

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Гідрометеорологічний інститут
Кафедра океанології та морського
природокористування

Кваліфікаційна робота бакалавра

на тему: Основні риси гідрологічного режиму Мексиканської затоки

Виконав студент групи ГО-41
спеціальності 103 Науки про Землю
Волков Данііл Юрійович

Керівник _____ PhD, ст. викл.
Ель Хадрі Юссеф

Консультант

Рецензент д-р. геогр. наук,
проф. _____
Хохлов Валерій Миколайович

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет _____ Гідрометеорологічний інститут
Кафедра _____ океанології та морського природокористування
Рівень вищої освіти _____ бакалавр

Спеціальність _____ 103 «Науки про Землю»
(шифр і назва)
Освітня програма _____ Гідрометеорологія
(назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ
Завідувач кафедри океанології та морського природокористування
Берлінський М.А.
“ 05 ” травня 2021 року

**З А В Д А Н Н Я
НА КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ БАКАЛАВРА**

студенту(ці) _____ Волков Данііл Юрійович
(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Основні риси гідрологічного режиму Мексиканської затоки
керівник роботи _____ Ель Хадрі Юссеф, PhD
(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затверджені наказом ОДЕКУ від “18” грудня 2020 року №254 «С»

2. Строк подання студентом роботи 31.05.2021 р.
3. Вихідні дані до роботи 1. Середньорічні та середньомісячні значення температури морської води на різних глибинах; середньорічні значення солоності, вмісту кисню, з'єднань фосфору, кремнію, азоту за даними регіональної кліматології Мексиканської затоки (GOM RC) версія 2 NCEI / NOAA;

2. Компоненти u і v векторів течії за даними реаналізу Глобальної системи асиміляції океанічних даних (GODAS) NCEP

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) _____

1. Фізико-географічна характеристика досліджуваної території; 2. Річковий стік у Мексиканську затоку; 3. Рельєф і геологічна будова дна; 4. Режим температури та солоності вод Мексиканської затоки; 5. Гідрохімічний режим; 6. Режим динаміки вод; 7. Розподіл наносів та відкладень

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень)

1. Карти просторового розподілу температури води, солоності, компонентів течій, хімічних речовин в 2005-2017 рр.;

2. Графіки річного ходу температури води в різних точках Мексиканської затоки;

3. Графіки розподілу температури та солоності води з глибиною

Консультанти розділів роботи

Розділ	Прізвище, ініціали та посада консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв

7. Дата видачі завдання 05.05.2021 р.

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Огляд літератури та дослідження фізико-географічних умов Мексиканської затоки	05.05-07.05.2021		
2.	Короткий огляд баз даних та методів гідрологічного режиму	07.05-10.05.2021		
	Рубіжна атестація	11.05-15.05.2021		
3.	Обробка вихідної інформації по температурі морської води, солоності, компонентам течій, хімічним речовинам	15.05-20.05.2021		
4.	Аналіз полів температури морської води, солоності, компонентів течій, хімічних речовин у 2005-2017 рр.	21.05-25.05.2021		
5	Оформлення роботи	25.05-31.05.2021		
	Перевірка роботи на плагіат	01.06-02.06.2021		
	Підготовка доповіді, презентації	01.06-14.06.2021		
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)			

Студент Волков Д.Ю.
(підпис) (прізвище та ініціали)

Керівник роботи Ель Хадрі Ю.
(підпис) (прізвище та ініціали)

Зміст

ВСТУП.....	5
1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИЙ ОПИС МЕКСИКАНСЬКОЇ ЗАТОКИ	7
1.1 Клімат.....	8
1.2 Річковий стік в Мексиканську затоку	10
1.3 Рівень моря і припливи	12
1.4 Рельєф і геологічна будова дна.....	13
2. МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ	17
2.1 Поняття про режим вод океану	17
2.2 Джерела даних	19
3. ГІДРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ МЕКСИКАНСЬКОЇ ЗАТОКИ В ОСТАННІ ДЕСЯТИЛІТТЯ	21
3.1 Термічний режим	21
3.2 Солоність вод.....	29
3.3 Гідрохімічний режим	32
3.4 Режим динаміки вод.....	37
3.5 Розподіл наносів та відкладень.....	42
ВИСНОВКИ	49
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ	52

ВСТУП

Мексиканська затока по своїй гідрології є одним з найбільш цікавих районів Світового океану. Води затоки відіграють значну роль у формуванні клімату не тільки в прибережних районах, тепловий стан вод даного регіону надає безсумнівний вплив на розвиток атмосферних процесів над Атлантикою і Європою.

Оскільки фізичні процеси, які відбуваються в океані і атмосфері одночасно взаємодіють між собою, то одна частина системи океан-атмосфера безпосередньо впливає на іншу. Зміна гідрологічного стану океану змінює стан атмосфери над даною ділянкою вод, що призводить до зміни погодних умов (хмарності, швидкості вітру, температури повітря тощо), це в свою чергу робить зворотний вплив на океан. Тому детальне вивчення особливостей і динаміки гідрологічного режиму водних об'єктів, особливо таких, як Мексиканська затока, має важливе значення для розуміння процесів, що відбуваються в системі океан-атмосфера і процесів, що формують регіональний клімат. Наприклад, реакція океану на зміну напрямку вітру складається як зміна напрямків течії, що в свою чергу впливає на розподіл температури води і призводить до зміни випаровуваності, швидкості протікання хімічних реакцій в водах водойми і стану екосистем.

