя Панами та Гондурасу) та в затоці Кампече вологість становить понад 80%. У Мексиканській затоці на північ від тропіків вологість становить менше 70%, а в північно-східній частині затоки менше 60%. Мінімальні значення вологості спостерігаються в лютому-квітні, максимальні в липні-вересні.

Карибське море та значна частина Мексиканської затоки знаходяться в тропічних широтах, де сезонні коливання сонячної радіації (що надходять), а також інші компоненти зовнішнього теплового балансу не дуже великі. Біля узбереж Венесуели та Колумбії максимальні значення радіаційного балансу спостерігаються в період з березня по вересень і сягають 560 МДж • м⁻² на місяць у березні та 480-530 МДж • м⁻² у червні- Вересень. Найбільші коливання радіаційного балансу навесні та влітку пов'язані з коливаннями хмар, які зростають у червні-серпні порівняно з березнем-квітнем, тоді як висота Сонця в цей період мало змінюється. Мінімальні значення радіаційного балансу спостерігаються в грудні і складають у цій частині моря близько 370-380 МДж • м⁻² на місяць [26].

Радіаційний баланс майже повністю компенсується витратою тепла на випаровування з поверхні моря. Таким чином, значення зовнішнього теплового балансу дуже малі як влітку, так і взимку. Загальний тепловий баланс за рік також близький до нуля.

Тепловий баланс Мексиканської затоки в чомусь відрізняється від теплового балансу Карибського моря. Через більш північне положення затоки сезонні зміни у всіх компонентах балансу цілком чіткі. Навіть у самій південній частині - затоці Кампече - різниця між значеннями радіаційного балансу в зимові та літні місяці сягає 31% середньорічного показника. Максимальне значення радіаційного балансу спостерігається в травні і досягає $575 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$ на місяць, а мінімальне в грудні-січні - $310 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$ на місяць. Загальний зовнішній тепловий баланс за рік відрізняється від нуля і становить $740 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$. Цей надмірний приплив тепла щодо його потоку через поверхню, ймовірно, витрачається через адвекцію холодної води в зону циклонічного циклу в затоці Кампече, що пов'язано з підйомом на поверхню глибоких вод.

Найбільш значні сезонні коливання всіх складових зовнішнього теплового балансу спостерігаються в північній частині Мексиканської затоки. Загальний річний тепловий баланс у цій частині затоки є негативним і становить $-1100 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$. Цей надмірний тепловий потік через поверхню для випаровування та турбулентного обміну з атмосферою (переважно в зимовий сезон) компенсується припливом теплих вод з Карибського моря [27].

Найбільша кількість опадів спостерігається в Карибському морі, що прилягає до Панамського перешийка. Річна кількість опадів тут сягає 5000 мм і втричі перевищує випаровування з поверхні моря. Більше 3000 мм - річна кількість опадів на вершині Гондурасської затоки та в південній частині затоки Кампече. Найменша кількість опадів (не більше 1000 мм на рік) спостерігається у венесуельській та східній частинах Колумбійського басейну, а також у середній частині Мексиканської затоки. Основна маса опадів випадає на літній сезон.

Випаровування має зворотний розподіл у морі та зворотний річний курс. Взимку (лютий) випаровування перевищує опади скрізь. Тільки біля узбережжя Панами та Коста-Ріки різниця у випарованні опадів у зимовий сезон залишається позитивною і становить близько 50 мм на місяць. Найбільші негативні значення цієї різниці (близько -150 мм на місяць) спостерігаються в центральній частині Карибського моря та східній частині

Мексиканської затоки. Влітку (серпень) різниця опадів є позитивною на більшій частині Карибського моря та Мексиканської затоки, біля узбережжя Панами та Коста-Рики, вона досягає 300 мм на місяць, в Гондурасській затоці та на півдні затока Кампече - близько 200 мм на місяць. Лише у східній частині моря влітку та взимку випаровування перевищує опади.

У середньому шар випаровуваної води перевищує річний шар опадів на рік. У Карибському морі кількість опадів становить близько 3640 км^3 на рік, випаровування 4420 км^3 на рік, тобто шар води, що випаровується, перевищує кількість опадів на 30 см. Ця різниця в Мексиканській затоці дещо більша. Кількість опадів становить близько 1920 км^3 на рік, а випаровування - 2560 км^3 на рік, що становить дефіцит близько 40 см. Цей дефіцит прісної води в Мексиканській затоці повністю компенсується прибережним стоком, головним чином річкою Міссісіпі, чия середня довгострокова вартість становить близько 600 км^3 на рік. Загалом прибережний стік до Мексиканської затоки сягає майже 700 км^3 на рік, що за площею становить шар води товщиною близько 45 см[28].

Стік річок у Карибський басейн менший, ніж у Мексиканську затоку. Річка Оріноко, річний стік якої досягає 442 км^3 , впадає в океан із зовнішньої сторони Малих Антильських островів, але її опріснені води витікають течіями в південну частину моря. Потік інших річок незначний. Таким чином, у Карибському басейні баланс свіжої води є негативним, хоча дефіцит прісної води, очевидно, невеликий [29].

Більшість проток, що з'єднують Карибське море з Атлантичним океаном, неглибокі, що заважає значному водообміну. Лише деякі протоки мають глибину більше 1000 м, і вони відіграють важливу роль у циркуляції води в Карибському морі. Основною протокою, з якої вода тече з Карибського моря, є протока Юкатан. Глибина його порогу становить близько 2000 м.

Напрямок основного потоку Карибського моря у верхньому 1500-метровому шарі зі сходу на захід. Нижче цієї глибини води Карибського моря ізольовані від океану, тому є дуже повільна і мінлива течія. Карибське море отримує воду з Атлантичного океану, яку приносить дрейфуюча Гвіанська течія, яка проходить уздовж узбережжя Південної Америки на північний захід. Дійшовши до Малих Антильських островів, Гвіанська течія розгалужується. Основна гілка переходить у Карибське море через центральні протоки цієї острівної дуги, головним чином через протоки на північ та південь від острова Сент-Люсія; друга гілка впадає в Північну торгову течію і проходить вздовж східних та північних кордонів Карибського моря до Багамських островів. Після того, як води Гвіанської течії проходять через басейн Гренади та хребет Авес, вони утворюють добре розвинену зональну циркуляцію в Карибському морі з максимальною швидкістю потоку на відстані 200-300 км на північ від узбережжя Південної Америки. Гілка Гвіанської течії впадає в Карибську течію і продовжує на захід через протоку

Аруба в Колумбійський басейн. У західній частині басейну вона повертає на північ, перетинає Ямайський хребет, а потім проходить уздовж басейну Кайману до 85-86°с. д., Де знову повертає на північ і виходить з Карибського моря через протоку Юкатан. Вісь Карибської течії зазвичай проходить на найбільших глибинах від Малих Антильських островів до протоки Юкатан.

На північ і південь від осі Карибського басейну потоки, як правило, паралельні. Їх напрямок мало змінюється з глибиною, але швидкість постійно зменшується із збільшенням глибини, наприклад до $<5 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ на глибинах більше 1500 м у басейнах Венесуели та Колумбії. У басейнах Кайману та Юкатану глибока течія є кращою, але її все одно можна вважати повільною.

Швидкість поверхневих течій Карибського моря та Мексиканської затоки визначається сезонними змінами швидкості пасатів. Найвища швидкість карибського течії на поверхні спостерігається в кінці зими ($39,1 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$) та на початку літа ($41,2 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$). Середня швидкість карибського течії на поверхні протягом року становить 0,7 вузла, або $36 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. Під час спостереження з кораблів були зареєстровані більш високі швидкості, які досягали $139 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ на головній осі Карибського моря[30].

Приблизні швидкості можна розрахувати за допомогою вимірювань щільності. Розрахунок показує, що основна вісь потоку зберігається у верхньому шарі 300-400 метрів, і його швидкість різко зменшується з $40\text{-}60 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ на поверхні до $10 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ на глибині 300 м. Внизу повільне зниження швидкості приблизно до нуля на глибині 1000-1500 м; нижче цієї глибини струм занадто повільний, щоб його можна було обчислити географічно. Уздовж узбережжя Куби, Гаїті та Південної Америки протікає протиток (спрямований на схід). У західних районах басейнів Колумбії, Кайману та Юкатану протитоки спрямовані в центральну частину Карибського моря. Зональний потік порушується меридіональним переносом, який викликаний відхиленням потоку на кордоні з материком.

Перенос води через ділянки з півночі на південь можна розрахувати за геострофічними швидкостями. На захід його середнє значення становить 30 млн. $\text{м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$, або 3 Св ($1 \text{ Св} = 106 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$). Протоки Великих Антильських островів не відіграють значної ролі в загальному транспорті. Через меридіан 64° на захід. д. зазвичай це те саме, що через меридіан 84° захд.д. На Карибський течію припадає приблизно 30% загального водного транспорту Гольфстрім ($7,5\text{-}9 \text{ Св}$). (Решта 70% надходить до Гольфстріму з Антильських островів, що впадає в нього на північ від Багамських островів)[49].