Мексиканська затока є великою, продуктивною, морською і прибережною екосистемою, яка забезпечує товарами і послугами жителів узбережжя, а також сусідні регіони. Це регіонально і глобально важлива водойма, яка з'єднується через Флоридську протоку з системою Гольфстріму і являє собою різноманітну сукупність водних середовищ існування.

Довгострокова мінливість клімату в регіоні Мексиканської затоки може вплинути на силу Гольфстріму і перенесення тепла в океані, а також на

економічну активність і екологічну стабільність всієї Північно-Західної Атлантики.

Метою даної роботи є визначення особливостей гідрологічного режиму Мексиканської затоки в останні десятиліття.

Основні завдання дослідження:

1. Зробити огляд фізико-географічних і кліматичних умов Мексиканської затоки, а також рельєфа и геологічної будови дна;
2. Зробити огляд річкового стоку в Мексиканську затоку;
3. Визначити особливості термічного режиму в 2005-2017 рр.;
4. Визначити розподіл солоності і гідрохімічний режим вод затоки в 2005-2017 рр.;
5. Визначити режим динаміки вод та розподіл наносів та відкладень.

Кваліфікаційна робота складається зі вступу, трьох розділів, висновків і списку використаних джерел.

У вступі формулюються цілі та завдання роботи.

Перший розділ складається з короткої характеристики фізико-географічних і кліматичних умов Мексиканської затоки.

Другий розділ включає в себе опис методів дослідження і баз даних.

У третьому розділі виконується аналіз розподілу гідрологічних характеристик вод Мексиканської затоки в 2005-2017 рр.

У висновках представлені результати виконаної роботи.

Список використаних джерел складається з 26 літературних джерел.

Кваліфікаційну роботу виконано на кафедрі океанології та морського природокористування під керівництвом доктора філософії, старшого викладача Ель Хадрі Ю.

1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИЙ ОПИС МЕКСИКАНСЬКОЇ ЗАТОКИ

Мексиканська затока розташована на північно-західній околиці тропічної зони Атлантичного океану, в широтному вигині північно-американського континенту, і обмежена зі сходу лінією, що проходить через півострів Флорида і о. Куба (рис. 1). Площа Мексиканської затоки становить $1\,602 \cdot 10^3 \text{ км}^2$ [1].

Береги затоки низинні, вирівняні з лагунами. Прибережна частина затоки мілководна. Звужена південна частина заливу, яка вдається до материка і обмежена зі сходу півостровом Юкатан, носить назву затока Кампече. Особливо низькими і болотистими є північні береги затоки. Тут далеко в море вдається велика дельта річки Міссісіпі.

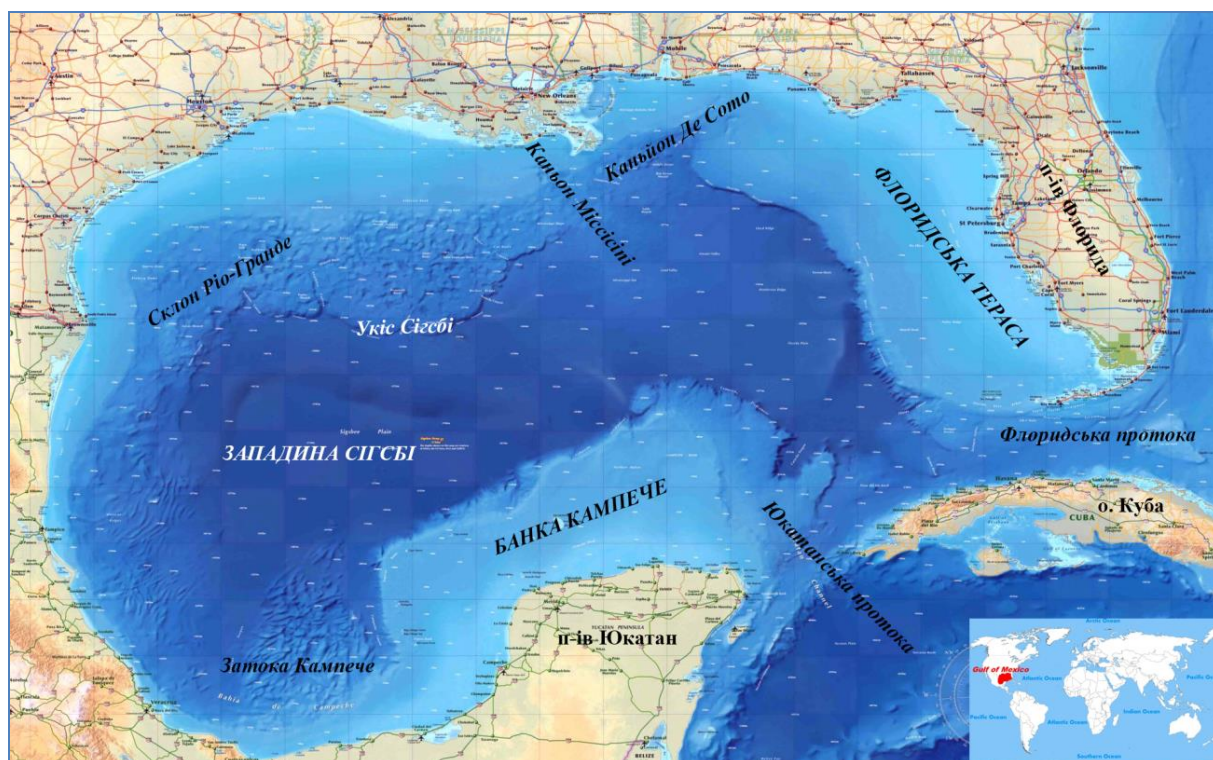


Рис. 1 – Карта Мексиканської затоки з основними елементами підводного рельєфу

Мексиканська затока з'єднується з Карибським морем широкою та глибокою Юкатанською протокою, ширина якої становить 115 миль. Західна частина протоки мілководна, центральна і східна частини мають глибини більше 1000 м. З Атлантичним океаном затоку з'єднує Флоридська протока, ширина якої між островами Каба і Флорида-Кіс близько 80 миль. У цій частині глибини в протоці досягають 1200-1300 м. Мінімальні глибини в протоці спостерігаються в її найвузькій частині, між Великою Багамською банкою і півостровом Флорида.

Мексиканська затока є дев'ятим за величиною водоймою в світі, вона визнаний однією з 64 великих морських екосистем Національним управлінням океанічних і атмосферних досліджень США (NOAA) [2]. Економічно та екологічно затока є однією з найбільш продуктивних і важливих водойм [3].

1.1 Клімат

Акваторія затоки розташована в тропічному кліматичному поясі, лише її північна частина – в субтропічному. Увесь рік над затокою панують тропічні повітряні маси. Клімат Мексиканської затоки визначається пасатною циркуляцією повітря і характеризується великою однорідністю. Сезонні коливання метеорологічних елементів невеликі, за винятком її північної частини.

Мексиканська затока відрізняється різноманітністю зимових температурних умов [1]. У її північній частині температура повітря в січні становить 12-14° С, а в південній перевищує 22° С. Найбільші температури спостерігаються в липні та становлять понад 28° С.

Протягом року над її акваторією панують помірні вітри північно-східного і східного напрямків. Ураганні вітри, пов'язані з проходженням

глибоких тропічних циклонів, відзначаються лише влітку і восени. Найбільша їх повторюваність припадає на серпень, вересень і жовтень. На півночі затоки, поблизу американського узбережжя, взимку переважають помірні повітряні масі та мусонна циркуляція повітря.

Літо спекотне, дощове, з високою вологістю повітря. Зима відносно прохолодна та суха. Вологість повітря над акваторією затоки на північ від тропіків має значення менше 70 %, а в північно-східній частині навіть менше 60 %. Мінімум вологості повітря відзначається в лютому-квітні, максимум – в липні-вересні.

Найбільше число днів з опадами припадає на червень-вересень (20-22 дні на місяць). У цей період середньомісячна кількість опадів становить від 65 мм в липні до 89 мм в червні та вересні [4].

Хмарність над Мексиканською затокою протягом року в середньому становить близько 5 балів, а в північній половині затоки в червні-серпні менше 4 балів. На півночі затоки відзначаються тумани, повторюваність яких в грудні досягає 5 %.

Дослідження теплового і водного балансів моря має велике значення для розуміння процесів формування режиму температури і солоності вод. Сезонні і міжрічні коливання температури води в значній мірі визначаються відповідними коливаннями радіаційного балансу моря і витратою тепла на випаровування і турбулентний теплообмін, а коливання солоності – змінами співвідношення між осадками і випаровуванням. В цілому, береговий стік грає помітну роль у змінах солоності тільки в прибережних районах океану і внутрішніх морях, де водообмін з океаном утруднений наявністю високих порогів і вузькістю проток.

Розташування Мексиканської затоки у тропічних широтах створює умови при яких сезонні коливання сонячної радіації, що надходить до поверхні моря не особливо великі. Навіть в самій південній частині в затоці Кампече різниця між значеннями радіаційного балансу в зимові та літні місяці досягає 31 % від середнього за рік значення. Максимальний

радіаційний баланс спостерігається в травні (575 МДж/м^2 на місяць), а мінімальний в грудні-січні (310 МДж/м^2 на місяць). Сумарний за рік тепловий баланс становить 740 МДж/м^2 . Це надмірне надходження тепла по відношенню до його втрат через поверхню витрачається внаслідок адвекції холодних вод в області циклонічного кругообігу в затоці Кампече, з яким пов'язаний підйом глибинних вод.

Найбільш значні сезонні коливання всіх складових теплового балансу спостерігаються в північній частині Мексиканської затоки. Радіаційний баланс досягає максимуму в травні (630 МДж/м^2), а мінімуму в грудні (165 МДж/м^2). Втрати тепла на випаровування і турбулентний обмін з атмосферою мають зворотний сезонний хід: в грудні і січні вони складають навколо 750 МДж/м^2 , а в серпні -200 МДж/м^2 . Таким чином, тепловий баланс коливається від 370 МДж/м^2 на місяць в травні-серпні до -580 МДж/м^2 на місяць в грудні-січні. Сумарний за рік тепловий баланс в цій частині затоки від'ємний і складає близько -1100 МДж/м^2 . Ця надлишкова витрата тепла через поверхню на випаровування і турбулентний обмін з атмосферою (головним чином в зимовий сезон) компенсується припливом більш тепліших вод з Карибського моря.