Особливістю циркуляції Карибського моря та Мексиканської затоки є підйом глибоких вод біля узбережжя Південної Америки. Переміщення водних мас в Карибському морі вгору, як і в інших частинах Світового океану, викликане дією вітру: поверхнева вода відгинається від берега і замінюється глибокою водою. Підйом глибоких вод не поширюється на великі глибини і нижче 250 м не є значним. Внаслідок підйому глибоких вод

підвищується біологічна продуктивність. Це зона інтенсивного рибальства. Відповідне просідання поверхневих вод відбувається у басейнах Венесуели та Колумбії вздовж 17 ° півн.ш.

Поле солоності в Карибському морі характеризується чотирма шарами. Два з них, поверхневі води та субтропічні підземні води (50-200 м), пов'язані з площею теплих океанічних вод і відокремлені шаром від зони холодної води на глибині 400-600 м шаром води з низьким (менше $3,0 \text{ мл} \cdot \text{л}^{-1}$) вмістом кисню; два інших шари представлені холодними субантарктичними водами (700-850 м) і глибокими водами Атлантики (1800-2500 м). Води, що лежать на межі між основними шарами, змішуються через турбулентність.

Солоність поверхневих вод залежить від випаровування, опадів, стоку з суші та адвекції внаслідок течій. Солоність взимку вища біля узбережжя Південної Америки ($> 36\%$), і це частково пояснюється підвищенням солоних субтропічних підземних вод. На півночі Карибського моря солоність на поверхні зменшується до менш ніж $35,5\%$. У басейнах Кайману та Юкатану найвища солоність (36%) спостерігається на південь від Куби. Далі на південь солоність поверхневих вод також зменшується до $<35,5\%$ біля узбережжя Гондурасу. Влітку рясні опади та стік із суші зменшують солоність поверхневих вод приблизно на $0,5\%$ на півдні та на $1,0\%$ на півночі. Дані про розподіл солоності в західній частині Карибського басейну все ще недостатні[29].

Субтропічні підземні води мають найбільшу солоність. Це тонкий шар (що вказує на перевагу горизонтального змішування над вертикальним у стійкому шарі), який має нахил з півдня (50-100 м) на північ (200 м). Головна вісь субтропічного підземного потоку води збігається з віссю Карибського моря. Солоність цієї води перевищує 37% у східних частинах басейну Венесуели. У протоці Юкатан солоність зменшується до $36,7\%$ в результаті перемішування.

Субантарктична проміжна вода, яка утворюється в зоні південного полярного фронту, є найменш солоною. Її шар також має нахил з півдня (600-700 м) на північ (800-850 м). У південній частині Карибського моря цей шар товщі. На захід від 65° захід. д. його північний край стоншується і зникає, не доходячи до північної межі Карибського моря. Солоність цього шару на сході менше $34,57\%$, але в міру просування води вона настільки зростає, що цей шар неможливо виявити в протоці Юкатан. Її вісь також збігається з віссю Карибського басейну.

Під цим шаром знаходиться шар глибокої глибокої води Атлантики, яка потрапляє в Карибське море через пороги протоки між Малими Антильськими островами. Вода цього шару надзвичайно однорідна, із солоністю близько 35% . Деякі дослідники вважають, що вода оновлюється лише тоді, коли вона досягає достатньої щільності на глибині порогів. Океанографи Уортінгтон і Річардс вважають, що оновлення може не відбуватися сотні років; Вуст, базуючись на даних про вміст кисню на гідрологічних ділянках, стверджує, що в протоках відбувається певне

оновлення води, і Дітріх вважає, що північноатлантична глибока вода постійно проникає через пороги.

Температурне поле Карибського моря та Мексиканської затоки є тропічним, тобто теплою водою на поверхні та добре помітним термокліном на глибині 100-200 м, що перешкоджає вертикальному перемішуванню та проникненню тепла з поверхні в глибину. Температура води нижче 1500 м становить близько 4°C з невеликими коливаннями від басейну до басейну. Температура підвищується на кілька десятків градусів на великій глибині (нижче 3000 м) через вплив зростаючого тиску[32].

Розподіл температури поверхневого шару визначає положення екватора температури в північній частині Карибського моря. В кінці літа температура поверхні Карибського моря становить $28,3^{\circ}\text{C}$ на півдні та $28,9^{\circ}\text{C}$ на півночі. На заході Карибського моря найтеплішим місяцем є серпень, на сході - вересень. Температура поверхні Карибського моря взимку приблизно на 3°C нижча [33].

У Карибському морі та Мексиканській затоці температура поверхні поверхні має невеликі градієнти та сезонні коливання. Нижче глибини 150 м сезонних коливань не спостерігається. Центральні райони Карибського моря отримують в середньому $6,28 \cdot 10^{18}$ кал \cdot д⁻¹ тепла на рік, з відхиленням від цього середнього значення $\pm 0,5 \cdot 10^{18}$ кал \cdot д⁻¹ [34].

Відповідно до правил розподілу водних мас за T, S-кривими в Карибському морі та Мексиканській затоці можна виділити чотири водні маси: поверхневу тропічну, підземну субтропічну, проміжну субантарктичну та глибоку Атлантику. Температура та солоність поверхневих тропічних вод коливаються в широких межах залежно від району моря та пори року. Підповерхнева субтропічна вода виділяється через чітко визначену солоність. Обидва ці верхні водойми потрапляють в Карибське море через усі протоки Великого та Малого Антильських островів. Субантарктична проміжна вода надходить переважно через протоки Сент-Вінсент і Сент-Люсія і характеризується мінімальною солоністю на глибині 750-800 м. Глибокі води Карибського моря та Мексиканської затоки утворені з глибоких вод Атлантики. Основні характеристики цих водних мас наведені в табл. 2.1 [35].

Найвища прозорість вод спостерігається уздовж північних берегів Карибського моря та в центрах циклонічних циклів, куди вони потрапляють. Біологічна продуктивність цих вод низька, тому їх прозорість близька до прозорості вод Саргасового моря. Особливо високі значення прозорості спостерігались у північній частині жолоба Кайману (понад 50 м). У центрі антициклонічного циклу Мексиканської затоки прозорість вод становить близько 40 м, уздовж південних берегів моря - 15-25 м. Найнижчі його значення (менше 5 м) спостерігаються в прибережних водах північної Мексиканської затоки. Вміст кисню становить $4,2$ мл \cdot л⁻¹ на поверхні і менше $3,0$ мл \cdot л⁻¹ (мінімум) на глибині 500 м.

Нижче цієї глибини вміст кисню збільшується до $5,5$ мл \cdot л⁻¹ і більше,

біля проток до $6,0 \text{ мл} \cdot \text{л}^{-1}$. Вуст показав, що кількість кисню, що надходить у Карибське море, змінюється з року в рік: високий вміст кисню спостерігався в період 1932-1937 років.

Таблиця 2.1. Характеристики водних мас Карибського моря та Мексиканської затоки[22].

Водна маса	Товщина шару, м	Характеристика ядра (для східної частини моря)	
		температура, °C	солоність, ‰
1. Поверхнева тропічна	0-75	27-28	35.6
2. Підповерхнева субтропічна	75-300	22	36.9
3. Субантарктична проміжна	300-1000	6	34.7
4. Глибинна	1000-дно	4	34.99

Верхній шар води не багатий поживними речовинами. З глибиною їх концентрація зростає і досягає максимуму в проміжному шарі. Вміст фосфатів у цьому шарі становить $2,0-2,5 \text{ мкмоль} \cdot \text{л}^{-1}$, положення їх максимуму дуже добре відповідає мінімальній солоності. Через зниження води поблизу північних берегів концентрація фосфатів у поверхневому шарі є особливо низькою: $0-0,2 \text{ мкмоль} \cdot \text{л}^{-1}$. Уздовж південних берегів за рахунок підняття верхній шар багатший фосфатами, їх концентрація тут становить $0,3-1,0 \text{ мкмоль} \cdot \text{л}^{-1}$, а місцями перевищує $2,0 \text{ мкмоль} \cdot \text{л}^{-1}$. У Мексиканській затоці найбільш багатими поживними речовинами є води центральної частини антициклонічного циклу. Води над берегом Кампече багаті поживними речовинами, особливо в північній частині Мексиканської затоки, куди поживні речовини вивозяться річками[36].

Особливі біологічні умови спостерігаються в западині Каряко. Цей басейн з максимальною глибиною понад 1400 м розташований на венесуельському шельфі і відокремлений від Карибського моря порогом, глибина якого становить 146 м. Вище цієї глибини води південна частина моря взагалі. На глибині порога температура води близька до 18°C , нижче порога в западині вона повільно знижується до 17°C , на глибині 500 м і далі до дна залишається незмінною. Солоність води коливається від $36,33 \text{ ‰}$ на

глибини порога до 36,20 ‰ - на глибині 500 м, а потім не змінюється на дно.

Вміст кисню до порогового рівня такий же, як і в прилеглих районах моря, нижче порогового значення він швидко знижується до нуля на глибині 370 м, і з'являється ще нижчий сірководень [37].

Рівень Карибського моря та Мексиканської затоки визначається співвідношенням між опадами, випаровуванням та прибережним стоком та припливом води з океану. Через те, що ці фактори мають сезонну мінливість, також відбуваються коливання рівня моря.

Як зазначалося вище, кількість опадів у Карибському басейні та Мексиканській затоці переважає влітку та на початку осені. Випаровування має зворотний річний курс. Наявність сезонної мінливості спостерігається в області поверхневих течій. Результати досліджень показали, що в Карибському морі та Мексиканській затоці течії у верхньому шарі досягають максимальних швидкостей у липні-серпні. Мінімальні значення швидкості спостерігаються в листопаді, потім дещо зростають у грудні, але залишаються значно нижчими за літні значення протягом усіх зимових місяців [38].

Сезонні зміни різниці між опадами та інтенсивністю випаровування викликають складні коливання в Карибському морі та Мексиканській затоці. У зв'язку з тим, що до середини літнього сезону швидкості течії досягають максимальних значень, найвище положення рівня не спостерігається в середині або наприкінці осені, а зміщується на початок осені: вересень - жовтень. Найнижчий рівень спостерігається не навесні, а в січні. У лютому та березні рівень вже зростає (хоча випаровування перевищує кількість опадів у ці місяці) через те, що швидкість потоку починає зростати.

Річні коливання рівня коливаються в різних частинах Карибського басейну та Мексиканської затоки. За більшістю пунктів різниця між найвищим і найнижчим положенням рівня становить від 8 до 30 см, але в деяких пунктах ця різниця може досягати 80-85 см.

Приливні коливання в Карибському басейні та Мексиканській затоці невеликі і ніде не більше 1 м.

На додаток до сезонних коливань рівня та припливів та відпливів, уздовж різних частин узбережжя спостерігаються короточасні підвищення рівнів у періоди тропічних циклонів. Особливо високі рівні - "штормові сплески" відомі вздовж берегів Мексиканської затоки. Штормовий сплеск викликаний головним чином сплеск-ефектом вітру. Як правило, тропічні циклони, що проходять над Мексиканською затокою, не рухаються безпосередньо на північ через континент, а обходять затоку за годинниковою стрілкою і рухаються далі на північний захід уздовж східних берегів

Північної Америки. У період, коли циклон обходить затоку, уздовж східного узбережжя спостерігаються північні вітри (західна периферія циклону), а вздовж північного узбережжя - східні вітри (північна периферія циклону)

Такі вітри, що дмуть уздовж берега, спричиняють дрейфуючу течію, повний потік якої спрямований на берег, і високий підйом рівня. У момент наближення тропічного циклону до тієї чи іншої ділянки узбережжя утворюється додатковий підйом рівня внаслідок значного падіння атмосферного тиску.

Штормові пориви представляють велику небезпеку для низинних берегів затоки, оскільки рівень може піднятися на 5 метрів за кілька годин. Відомі випадки затоплення порту Галвестон із такими підняттями рівня під час тропічного циклону [39].

Через стійкий помірний пасат, що дме над Карибським морем протягом року, хвилювання тут також в більшості випадків помірне. Хвилі, що поширюються зі сходу на захід або з північного сходу на південний захід, через великі прискорення, як правило, довгі з хребтами, які трохи нахилиються у напрямку їх поширення. Висота хвиль рідко перевищує 3 м. У період тропічних циклонів ураганний вітер швидко розвиває високі хвилі, що є великою небезпекою для малих кораблів. Хоча хвилі не досягають максимального розвитку через високу швидкість тропічних циклонів, вони набагато більші за звичайні хвилі і викликають глибоке перемішування води (зниження температурного стрибкового шару) [40].

Карибське море та Мексиканська затока відіграють важливу роль в економіці багатьох країн, особливо як важлива магістраль. До кінця ХІХ століття в цей басейн прибували європейські та північноамериканські кораблі для отримання різної рослинної сировини та руд кольорових металів. Відкриття Панамського каналу в 1914 році перетворило Карибське море на транзитну магістраль, де сходяться маршрути кораблів, що рухаються з Атлантики в Тихий океан і навпаки. Змінився і характер вантажів, що експортуються з Карибського моря. Відкриття значних запасів нафти у Венесуелі та Мексиці призвело до будівництва танкерів у цих країнах та нафтових портів на їх узбережжі. Між узбережжям Венесуели та о. На дні моря в Кюрасао прокладено нафтопровід. Віллемстад на о. Кюрасао став головним портом завдяки нафтопереробним заводам, що працюють на венесуельській нафті. Важливе значення набули порти Маракайбо, Пуерто-делла-Крус, Ла-Гуайру, Пуерто-Кавелло, Кумана (Венесуела), Порт-оф-Спейн (Тринідад) і Тампіко (Мексика). Найбільший порт у цьому басейні - Новий Орлеан, універсальний порт світового значення.

Велике економічне значення мало видобуток нафти на венесуельському шельфі, в затоці Маракайбо, у Венесуельській затоці та Парії, в Мексиканській затоці. Після Перської затоки ці райони дуже важливі для видобутку нафти серед інших морських районів Світового океану. У 1960 р. США почали видобуток сірки в Мексиканській затоці. Сірка видобувається на глибинах до 600 м нижче дна затоки. Також

добувають газ у нафтоносних районах шельфів Карибського басейну та Мексиканської затоки.

Риболовецьке значення Карибського моря та Мексиканської затоки невелике. Центральна та північна частини моря несприятливі за своїми гідрологічними умовами для розвитку фітопланктону, оскільки через зниження вод вони бідні поживними речовинами. Біля південних берегів моря, де спостерігається підйом на поверхню глибоких вод, біологічна продуктивність вища. Тут ловлять скумбрію та інші види риб, добувають їстівних моллюсків та перлів. У Мексиканській затоці рибальство є більш значним, район з високою продуктивністю - міліну Кампече. Біля берегів місцеве населення ловить устриці, перли, креветки та губки [41].

3 МЕКСИКАНСЬКА ЗАТОКА, ЦИРКУЛЯЦІЯ ВОД ТА ВОДНИХ МАС

Мексиканська затока - це внутрішнє море Атлантичного океану, з трьох боків оточене узбережжями південних штатів США, східної Мексики та узбережжя острова Куба. З Атлантичним океаном вона пов'язана Флоридською протокою, а з Карибським морем - протокою Юкатан, яка проходить між Мексикою та Кубою. Площа Мексиканської затоки становить близько 1,6 млн. Км, третина з яких знаходиться в тропіках. Глибина затоки сягає 3804 м [1] в глибині Сігсбі, яка простягається на відстань 550 км.

Урагани з Атлантичного океану часто шумлять над Мексиканською затокою, спричиняючи численні смерті та шкоду (наприклад, ураган "Катріна" у 2005 році).

Приливні хвилі тут порівняно невеликі через слабкий зв'язок з океаном.

У затоку впадає кілька річок, найвідоміша з яких - Міссісіпі. Узбережжя затоки має численні менші затоки (найбільша - затока Кампече), затоки, невисокі острови, уздовж берегів яких утворені болота і пляжі.

Континентальний шельф, як правило, широкий (від максимум більше 320 км до мінімум близько 40 км) і утворює майже суцільну терасу навколо краю затоки. Нафта була знайдена в регіоні. Бурові установки встановлюються у відкритих водоймах. Мексиканська затока також використовується для промислового риболовлі, креветок, крабів та устриць. Комерційна діяльність тут також включає перевезення вантажів, переробку та зберігання нафти, виробництво паперу, туризм[42].

До появи європейських колонізаторів узбережжя населяли американські індіанці та племена сучасної Мексики. Під час колонізації територію перетворили на театр бойових дій та суперечок між Іспанією, Францією та Англією.

Існує теорія, згідно з якою 65 мільйонів років тому метеорит шириною 10 км впав на Землю і створив кратер Чиксулуб, розташований на узбережжі Мексиканської затоки на мексиканському півострові Юкатан.

Міжнародна гідрографічна організація визначає межі Мексиканської затоки таким чином[43]:

Лінія проходить від маяка на мисі Каточе ($21^{\circ} 37' \text{ пн.ш. } 87^{\circ} 04' \text{ з.д.}$) до маяка на мисі Сан-Антоніо Куба, через цей острів до меридіана 83° з.ш. , вздовж цього меридіана на північ до півдня Сухий Тортугас ($24^{\circ} 35' \text{ пн. ш.}$).

83 ° 00 ' з.ш.), вздовж цієї паралелі (24 ° 35 'пн.ш.) на схід до Маяка містечка Ребекка (82 ° 35' з.д.) через бар і Флорида-Кіс на материку на сході Флориди, усі води між Сухим Тортугас і материк розглядаються в межах Перської затоки.