1.2 Річковий стік в Мексиканську затоку

Будучи великим приймаючим басейном, Мексиканська затока отримує великий водозбірний стік з п'яти країн – Канади, Куби, Гватемали, Мексики і США (рис. 2). Річка Міссісіпі домінує в дренажних системах на півночі, а річкова система Гріхальва-Усумасінта панує на півдні. Уздовж узбережжя затоки розташовано тридцять три основні виходи річок і 207 заток, естуарійів і лагун [2]. В затоку впадає близько половини річок Мексики і одна третина річок Куби.

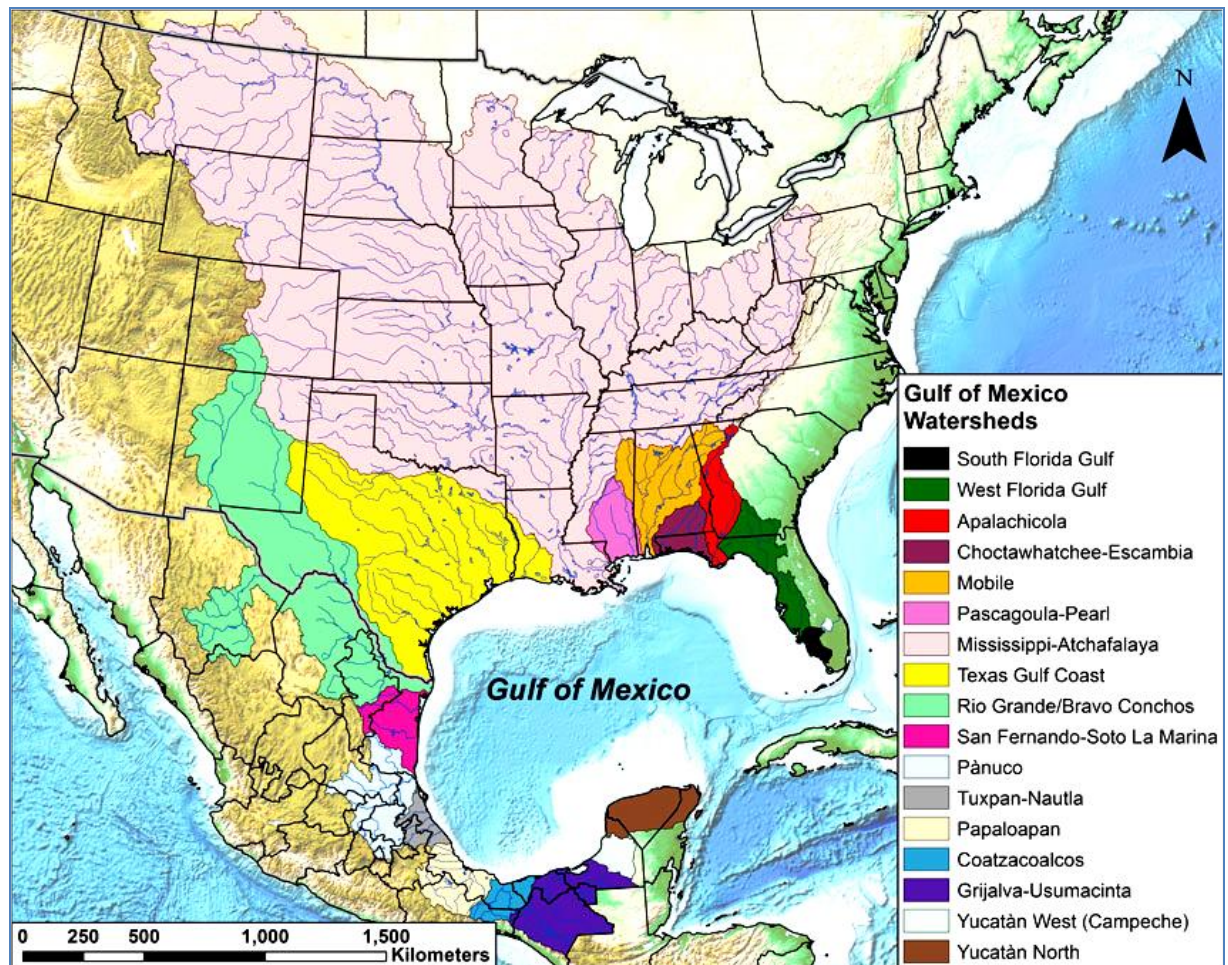


Рис. 2 – Первинні водозбори, що забезпечують Мексиканську затоку прісною водою, поживними речовинами і наносами [5]

У Мексиканську затоку впадає найбільша річка Північної Америки – Міссісіпі. Площа її басейну становить приблизно 3,27 млн км² (рис. 2), що є третім за величиною показником в світі після Амазонки і Конго. Середньодобова витрата води Міссісіпі складає 21940 м³/с [6], що становить 63 % від загального річкового стоку в Мексиканську затоку.