У Світовому океані існує єдина взаємозалежна система основних стабільних течій, яка визначає перенесення та взаємодію вод. Ця система називається океанською циркуляцією. Уявлення про кругообіг води в океані як про рух постійних потоків сформувалося на основі вивчення фрагментарних даних про знос кораблів. Ці звіти були узагальнені та усереднені протягом тривалих періодів часу - до десятиліть, що врешті-решт дозволило виявити великі системи кровообігу в океані та вивчити структуру поверхневого водного транспорту. Більш детальні дослідження течій у Світовому океані розпочались після того, як океанографи почали розуміти вплив нерівномірного розподілу сонячної енергії на поверхню Землі. Наша планета приймає і поглинає тепло нерівномірно: її приплив у низьких широтах більший, ніж у високих. Поглинання тепла поверхнею суші відрізняється від поглинання поверхнею океану. Все це створює нерівномірний розподіл в густині океанічної води, сприяє появі та переміщенню атмосферних утворень, циклонів, пасатів та мусонних вітрів. Цей потужний природний механізм дає поштовх водним масам і постійно забезпечує їх енергією, необхідною для руху. Крім того, рух водних мас залежить від сили відхиляючого обертання Землі (яка змінюється за значенням від екватора до полюса), контуру берегів океану, рельєфу дна. Поєднання всіх сил створює складну картину руху водних мас в океані. У Тихому океані головна роль у формуванні поверхневих течій належить вітрам. Тому поверхневі течії слід розглядати разом із переважаючими вітрами. Пасати, що дмуть протягом року із заходу на схід в Атлантичному та Тихому океанах, утворюють потужні струмені Північного та Південного екваторіальних течій по обидва боки від екватора. Ці течії наздоганяють воду до західних країв обох океанів. Частина цієї води повертається на схід у вигляді екваторіальних протитоків, розташованих між двома пасатами. Інша частина, спираючись на бар'єр материків та островів, повертає на північ або південь[44].

Стоки стічних вод виникають в результаті нахилу рівня моря внаслідок припливу води з інших районів або відтоку в інші райони моря під дією зовнішніх сил. Такі умови виникають, наприклад, через припинення вітру, який вигнав воду на берег. Тому не випадково з Мексиканської затоки, де

пасати завжди наздоганяють велику кількість води, бере початок потужний сток Флориди, який поступово впадає в Гольфстрім.

В Атлантичному океані Північна Екваторіальна течія перекачує воду в Карибське море та Мексиканську затоку, звідки вона протікає через вузьку протоку Флориди і дає початок відомому Гольфстріму. Найпотужніша тепла морська течія - Гольфстрім. Це своєрідна гігантська річка в океані, яка простягається на 10 000 км від підводної частини протоки Флориди і досягає островів Шпіцберген та Ньюфаундленд. Причиною його походження є великий приплив пасатних вод через протоку Юкатан у Мексиканську затоку та формування значної різниці в рівні між Мексиканською затокою та прилеглою до неї частиною Атлантичного океану. При виході в океан потік води в цій течії становить 25 млн. МЗ / с, що в 20 разів перевищує потік усіх річок світу. Ширина течії коливається від 75 км (біля узбережжя Флориди) до 200 км (біля Великого Ньюфаундлендського берега), товщина течії 700-800 м. Швидкість течії біля берегів Флориди становить 6-10 км / год, а в районі Великого Ньюфаундлендського банку -4 км / год. Води цієї течії несуть величезну кількість тепла, яке нагріває всю Західну та Північну Європу. При цьому на кожен квадратний сантиметр узбережжя надходить 4000 мільярдів калорій тепла на рік, тобто стільки, скільки спалюється 500 тисяч тонн вугілля.

Гольфстрім (від англ. Gulf stream - течія із затоки) - тепла морська течія в Атлантичному океані. У вузькому розумінні Гольфстрім - це течія вздовж східного узбережжя Північної Америки (як це, зокрема, позначено на географічних картах). У широкому розумінні Гольфстрім часто називають системою теплих течій у північній частині Атлантичного океану від Флориди до Скандинавського півострова, Шпіцбергена, Баренцева моря та Північного Льодовитого океану. Характеристики течії представлені в таблиці 3.1.

Таблиця 3.1. Характеристика течії

Океан	Атлантичний океан
Тип	теплий
Середня швидкість	6 км / год
Середня температура	+ 25 ... + 26 ° С (біля поверхні)
Середня температура	+ 10 ... + 12 ° С (на глибині 400 м)
Солоність	36,3 ‰

Об'єм потік	100 Sv
-------------	--------

Гольфстрім - це потужний реактивний потік шириною 70–90 км, що поширюється з максимальною швидкістю до декількох метрів в секунду у верхньому шарі океану, швидко зменшуючись із глибиною (до 10–20 см /с на глибинах 1000–1500 м). Загальна витрата води в течії становить близько 0,1 км³/с. Недавні дослідження показують, що розряд Гольфстріму поступово збільшується з 30 Зв у Флоридській течії до максимуму 150 Зв при 55 ° З. Теплова потужність становить приблизно 1,4 x 10¹⁵ Вт. Динаміка потоку помітно змінюється протягом року[45].

Завдяки Гольфстріму країни Європи, що прилягають до Атлантичного океану, мають більш м'який клімат, ніж інші регіони на тій же географічній широті: маси теплої води нагрівають повітря над ними, яке західними вітрами транспортується до Європи. Відхилення температури повітря від середніх широтних значень у січні сягає 15-20 ° С у Норвегії та більше 11 ° С у Мурманську.

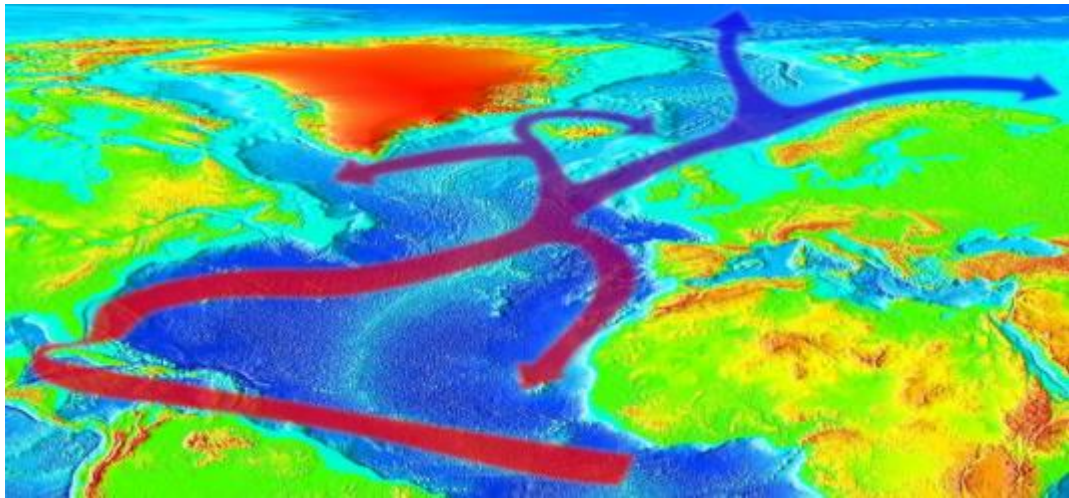


Рисунок 3.1. -- Схема тепловіддачі Гольфстрімом.

У планетарному масштабі Гольфстрім, як і будь-яка світова течія, зумовлений в першу чергу щоденним обертанням Землі, що прискорює тропічні пасати, пасати, включаючи північний пасат, забирають надлишки води в Карибське море, визначає сили Коріоліса, притискаючи течію до східного узбережжя американського континенту. Локально в кожній окремій місцевості напрямок і характер течії також визначаються контурами материків, температурним режимом, розподілом солоності та іншими факторами. Середнє споживання води у протоці Флорида становить 25 млн.

м³ / с. Вдавшись отримати значну кількість тепла в Мексиканській затоці, Флоридська течія з'єднується поблизу Багамських островів з Антильськими течіями і перетворюється на Гольфстрім, що тече вузькою смугою уздовж узбережжя Північної Америки. На рівні Північної Кароліни Гольфстрім залишає прибережну зону і перетворюється у відкритий океан. Максимальна швидкість потоку в цьому випадку сягає 85 млн. М³ / с. Близько 1500 км далі Гольфстрім стикається з холодною течією Лабрадора, відводячи його далі на схід у напрямку до Європи. Сила Коріоліса також є двигуном переміщення на схід. У цій області Гольфстрім часто утворює кільця - вихори в океані. Відокремившись від Гольфстріму в результаті меандрування, вони мають діаметр близько 200 км і рухаються в океані зі швидкістю 3-5 см / с. На шляху до Європи Гольфстрім втрачає більшу частину своєї енергії через випаровування, охолодження та численні бічні гілки, що зменшують основний потік, проте він все ще доставляє в Європу достатньо тепла, щоб створити м'який клімат, незвичний для її широт[8].

Продовження Гольфстріму на північний схід від Великого берега Ньюфаундленду відоме як Північноатлантична течія. Північноатлантична течія перетинає Атлантичний океан у північно-східному напрямку, втрачаючи значну частину своєї енергії в гілках на південь, де Канарська течія закриває основний цикл північноатлантичних течій. Основний потік Гольфстріму простежується ще далі на північ уздовж узбережжя Європи. Сліди Гольфстріму у вигляді проміжної течії спостерігаються також у Північному Льодовитому океані. Порухення Гольфстріму. Відомо, що Гольфстрім втрачає стабільність на північ від мису Хаттерас. У ньому спостерігаються квазіперіодичні коливання з періодом 1,5-2 роки, подібні до коливань струменя струменя в атмосфері, відомого як індексний цикл. На користь принципової можливості різких змін у такій катастрофі досліджуються дані про катастрофічні зміни клімату, що відбулися на нашій планеті раніше. Включаючи наявні докази Малого льодовикового періоду або дані аналізу льодів Гренландії. Вважається, що порушення течії може бути наслідком глобального потепління.

Оскільки на динаміку потоку суттєво впливає солоність води океану, яка зменшується внаслідок танення льоду. Вплив зменшення різниці температур між полюсом та екватором також можливий із збільшенням парникового ефекту. Таким чином, "глобальне потепління" може загрожувати Європі сильним похолоданням. Є дані про те, що Гольфстрім сповільнився і в даний час є мінімальним за останні 1600 років. Це може призвести до суворої зими в Західній Європі, а також до швидшого підняття рівня моря та зменшення кількості тропічних опадів. Аналіз розміру зерен піску в наносах на мисі Хаттерас у Північній Кароліні дійшов висновку, що швидкість меридіональної циркуляції в Атлантиці досягла рекордного мінімуму після закінчення Малого льодовикового періоду в 14-19 століттях. Північноатлантичне коливання (NAO) характеризує погодні особливості в Північноатлантичному океані шляхом моніторингу різниці тисків на рівні

моря між областю високого тиску над Бермудами та зоною низького тиску над Ісландією. Ця різниця впливає на силу та напрямок зонального вітру, а також на проходження штормів через Північну Атлантику. SAC був відкритий в кінці 19 століття. На відміну від Ель-Ніньо Південного коливання в Тихоокеанському регіоні, НАО визначається насамперед атмосферою. Це найважливіший прояв кліматичних коливань у Північній Атлантиці. Західні вітри, що дмуть над Атлантикою, приносять вологе повітря до Європи. У роки із сильним західним вітром літо прохолодніше, зима поміркована, а дощі частіші. При зменшенні західних вітрів температура влітку та взимку є більш екстремальною, що призводить до появи "спекотних хвиль", сильних морозів та зменшення опадів. Навпаки, при невеликому значенні різниці західні вітри слабкіші, а в Центральній Європі зима холодна і суха. Вважається, що НАО відображає погоду і на більшій частині Північної Америки[46].

Завдяки Гольфстрімові на північному узбережжі Європи значно тепліше, ніж на тих самих широтах у Північній Америці. Так, наприклад, в Англії ростуть вічнозелені рослини, а Лофотенський острів, що лежить поблизу Північного полярного кола, має середньорічну температуру Криму. Гольфстрім, несучи теплі води на північ, розширюється, досягає берегів Європи і уливається в остаточному підсумку в Баренцове море і Північний Льодовитий океан, з якого вода повертається на південь у виді холодного Гренландського плинину. Частину своєї води Гольфстрім утрачає по дорозі. Ця вода, відхиляючи вправо, утворює у Північній Атлантиці круговий плин. У Тихому океані точно в такий же спосіб починається могутній плин Куросіо, породжений Північним Екваторіальним плинном. Але тут Куросіо не в змозі проникнути в Північний Льодовитий океан через те, що занадто близько стуляються Азія з Америкою. Тому плин повертає вправо до сходу, утворюючи замкнуте коло циркуляції водних мас до півночі від екватора. Назустріч Куросіо, також дотримуючи «правила руху», встановлені обертанням Землі для північної півкулі, тобто тримаючи правої сторони, тече на південь холодне Ойясіо. У Південній півкулі від Антарктичного кругового плинину в західних берегів материків відокремлюються галузі холодних плиннів - Перуанське від берега Південної Америки, Бенгельське від берегів Африки і Західно-Австралійське від Австралії. Ці плини несуть холодну воду у бік екватора і харчують екваторіальні плини, порушувані пасатними вітрами. Води Південних Екваторіальних плиннів повертають на південь і підтримують Антарктичний циркумполярний плин, що безперешкодно обгинає Антарктиду.

При виході з Мексиканської затоки у Флоридську протоку швидкість переміщення води сягає 80 — 120 морських миль на добу (5-9 км/год). Температура поверхневих вод 27 °С, солоність — 36,5 ‰[21]. В океані Гольфстрім також рухається зі швидкістю 6 км/год (іноді до 10 км/год) в північному напрямку, уздовж краю материкової мілини Північної Америки, а біля мису Гаттерас відхиляється на північний схід, до Ньюфаундлендської

банки. Тут його швидкість зменшується до 3-4 км/год. Ширина течії на півдні — 75 км, біля мису Гаттерас — 110—120 км. Товщина потоку — 700—800 м, поступово зменшуючись на північ. Під час руху Гольфстрим утворює численні меандри, а в самому потоці на східному кордоні розвиваються циклічні кругообіги, що можуть відокремлюватись та самостійно рухатись на північ.

Гольфстрим несе великий запас тепла й солей. Середня річна температура води на поверхні становить 25—26 °С, на глибинах 400 м температура 10—12 °С. Солоність 36,2—36,4 ‰, максимальна — 36,5 ‰, спостерігається на глибині 200 м.

Витрати води Гольфстримом становлять 50 млн м³/с з тепловою потужністю $1,4 \cdot 10^{15}$ Вт. Це дорівнює потужності 1 млн сучасних АЕС.

Мексиканська затока, розташована в західній частині Атлантичного океану, є внутрішнім морем. На півночі, північному заході та сході межує узбережжя США, де проживають штати Луїзіана, Техас, Міссісіпі, Алабама та Флорида. На південному заході та півдні знаходяться території мексиканських штатів Табаско, Веракрус, Тамауліпа, Юкатан та Кампече, а також о. Куба.

Площа Мексиканської затоки становить 1 543 000 квадратних метрів. км, об'єм води - 2332 000 куб. км. Мексиканська затока має середню глибину 1,5 км, максимальну - близько 4 км. Затока має овальну форму і тут утворюються потужні тропічні урагани та шторми, які щорічно руйнують прибережні міста та села (наприклад, ураган "Катрін"). Однак води Затоки відіграють важливу роль в економіці прибережних країн. Це одне з найтепліших морів на планеті. Вода затоки досить солоня, близько 38‰. Як утворилася Мексиканська затока, досі незрозуміло, одна з версій припускає, що чаша затоки відбулася внаслідок зіткнення Землі з великим метеоритом, але це лише версія[47].

У Мексиканській затоці приливні явища слабкі, оскільки Флоридська протока, яка з'єднує Затоку з Атлантикою, а Юкатан - з Карибським морем, є вузькою. Найбільші річки, Міссісіпі, Алабама, Нуесес, Перл і Сан-Антоніо, ведуть свої води до Мексиканської затоки. Осаді річок обмілюють північну частину затоки, і все ж тут найбільша кількість лагун, невеликих заток, лиманів та заплав. Береги Мексиканської затоки неглибокі та заболочені, берегова лінія може сильно змінюватися після минулих ураганів. Біля берегів багато великих і малих островів і мілин.

У теплих водах Мексиканської затоки мешкало кілька видів акул: біла, бичача, лимонна, акула-молот, а також дельфіни та скати. У прибережних мангрових заростях водяться острівні креветки, певну частину життя тут проводить жовта акула, а акула-дитинча, форель, омари і крокодили мають невелику батьківщину. Близько століття тому місцева територія стала своєрідним оазисом для американських пенсіонерів, пізніше - зонами відпочинку під час канікул, все західне та східне узбережжя активно

забудовуються (потім відновлюються після ураганів) готелями та віллами. Північне узбережжя Мексиканської затоки абсолютно непридатне для проживання, але тут є аналог радянських "нагаловків" - самовільного будівництва узбережжя маргіналізованими верствами суспільства. Східне узбережжя також не балує своїх мешканців - води затоки кишать акулами, отруйними медузами, алігаторами та морськими крокодилами.

Прибережні райони Мексики забудовані великими містами та відомими курортами (Канкун та острів Косумель). Мексиканське узбережжя славиться своїми кораловими рифами, чистою водою та пляжами, а також розвиненою інфраструктурою для туризму та відпочинку[48].

Мексиканська затока має величезні запаси природного газу та нафти, які видобуваються через нафтові вишки та платформи. Риба та креветки виловлюються в промислових масштабах. Мексиканська затока - зона активної судноплавства, в якій знаходяться великі морські порти прибережних країн: Новий Орлеан (США), Гавана (Куба) та Веракрус (Мексика).

З 1912 по 1935 рік морська залізниця довжиною 248 кілометрів з'єднувала найпівденнішу точку США, острів Кі-Вест та півострів Флорида. Зараз острів і материк з'єднані 7-мильним мостом.

У квітні 2010 року сталася одна з найбільших техногенних катастроф - вибух і півтора дня пожежа знищили нафтову платформу "Глибоководний горизонт" ("Deepwater Horizon"), внаслідок чого загинуло 13 людей. Нафта вилілася із свердловини на глибині 1500 м протягом 5 місяців. Катастрофа вбила мешканців моря, сотні тисяч людей втратили роботу.

Води Мексиканської затоки, впадаючи в Атлантику через Флоридську протоку, дають початок теплому Гольфстріму.