Другим за обсягом стоку є басейн річок Гріхальва і Усумасінта, що беруть початок в горах Сьєра Мадре на півдні Мексики і впадають в затоку Кампече. Даний водозбір має площу 103300 км², його середньодобова витрата води складає 3727 м³/с, що становить 10,8 % від загального річкового стоку в затоку [5].

Значний внесок у водний баланс Мексиканської затоки вносять річки південно-східної частини США (рис. 2), Їх сумарний стік становить 10,5 % від загального річкового стоку в затоку. Річки Апалачікола, Чоктохатчі, Ескембія, Томбігбі, Алабама, Паскагула і Перл-Рівер сильно розрізняються за розміром, гідрологією, геоморфологією та хімічним складом води, але мають схожий режим. Всі річки в цьому регіоні течуть з півночі на південь, і всі вони розташовані між 84° і 91° з.д. і 30° і 35° пн.ш. і мають сумарну площу водозбору понад 265000 км² з приблизною сумарною добовою витратою води 4000 м³/с. Ці сім басейнів мають розмір від 11000 до 111000 км² і обсяг стоків від 200 до 1914 м³/с. Даний регіон характеризується великою кількістю опадів уздовж і поблизу узбережжя затоки їх середньорічна кількість становить від 150 до 165 см уздовж узбережжя, але знижується до 120-135 см всередині країни [7].

1.3 Рівень моря і припливи

Рівень моря в Мексиканській затоці визначається як співвідношенням між опадами, випаровуванням і береговим стоком, так і надходженням води з Карибського моря і Атлантичного океану. У зв'язку з сезонною мінливістю перерахованих вище факторів, рівень моря також відчуває сезонні коливання [1].

Опади в затоці переважають влітку і на початку осені, випаровування імає зворотний хід. У лютому на більшій частині акваторії затоки випаровування перевищує опади, хоча різниця значень цих величин в різних районах неоднакова і становить 50-150 мм/місяць. Влітку в затоці опади перевищують випаровування на 50-100 мм/місяць.

Таким чином, якби коливання рівня визначалися виключно коливаннями різниці опади-випаровування, то найбільш високе положення рівня повинно було б спостерігатися восени, а найбільш низьке – навесні.

Сезонна мінливість швидкості поверхневих течій в Мексиканській затоці демонструє, що швидкості течії досягають максимуму в липні-серпні. Мінімальні значення відзначаються в листопаді.

Сезонні зміни різниці опади – випаровування та інтенсивність нагона вод в затоку викликають складні коливання рівня. У зв'язку з тим, що до середини літа швидкості течії досягають максимальних значень, найбільш високе положення рівня спостерігається не в середині або кінці осені, а зсувається на початок осені. Найнижчий рівень фіксується не навесні, а в січні. У лютому і березні рівень вже підвищується (хоча випаровування в ці місяці перевищує опади) у зв'язку з тим, що швидкості течії починають зростати.

Приливні коливання рівня моря в Мексиканській затоці невеликі і ніде не перевищують 1 м.

1.4 Рельєф і геологічна будова дна

Відносно походження Мексиканської затоки немає єдиної думки. Згідно гіпотези Едуарда Зюсса, центральна частина затоки спочатку була продовженням американської рівнини і теперішню затоку утворилася внаслідку опускання цієї ділянки в кайнозої. Інші дослідники вважають, що утворення затоки сталося в пізньому палеозої. Однак геофізичні роботи 60-70-х років XX століття показали, що центральна (глибоководна) частина затоки є ділянкою океанічної земної кори. Отже, ця улоговина скоріше за всього являє собою також успадкований океанічний басейн.

У більш пізніх роботах [8] формування басейну Мексиканської затоки було описане як зародження відносно невеликого океанічного басейну, який розвинувся у відповідь на поділ Північної та Південної американських плит шляхом розширення земної кори і поширення морського дна під час мезозойського розпаду Пангеї. Таким чином, топографічний рельєф і

батиметрія відображають загальну геологічну структуру басейну. Крім того, на фізіологію басейну затоки вплинули зміни рівня моря у відповідь на чергування льодовикових і міжльодовикових періодів на Північноамериканському континенті. Зміни рівня моря, викликані епізодичними притоками талих вод в цілому контролювали дренажні системи регіону, морфологію прибережних рівнинних алювіальних систем і обсяги наносів, що надходили в басейн [9].

Тектонічна і сейсмічна активність, вулканічна діяльність, відхилення від гравітаційної рівноваги показують, що Меськиканська затока являє собою сучасну геосинклінальну область. Дно затоки відрізняється простою, правильною геологічною структурою без великих хребтів і жолобів.