Мексиканська затока - відносно неглибокий басейн океанічного типу біля південно-західного узбережжя Північної Америки. Найбільша його глибина трохи більше 3600 м, площа близько 1602 тис. Км². Разом з Карибським морем Мексиканська затока утворює "Американське Середземномор'я" (складається з п'яти основних басейнів), і тому Мексиканську затоку часто називають Мексиканською улоговиною. Порівняно з іншими басейнами американського Середземномор'я

Мексиканська затока - це проста, правильна структура, без великих підводних жолобів або хребтів. Геологічна будова дна. У Мексиканській затоці, за винятком крайніх північних та південно-західних частин материка (райони з величезними запасами нафти), проведено недостатньо систематичних геофізичних досліджень. Більшість виконаних робіт обмежувались сейсмічними, магнітометричними, гравіметричними та

геоакустичними дослідженнями лише великомасштабних геологічних структур. Тому історія геологічного розвитку Мексиканської затоки в цілому продовжує залишатися недостатньо вивченою. Центральна частина Мексиканської затоки є типовою частиною океанічної кори: деякі дослідники використовують її, щоб довести, що вона завжди була океанським басейном.

Характерною особливістю нижнього рельєфу Мексиканської затоки є глибоководне корито, заповнене 50 000-футовими опадами; вісь жолоба тягнеться зі сходу на захід паралельно узбережжям Техасу та Луїзіани. Цей прибережний геосинкліналь Мексиканської затоки в західній та центральній частинах заповнений піщано-глинистими відкладами третинного віку, а у східній частині - карбонатними формаціями пізнього мезозою та третинного віку. Карбонатні відкладення накопичуються повільніше сміття. Отже, шар вапняку та доломіту біля узбережжя Флориди (товщиною 10 000 футів) може бути еквівалентним у часі подвоєному або потроєному шару піску та сланців біля узбережжя Техасу та Луїзіани[49].

Вважається, що геосинкліналь почав розвиватися, коли продукти руйнування тектонічних піднять, що утворилися в кінці Крейдового періоду в результаті ларамського орогенезу, почали стікати до узбережжя. З них утворилися дельти річок, що нагадують сучасну дельту Міссісіпі, яка вибухнула і просунулася вглиб моря, виступаючи за край шельфу. У міру накопичення опадів на шельфі, підстилаючі шари в зоні найбільшого накопичення почали просідати, створюючи таким чином можливість накопичення нових шарів опадів. Це може утворити жолоб або геосинкліналь. Для подальшого накопичення опадів також були потрібні зміщення крайових та прибережних районів вниз. Вчені досі обговорюють справжній механізм утворення геосинкліналів.

Вивчення геології Мексиканської затоки стало поштовхом для вивчення природи ряду підводних пагорбів, відомих як банки Сігсбі, які піднімаються щонайменше на 200 ярдів над бездонною рівниною рівнини Сігсбі в центральній Мексиці. Соляні куполи поширені вздовж узбереж Техасу та Луїзіани та в цих штатах. Відомо також, що соляні куполи знайдені в перешийоку Техуантепека в самій південній частині Мексиканської затоки[12].

З пагорбів банок Сігсбі не отримували солі; і хоча вони дуже схожі на вулканічні структури, магнітометричні та гравіметричні вимірювання не підтвердили їх вулканічну природу. Тому логічно виправдано пояснювати їх утворення за допомогою соляної тектоніки. Однак, з іншого боку, ці пагорби можуть бути діапірами з пластикової глини.

Не виключено, що куполи центральної частини Мексиканської затоки та прилеглого шельфу, банки Sigsbn та куполи Теуан-тепеки зобов'язані своїм походженням тому самому сольовому шару юрського або пермського віку, який є вихідним матеріалом для соляних куполів Мексиканської затоки.

Шельф Мексиканської затоки включає шельф Юкатан (затока Кампече), шельф західного узбережжя Флориди та шельфи Техасу та Луїзіани. Він розділений протокою Флорида (між півостровом Флорида і островом Куба), протокою Юкатан (між півостровом Юкатан і островом Куба) і великою дельтою Міссісіпі, яка, перетинаючи шельф, майже досягає материкового схилу .

Шельф Мексиканської затоки, як геологічно, так і геоморфологічно, є одним із материком. На захід від півострова Флорида, де шельф є продовженням вапнякових карстів поверхні півострова, опади представлені тонким шаром неконсолідованого карбонатного детриту. Частина цього шару належить до плейстоцену, інша частина - до голоцену. Поверхня шельфу на цій ділянці відносно рівна, але терасована. Рідкісні нерівності поверхні шельфу представлені невеликими куполами та хребтами біля ізобати 30 сажнів. Вони пов'язані з утворенням рифів у плейстоцені, коли рівень моря був нижче існуючого[27].

У перитонічній зоні шельфу північно-західного узбережжя Флориди та вузькому шельфі узбережжя Алабами переважають кластичні опади, в яких домінуючим компонентом пісків є кварц. Кременисті піски тягнуться на захід від дельти Міссісіпі, де вони змішуються з іншими відкладеннями та мулом, занесеними річками, що впадають в затоку Мобіл. На седиментацію біля західного краю бар'єру острова Міссісіпі впливає система річки Міссісіпі. Дельта-мул частково покриває опади шельфової зони цього району; на низовинах піски і глини змішуються з опадами дельти. Не вкриті піском тераси тягнуться на захід до центральної частини узбережжя Луїзіани, де знову на поверхні опадів зрідка з'являються піски та мул.

Осадочний матеріал у північній частині Мексиканської затоки доставляють дві основні річки: Міссісіпі та Ріо-Гранде. Опади з Міссісіпі несуться на захід сезонними вітряними прибережними течіями. Серед основних річкових систем є багато менш значущих річок, таких як Сабіна, Трійця, Колорадо, Бразос та інші. Деякі з цих річок впадають у затоки, так що більшість їх осадів ніколи не досягають відкритого шельфу.

В опадах північної та північно-західної частин шельфу Мексиканської затоки переважають добре відомі піски та глини. Піски лежать у вигляді смуг, паралельних берегу та відповідним колишнім рівням моря; дрібнозернисті фракції розташовані далі від берега.

Рельєф північної та північно-західної частин шельфу Мексиканської затоки менш рівномірний, ніж на заході Флоридської платформи, і складається з банок, пагорбів, хребтів і куполів. Більшість банок і пагорбів покриті рифами водоростей, що утворилися на низькому рівні моря в плейстоцені; деякі куполи і пагорби утворюються вгору рухами соляних мас. Часто ці куполи містять родовища нафти. Шельф біля східного узбережжя Мексики: це найвужча частина шельфу Мексиканської затоки. Хоча інформації про опади, які її покривають, майже немає, відомо, що для району Тампіко характерні піски, відкладені тут річкою Пануко, яка щорічно збирає

воду із західних частин Мексики. Далі на південь, у Веракрусі, поверхневий шар відкладень складається з уламків коралових рифів та змішаних карбонатно-фрагментарних відкладень. Ці змішані опади розташовані вздовж південного кордону Мексиканської затоки до затоки Кампече, що прилягає до острова Техуантепек. Місцеві річки протікають крізь скелі, приносять молотарку та відкладають її на шельфі.

Платформа Юкатан, як шельф біля західного узбережжя Флориди, є карбонатним плато, яке є продовженням карстової поверхні континенту. Опади шельфу складаються з незміченого карбонатного мулу. Шельф Юкатану, хоча і досить рівний, розділений терасами, що відповідають колишнім рівням моря. Ці тераси мають вигляд виступів між глибинами 16 - 20, 28-35, 50-75 сажнів. На цьому полиці є дугоподібна лінія коралових рифів і безрефлектних куполів. Рифи розташовані паралельно ізобаті 30 сажнів і приблизно так само, як на шельфі західного узбережжя Флориди.

Континентальний схил, як і шельф, із суцільним кордоном обрамляє басейн Мексиканської затоки[49].

Зовнішній край шельфу Флориди (карбонатна платформа) має найкрутіший континентальний схил. У цій зоні шельф переходить у схил на глибину 35 сажнів. Нахил дна між глибинами 35 і 100 сажнів становить близько 3 футів на милю, а між 400 і 500 сажнів збільшується до 300 футів на милю. Потім вона досягає найбільшої відомою крутизни схилу - близько 39 °. Крутість схилу свідчить про те, що він походить з відходів, хоча інших доказів немає. На схилі окремі хребти і пагорби. Північно-західну частину схилу перерізає каньйон Де Сото, який починається на глибині 240 сажнів і закінчується 500 сажнів; найбільша нерівність схилу відзначається на глибині 100 сажнів.

У північній частині Мексиканської затоки континентальний схил менш крутий, на північному заході Мексиканської затоки він характеризується надзвичайно горбистим рельєфом, сформованим вторгненням сольових мас і донною ерозією під час рівня плейстоцену і, можливо, через підводний води. Менш відомим є рельєф схилу біля східного узбережжя Мексики, хоча вимірювання глибини показали, що він дуже вузький і дуже крутий.

Схил у крайній південній частині Мексиканської затоки також крутий. Він прорізаний каньйоном Кампече між перешийком Техуантепек і шельфом Юкатан. Схил, прилеглий до шельфу Юкатану, також крутий і продовжує вниз до провалля долини. Його опади складаються з форамініферних літитів та великосміттевого матеріалу, який перемістився сюди внаслідок підводних зсувів з карбонатного шельфу[5].