Загальні географічні межі басейну затоки відповідають структурним особливостям. Карбонатні платформи Флориди і Юкатану відзначають східний і південний фланги басейну. Західний фланг басейну відповідає розташуванню гірського масиву Чіапас і Східної Сьєрра-Мадре, в той час як північний кордон межує з орогенним поясом Уачіта, деформованим поясом центральної Міссісіпі і південними межами гір Аппалачі. Уздовж північної і північно-західної окраїн басейну прибережна рівнина і континентальний шельф Меськиканської затоки є найширшими і мають відносно пологий схил до центру затоки, подібний схилу фундаменту в регіоні. У Східній Мексиці прибережна рівнина і шельф досить вузькі і круті. Примикаючи до східної та південно-східної окраїн басейну, деякі з найглибших частин затоки швидко піднімаються на підводних схилах, що виходять на платформи Флориди та Юкатану. Пізній тріасовий розпад Пангеї передував утворенню басейну Меськиканської затоки, який почався близько 230 мільйонів років тому з обвалення Аппалачських гір [10]. В результаті рифтогенезу всередині Північноамериканської плити в період з середини до кінця Юрського періоду, він почав тріскатися і дрейфувати від Африканської і Південноамериканської плит. Хоча існують різні еволюційні моделі для басейну, більшість дослідників вважають, що обертання півострова Юкатан

проти годинникової стрілки, яке блокується з півночі Американською плитою, створює єдину межу трансформації океан-континент, яка призвела до утворення басейну. Відкриття затоки вимагало приблизно 500 км (310 миль) розширення, що супроводжувалося міграцією на південь і обертанням блоку Юкатана проти годинникової стрілки [8]. Велика частина структурного басейну залягає під перехідною корою, складається з континентальної кори, яка була розтягнута і ослаблена в основному до середини – кінця Юрського рифтингу.

Приблизно 155 мільйонів років тому півострів Юкатан і півострів Флорида були з'єднані масивами суші, і прабатьківщиною Мексиканської затоки було мілководне море. Узбережжя Мексиці та Техасу знаходилися на глибині біля нинішнього узбережжя, і в ньому переважали рифи з мілководними басейнами, які осаджували мінерали евапоритів з боку суші. Ці умови вимагали, щоб рівень моря був приблизно на 100 м (328 футів) вище його нинішнього положення. Постійне осідання басейну надалі відкрило затоку між півостровами Юкатан і Флорида.

Відкладення карбонатів у середині крейдового періоду (близько 100 мільйонів років тому) включали великі рифові комплекси по всьому басейну. На північ від цих відкладень на північному сході Мексиканської затоки теригенні відкладення з південних Аппалачів забезпечили умови для початкової фази розвитку прибережної рівнини і формування річкової дельти Міссісіпі. Ближче до кінця крейдового періоду тектонічна активність викликала значне збільшення обсягу океанських басейнів, що призвело до падіння рівня моря в затоці. Зниження рівня моря спричинило до значної ерозії прилеглі масиви суші, що викликають значне перенесення наносів на північне узбережжя Мексиканської затоки. Наприкінці раннього крейдового періоду осадження та осідання порід створили сучасну морфологію басейну затоки. Осадочний розріз затоки був відкладений в стабільних тектонічних умовах.

Хоча басейн був стабільним, підняття Аппалачів протягом міоцену призвело до утворення великих річкових відкладень, які були перенесені на північне узбережжя Мексиканської затоки. Уздовж північного узбережжя басейну були розвинені великі дельтові системи. Рівень моря був на десятки метрів вище нинішнього положення. У пліоцені теригенні відкладення з материка домінували над північною затоки. Юкатанська платформа як і раніше контролювалася карбонатним осадженням через відсутність кременистих відкладень. Берегова лінія мала конфігурацію, аналогічну нинішній, але в положенні більш в бік суші.

2. МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

2.1 Поняття про режим вод океану

Гідрологічний режим водного об'єкта - це сукупність закономірно повторюваних змін його гідрологічного стану. Деяким аналогом гідрологічного режиму стосовно атмосфери можна умовно вважати клімат в традиційному розумінні цього терміна [11].

Сутність гідрологічного режиму водних об'єктів полягає в зміні його гідрологічних характеристик у просторі та в часі. Під зміною гідрологічних характеристик у просторі розуміють їх зміну від місця до місця (уздовж, поперек або по глибині річки, уздовж або по глибині моря або озера і тощо), від одного водного об'єкта до іншого. Зміна гідрологічних характеристик у часі (часова мінливість) має різні масштаби. Наприклад, виділяють мінливість вікову (з інтервалами часу або періодами, обчислювальними століттями); багаторічну (періоди коливань від декількох до багатьох десятків років); внутрірічну, або сезонну (коливання протягом року); короточасну, що має період декілька діб (наприклад, коливання синоптичного масштабу з періодом 3-10 днів); добову (добова або внутрідобова мінливість); хвилинна і секундна мінливість. Головні причини вікової та багаторічної мінливості гідрологічних характеристик це долгоперіодичне коливання клімату, а також вплив господарської діяльності людини. Основні причини внутрішньорічних (сезонних) змін – зміна сезонів року; коливань синоптичного масштабу – процеси в атмосфері (переміщення циклонів, антициклонів і атмосферних фронтів) ; мінливості добового масштабу – обертання Землі навколо осі та як наслідок зміна дня і ночі, та припливи. Природа коливань самого малого часового масштабу (хвилини, секунди) – хвилі на поверхні води, макро- і мікротурбулентність у водних потоках. Для того щоб зрозуміти причини зміни гідрологічних

характеристик, необхідно вивчити як внутрішні, так і зовнішні процеси, що впливають на режим водного об'єкта.

Гідрологічний режим водного об'єкта хоча і закономірний, але зовнішній прояв деяких більш складних внутрішніх процесів, властивих водному об'єкту, або обумовлених його взаємодією з іншими водними об'єктами, атмосферою, літосферою.

Щоб пізнати гідрологічні процеси в будь-якому водному об'єкті необхідно вивчити, по-перше, явища, що відбуваються у водній товщі даного об'єкту (перемішування, формування температурної і густинної стратифікації, утворення внутрішньоводного льоду, продукування кисню завдяки життєдіяльності зелених рослин тощо); по-друге, процеси на твердих межах об'єкта – його дні та берегах (взаємодія водного потоку і ґрунтів, розмив ґрунту або акумуляція наносів тощо); по-третє, явища, що відбуваються на водній поверхні об'єкту – межі розділу вода-повітря (тепло- і газообмін з атмосферою, випаровування і конденсація, утворення або танення крижаного покриву, виникнення хвиль і течій під дією вітру тощо); по-четверте, взаємозв'язок водного об'єкта з його водозбором (умови формування стоку води, наносів, розчинених речовин, теплоти тощо).

Основними характеристиками водного об'єкта, за допомогою яких може бути вивчений його режим є:

1. Характеристики водного режиму: рівень води (H , м абс. або см над 0 поста), швидкість течії (u , м/с), витрата води (Q , м³/с), стік води за інтервал часу Δt (W , м³, км³), ухил водної поверхні (I , величина безрозмірна) тощо. Більшість цих характеристик може бути віднесено не тільки до водотоків і водойм, а й до особливих водних об'єктів – льодовиків, підземних вод.

2. Характеристики термічного режиму: температура води, снігу, льоду (T , °C), тепловміст водного об'єкта або тепловий стік за інтервал часу Δt (Θ , Дж) тощо.

3. Характеристики льодового режиму: терміни настання і закінчення різних фаз льодового режиму (замерзання, льодоставу, танення, розкриття,

очищення від льоду), товщина крижаного покриву, згуртованість льодів тощо.

4. Характеристики режиму наносів: зміст (концентрація) у воді зважених наносів або каламутність води (S , кг/м³), витрата наносів (R , кг/с), розподіл наносів по фракціях (розміру) тощо.

5. Характеристики форми і розміру водного об'єкта: його площа (F , м², км²), довжина (L , м, км), ширина (B , м, км), глибина (h , м), об'єм води в об'єкті (V , м³, км³) тощо.

Крім того, до числа гідрологічних відносять і дуже важливі для опису будь-якого водного об'єкта такі характеристики, як гідрохімічні – мінералізацію води (M , мг/л) або її солоність (S , ‰), вміст окремих іонів солей, газів, забруднюючих речовин і ін.; гідрофізичні – густина води (ρ , кг/м³), в'язкість води і ін.; гідробіологічні – склад і чисельність водних організмів (екз/м²) і величину біомаси (г/м³, г/м²) і ін.

2.2 Джерела даних

Вивчення гідрологічного режиму проводилося на основі даних регіональної кліматології Мексиканської затоки (GOM RC) версія 2, отриманих з сайту Національних центрів екологічної інформації (NCEI) NOAA [12]. Для аналізу були використані значення температури води на глибині 0 м, температури води на різних глибинах, солоності (S), компонентів вектора течій (u) і (v) за період 2005-2017 рр.

Дані регіональної кліматології Мексиканської затоки (GOM RC) версія 2 були випущені в жовтні 2020 року і включають в себе всі дані з бази даних Світового океану 2018 (WOD18) і Атласу Світового океану 2018 (WOA18), а також містять більш докладні термохалінні поля і оновлену інформацію по океанографічним змінним, недоступним в попередніх версіях. Оновлення істотно переглядає і розширює вихідну GOM RC, яка була випущена в 2010

році після розливу нафти Deepwater Horizon і оновлена у 2011 році. Дані Баз даних Світового океану 2018 (WOD18) представляють собою асиміляцію даних спостережень на океанологічних станціях, виміри, зроблені з морських дослідницьких суден, пришвартованих і дрейфуючих буїв.

Домен GOM RC включає в себе квадрат, обмежений координатами: 18-35° пн..ш., 98-75° зх.д. Середньорічні значення температури води і солоності в GOM RC розраховуються як середнє значення за 12 місяців, і представлені у вигляді поля зі значеннями у вузлах сітки з кроком 1° на горизонтах від 0 до 5500 м. Середньомісячні поля мають просторову роздільну здатність 0,1° x 0,1° і доступні на глибинах від 0 до 1500 м. Просторова роздільна здатність для інших змінних, таких як розчинений кисень, насичення киснем, вміст силікатів, фосфатів і нітратів, мають просторову роздільну здатність 1° за широтою та довготою [13].

Аналіз динаміки вод був виконаний на основі даних реаналіза Глобальної системи асиміляції океанічних даних (GODAS) Національного центру екологічного прогнозування (NCEP) Лабораторії фізичних наук NOAA [14, 15]. Дані GODAS мають просторову роздільну здатність 1°.

3. ГІДРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ МЕКСИКАНСЬКОЇ ЗАТОКИ В ОСТАННІ ДЕСЯТИЛІТТЯ

3.1 Термічний режим

Аналіз просторового розподілу температури води на поверхні Мексиканської затоки за даними за період 2005-2017 рр. показав, що досить чітко простежується її зниження з півдня на північ (рис. 3). Найбільше її значення ($27,3^{\circ}\text{C}$) відзначаються біля північно-західних берегів Куби та у прибережній зоні затоки Кампече, найменша температура ($23,8^{\circ}\text{C}$) спостерігається в затоці Бухта Аппалачі, розташованій у північно-східній частині Мексиканської затоки.