На дні Мексиканської затоки височить велика осадова структура, що називається конусом Міссісіпі. Це конусоподібне скупчення осажденного матеріалу. Вершина конуса розташована на місці гирла плейстоцену Міссісіпі, яке в даний час завантажене на глибину до декількох сотень футів. Опади, що утворюють цей віялоподібний розширюється конус зі злегка опуклою поверхнею, поширюються по континентальному схилу і навіть далі

по дну басейну. Склад цих утворень, судячи з відібраних у них колон проб ґрунту, нагадує склад опадів, що покривають дно провалля рівнини Сігсбі. Верхня частина опадів у кожній колонці представлена червонувато-коричневою форамініферною фурією, яка покриває шари сірої мулистої глини.

Сіра мулиста глина належить до плейстоцену, що було доведено радіологічними методами визначення віку гірських порід (вуглець-14) та палеонтологічними даними. Вважається, що лют, що перекривається, представляє голоценові (сучасні) опади. Конус Міссісіпі утворився внаслідок видалення в плейстоценовий час річки Міссісіпі великої кількості глинистих опадів та їх розповсюдження по дну Мексиканської затоки в результаті каламутних потоків. Свідченням цього походження конуса є той факт, що осадовий покрив Сігсбі-Хіллз, піднімаючись над дном провалля рівнини, не містить сірих глин, характерних для опадів конуса. Очевидно, сірі глини осідали навколо пагорбів, але не на їх вершинах, які були вище рівня осадових суспензій. Опади на поверхні пагорбів, принаймні тих, на яких були взяті колони, складаються в основному з форамініферних мулів і є відкладами епох інтенсивного осадження залишків планктонних організмів.

Водні маси. Основний приплив води в Мексиканську затоку відбувається через протоку Юкатан, порогова глибина якої становить 1500-1900 м. Значна частина потоку води впадає в Північну Атлантику через протоку Флорида, яка з'єднує Мексиканську затоку з океаном. Глибина порогу Флоридської протоки становить близько 800 м. Оскільки глибина порогів проток Анегада, Юнгферн та Навітряні протоки, що з'єднують Карибське море з Північною Атлантикою, набагато більша за глибину протоки Флорида, океанські води безперешкодно проходять через Американське Середземномор'я у верхніх 800-метрових шар.

Водні маси, що надходять в Мексиканську затоку через протоку Юкатан, утворюються шляхом змішування південноатлантичних вод, які транспортуються на північ Гвіанським і Північним торговими течіями, з північноатлантичними водами західної частини Саргасового моря. Співвідношення вод Південної Атлантики та Північної Атлантики до протоки Юкатан.

Хоча субтропічна вода з максимальною солоністю сильно впливає на поверхневі води Мексиканської затоки, її характеристики мало змінюються по ходу вздовж району, і вона не так добре змішується в горизонтальному напрямку, як у Карибському морі[22].

Товщина змішування поверхневого шару визначається глибиною, вище якої температура води залишається однорідною; вона коливається від декількох метрів до 125 м залежно від площі, пори року та місцевих впливів. У центральній Мексиканській затоці середня потужність цього шару в січні-лютому становить близько 90 м. Ці місяці, як правило, найхолодніші для Мексиканської затоки. 24 ° С біля узбережжя Юкатану. На північ від протоки Юкатан ізотерми відхиляються на північ через вплив води, що

проникає через цю протоку. Щоденні, річні та регіональні зміни температури поверхневого шару встановлені недостатньо надійно, хоча відомо, що кожна з них характеризується значними коливаннями.

У центральній частині Мексиканської затоки солоність поверхневих вод становить 36,0-36,3 пром. Однак на заході центральної Мексиканської затоки, за 100 миль від 180-метрової ізобати (на краю шельфу Юкатану), спостерігали солоність 36,6 балу. морські) і, можливо, від підйому глибоких вод. Річка Міссісіпі має найсильніший вплив: її води (солоність менше 35,5%) можна простежити на глибинах до 50 м і на відстані до 150 км від берега. Звичайно, по мірі наближення до гирла річки солоність значно зменшується: за кілька миль від берега це менше 25 пром. У багатьох інших прибережних районах також спостерігаються значні коливання солоності, але через неповні, мало даних важко визначити масштаб тимчасової мінливості.

Швидкість поверхневого струму досягає максимуму на початку літа; в цей час його вузьке ядро розташоване приблизно на 180 м над ізобатою із західного боку протоки Юкатан. Очевидно, швидкість потоку на західній стороні протоки набагато вища, ніж на східній; максимальна ширина течії досягає 60-80 миль. Найнижча швидкість потоку спостерігається у жовтні-листопаді; в цей час проточний стрижень трохи розширюється і знаходиться на більшій глибині. Праворуч від потоку, мабуть, є локальні схеми.

Також передбачається, що, принаймні в деякі сезони, існує поверхневий протиток, який проходить на південь уздовж узбережжя Куби в Карибському басейні. Очевидно, течія Юкатану перебуває в геострофічній рівновазі. Її можна легко розрізнити за нахилом ізотермічних поверхонь у напрямку, перпендикулярному швидкості на поверхні; крім того, тепліша вода знаходиться праворуч від течії. Північна частина циркуляції поверхневої циркуляції привернула мало уваги, хоча динамічний взаємозв'язок вод цієї течії з північними водами Мексиканської затоки може бути важливою ланкою для пояснення циркуляції північно-східної Мексиканської затоки.

Флоридський струм, який переносить 25 млн. М³ / с, зазвичай називають частиною Гольфстріму, і він тут не описуватиметься. На відміну від згаданих вище течій у східній частині Мексиканської затоки, слабкі течії в західній частині Мексиканської затоки не дуже виражені і, здається, змінюються за часом, простором та інтенсивністю. Виходячи з наявних даних та геострофічних припущень, можна припустити, що течії утворюють велику витягнуту спіраль над центром безодні західної частини Мексиканської затоки. Їх головна вісь проходить від ПнЗ до Пд, так що течії на південно-східній стороні спіралі спрямовані на північний схід. Швидкості в ядрі течії, спрямовані на північний схід, близько 50 см / с. Ці характеристики, мабуть, не є постійними, і їх важко вивчити. Прибережні течії Мексиканської затоки відчувають значні сезонні коливання як у напрямку, так і в інтенсивності.

Припливи в Мексиканській затоці. Середній приплив у Мексиканській затоці невеликий, він не перевищує 1-2 футів на більшості прибережних станцій[33]. Характер припливу в Мексиканській затоці - щодня. Однак у прибережних районах Флоридської протоки спостерігаються напівденні та змішані припливи і відливи трохи вищі, ніж у узбережжя Мексиканської затоки. Порив вітру, що розвивається в Мексиканській затоці, невеликий: найвища висота хвилі рідко перевищує 5 м.

Основною небезпекою для жителів низовин Мексиканської затоки є повені під час штормів. Такі підйоми, як правило, спричинені ураганами, досягають у Мексиканській затоці висоти 5 м. Після того, як ураган потрапляє в Мексиканську затоку, як правило, через протоку Юкатан, він підтримує північний напрям, а штормові сплески частіше спостерігаються на північному березі Мексиканської затоки.

Протягом усього свого існування людина неодноразово чинила негативний вплив на розвиток сучасних технологій, почала набирати більших форм. Мексиканська затока є яскравим підтвердженням цього. Катастрофа, що сталася там навесні 2010 року, завдала непоправної шкоди природі. В результаті вода була забруднена, що призвело до загибелі великої кількості та скорочення їх населення.

Причиною катастрофи стала аварія на нафтовій платформі Deepwater Horizon, яка сталася через непрофесіоналізм робітників та недбалість власників нафтогазової компанії. В результаті неправильних дій стався вибух та пожежа, в результаті яких загинуло 13 людей, які знаходились на платформі та були причетні до наслідків аварії. Протягом 35 годин пожежу ліквідували пожежні машини, але повністю перекрити вилив нафти в Мексиканську затоку вдалося лише через п'ять місяців.

За даними деяких експертів, за 152 дні, протягом яких нафта вилілася зі свердловини, у воду впало близько 5 мільйонів барелів палива. За цей час була забруднена територія площею 75 000 квадратних кілометрів. Наслідки аварії були здійснені американськими військами та добровольцями з усього світу, які зібралися в Мексиканській затоці. Нафта збиралася як вручну, так і спеціальними судами. Спільними зусиллями вдалося отримати близько 810 тис. Барелів палива з води[49].

Найскладніше було зупинити встановлені штекери, не допомогло. У свердловину залили цемент, закачали бурову рідину, але повне ущільнення було досягнуто лише 19 вересня, а аварія сталася 20 квітня. Мексиканська затока за цей період стала найбільш забрудненим місцем на планеті. Близько 6000 птахів, 600 100 дельфінів та багатьох інших ссавців та риб були знайдені мертвими.

Величезна шкода завдана кораловим рифам, які не можуть процвітати в забрудненій воді. Смертність афаліни зростає майже в 50 разів, і це далеко не всі наслідки аварії на нафтовій вищці. також зазнав значних втрат, оскільки Мексиканська затока була на третину закрита для риболовлі. Нафта навіть

доходила до вод прибережних заповідників, що було дуже важливо для інших тварин.

Екологія Мексиканської затоки. У північній частині затоки, що належить США, надзвичайно несприятлива екологічна ситуація. Основною причиною забруднення є зловживання потужними хімічними добривами американськими фермерськими господарствами для збільшення врожаю сільськогосподарських культур на полях і плантаціях на північ від затоки. Хімічні речовини змиваються дощами та річками в бухту, де, в свою чергу, стимулюють ріст дрібних бурих водоростей, які в процесі свого масового розмноження поглинають весь кисень навколишньої води, що призводить до загибелі риби і інші організми. Іншою проблемою є масове будівництво великих житлових комплексів (кондомініумів) безпосередньо на березі води[29].

Пологий, заболочений берег затоки не підходить для багатоповерхових будинків. Часті урагани, які є природним методом відбудови прибережних регіонів, змушують будівельні компанії проводити масові ремонти багатоповерхівок кожні 2-3 роки, що призводить до руйнування екологічного балансу дюн, відвалів будівельних відходів, погіршення стану піску якості, пляжна ерозія, вимирання узбережжя. та мангрові ліси, збільшуючи солоність у північній частині затоки. Більше того, стічні води кондомініумів приваблюють акул ближче до берега, а підвищена солоність призводить до масового розмноження отруйних медуз, створюючи небезпеку для відпочиваючих.

ВИСНОВКИ

В океанах частинки води переносяться з однієї області в іншу на дуже великі відстані. Ці рухи часто займають величезні маси океанічної води, покриваючи широку смугу води певної глибини. На великій глибині та біля дна відбуваються повільніші переміщення частинок, головним чином у напрямку, протилежному поверхневим водним масам.

Особливістю циркуляції Карибського моря та Мексиканської затоки є підйом глибоких вод біля узбережжя Південної Америки. Переміщення водних мас в Карибському морі вгору, як і в інших частинах Світового океану, викликане дією вітру: поверхнева вода відгинається від берега і замінюється глибокою водою. Підйом глибоких вод не поширюється на великі глибини і нижче 250 м не є значним. Внаслідок підйому глибоких вод підвищується біологічна продуктивність. Це зона інтенсивного рибальства. Відповідне просідання поверхневих вод відбувається у басейнах Венесуели та Колумбії вздовж 17 ° півн.ш.

Стоки стічних вод виникають в результаті нахилу рівня моря внаслідок припливу води з інших районів або відтоку в інші райони моря під дією зовнішніх сил. Такі умови виникають, наприклад, через припинення вітру, який вигнав воду на берег. Тому не випадково з Мексиканської затоки, де пасати завжди наздоганяють велику кількість води, бере початок потужний сток Флориди, який поступово впадає в Гольфстрім.

Основний приплив води в Мексиканську затоку відбувається через протоку Юкатан, порогова глибина якої становить 1500-1900 м. Значна частина потоку води впадає в Північну Атлантику через протоку Флорида, яка з'єднує Мексиканську затоку з океаном. Глибина порогу Флоридської протоки становить близько 800 м. Оскільки глибина порогів проток Анегада, Юнгферн та Навітряні протоки, що з'єднують Карибське море з Північною Атлантикою, набагато більша за глибину протоки Флорида, океанські води безперешкодно проходять через Американське Середземномор'я у верхніх 800-метрових шар.

Водні маси, що надходять в Мексиканську затоку через протоку Юкатан, утворюються шляхом змішування південноатлантичних вод, які транспортуються на північ Гвіанським і Північним торговими течіями, з північноатлантичними водами західної частини Саргасового моря. Співвідношення вод Південної Атлантики та Північної Атлантики до протоки Юкатан.

Хоча субтропічна вода з максимальною солоністю сильно впливає на поверхневі води Мексиканської затоки, її характеристики мало змінюються по ходу вздовж району, і вона не так добре змішується в горизонтальному напрямку, як у Карибському морі.

Товщина змішування поверхневого шару визначається глибиною, вище якої температура води залишається однорідною; вона коливається від декількох метрів до 125 м залежно від площі, пори року та місцевих впливів. У центральній Мексиканській затоці середня потужність цього шару в січні-лютому становить близько 90 м. Ці місяці, як правило, найхолодніші для Мексиканської затоки. 24°C біля узбережжя Юкатану. На північ від протоки Юкатан ізотерми відхиляються на північ через вплив води, що проникає через цю протоку. Щоденні, річні та регіональні зміни температури поверхневого шару встановлені недостатньо надійно, хоча відомо, що кожна з них характеризується значними коливаннями.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Доронин Ю.П. Региональная океанология/ Л.: Гидрометеоздат, 1986. 304 с.
2. Динамика океана /Под ред. Ю.П. Дорониной/ Л.: Гидрометеоздат, 1980. 303 с.
3. Лымарев В.И. Основные проблемы физической географии океана/ М.: Мысль, 1978. 245 с.
4. Степанов В.Н. Океаносфера/ М.: Мысль, 1983. 270 с.
5. Леонтьев О.К. Дно океана/ М.: Мысль, 1968. 319 с.
6. Леонтьев О.К. Основы физической географии Мирового океана/ М.: Изд. Московского университета, 1974. 288 с.
7. Эмери К.О. Континентальные шельфы/ В кн.: Океан. Пер. с англ. М.: Мир, 1971. С. 62-80.
8. Даниленко А.О., Филонов А.Е. Внутренние волны/ Коллективная монография под ред. С.П. Левикова. М.: Гидрометеоздат, 1989. С. 83- 93.
9. Лосев К.С. Вода/ Л.: Гидрометеоздат, 1989. 272 с.
10. Блатов А.С., Иванов В.А. Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря (на примере Южного берега Крыма)/ Киев: Наукова думка, 1992. 244 с.
11. Христофоров Г.Н. Гидрологические и гидрохимические процессы в экосистеме шельфа/ Севастополь: Изд. МГИ АН УССР, 1983. С.60- 70.
12. Лерой К. Распространение звука в Средиземном море/ В книге «Подводная акустика». Пер. с англ. Под ред. Л.М. Бреховских. М.: «Мир», 1970. С. 274-324.
13. Суховой В.Ф. Моря Мирового океана/ Л.: Гидрометеоздат, 1987. 288 с.
14. Леонов А. К. Региональная океанография/ Л.: Гидрометеоздат, 1960.
15. Шамраев Ю. И., Шишкина Л. А. Океанология/ Л.: Гидрометеоздат, 1980.
16. Иванов В.А., Косарев А.Н., Маслов А.Ф., Ястреб В.П. Красное море/ Санкт-Петербург: Гидрометеоздат, 1992. 208 с.
17. Степанов В.Н. Мировой океан/ М.: Знание, 1974. 255 с.
18. Суховой В.Ф. Основные черты гидрологического режима

Индийского, Южного и Северного Ледовитого океанов/ Киев: Изд-во УМКВО, 1991. 124 с.

19. Тимофеев В.Т. Взаимодействие вод Северного Ледовитого океана с водами Атлантического и Тихого океанов/ Океанология. 1963. Т.3. Вып. 4. С. 551-557.

20. Антонов В.С. Природа движения вод и льдов Северного Ледовитого океана/ В кн.: "Проблемы полярной географии", Тр. ААНИИ, Т. 285, 1968.

21. Гудкович Э.М. Об основных закономерностях дрейфа льдов в центральной части Полярного бассейна/"Тр. Конферен. по проблемам взаимодействия атмосферы и гидросферы в сев. части Атлант. океана ", вып. 3 и 4, 1961.

22. Coachman L.K. Physical oceanography in the Arctic ocean. Arctic drifting stations. Montreal, 1968.

23. The Arctic Basin. Wash., Arct. Inst. Amer., 1963.

24. Никифоров Е.Г., Шпайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана/ Л.: Гидрометеиздат, 1980. 270 с.

38.Neal V. T., Neshyba S., Denner W. Thermal stratification in the Arctic ocean /Science, 1969. Vol. 166, N 3903.

39.Coachman L.K. Physical oceanography in the Arctic ocean / "Arctic", 1968. Vol. 22, N 3.

40.Hunkins K. Waves on the Arctic ocean/ "J. Geoph. Res.", 1962. Vol. 67, P. 2477-2489.

41.Kutschale H. Long-range sound transmission in the Arctic ocean/ "J. Geoph. Res.", 1961. Vol. 66, P. 2189-2198.

42.Lyon W. K. Ocean and sea ice research in the Arctic ocean via submarine/ " Trans. N. Y. Ac. Sci." 1961. Vol. 23, P. 662-674.

43.Mellen R.H. Underwater acoustic scattering from arctic ice/ "J. Acoust. Soc. Am.", 1966. Vol. 40, P. 1200-1202.

44.Mellen R.H., Marsh H.W. Underwater sound reverberation in the Arctic ocean/ "J. Acoust. Soc. Am.", 1963. Vol. 35, P. 1645-1648.

45.Brown J.R. Reverberation under arctic ice/ "J. Acoust. Soc. Am.", 1964. Vol. 36, P. 601-603.

46.Science in the Arctic ocean Basin. National academy of science, National Research Council publication 1086. Washington, 1962.

47.Hunkins K., Kutschale H. Shallow water propagation in the Arctic/ "J.

Acoust. Soc. Am.”, 1963. Vol. 35, P. 542-551.

48. Океаны. (Энциклопедический путеводитель). М.: Изд-во «Махаон», 2007. 304 с., ил.

49. Суховій В. Ф., Коротаєв Г. К., Шапіро Н. Б. Гідрологія Карибського моря і Мексиканської затоки /– Ленінград : Гидрометеоздат, 1980. – 182 с.