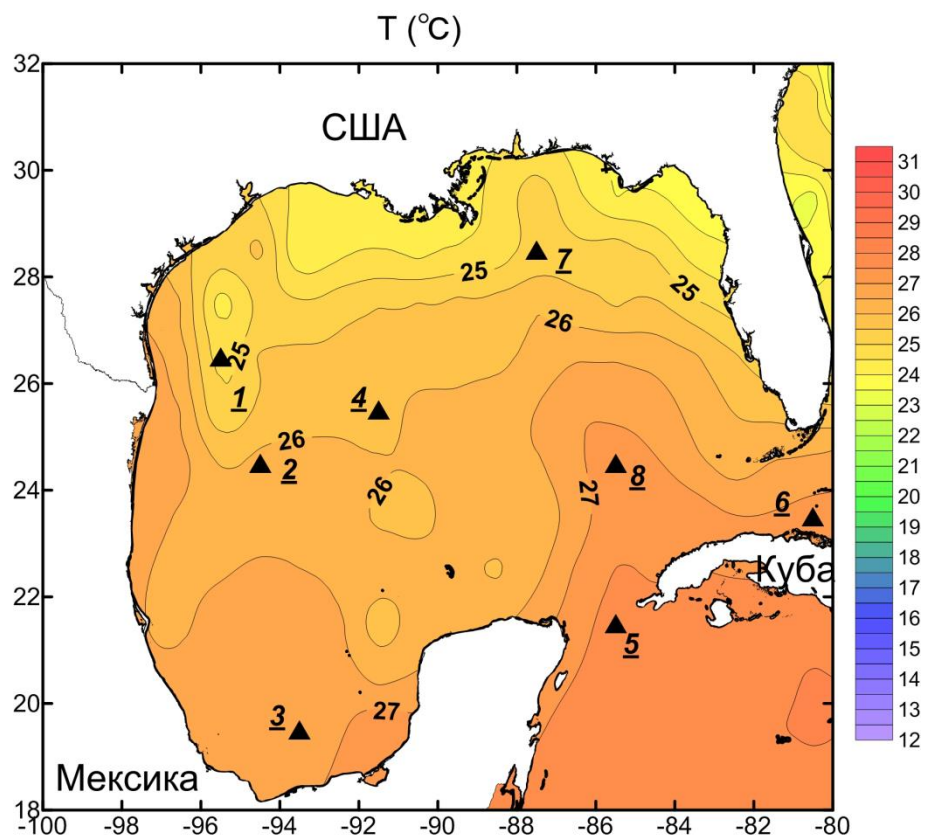
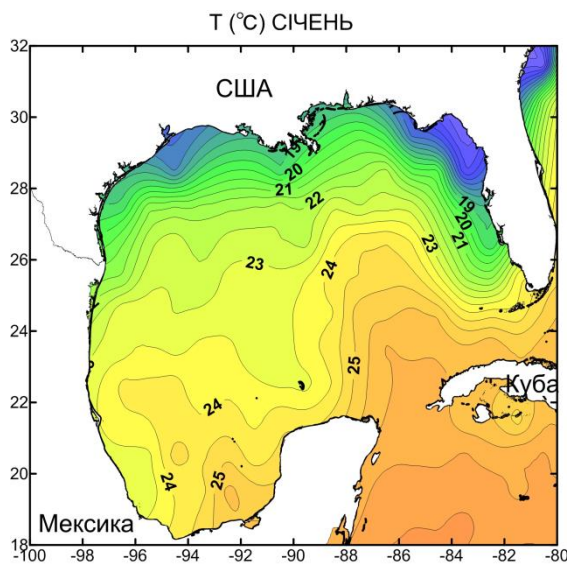
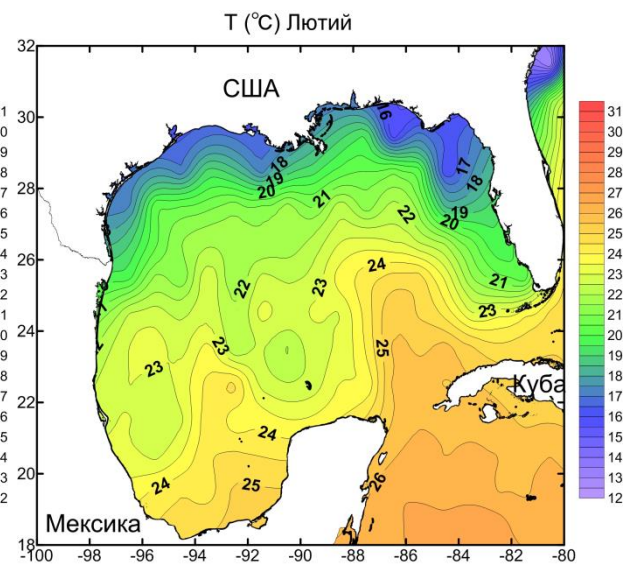


Рис. 3 – Середньорічна температура води на глибині 0 м ($^{\circ}\text{C}$) за період 2005-2017 рр., трикутниками вказані точки, для яких побудовані графіки розподілу по глибині температури і солоності

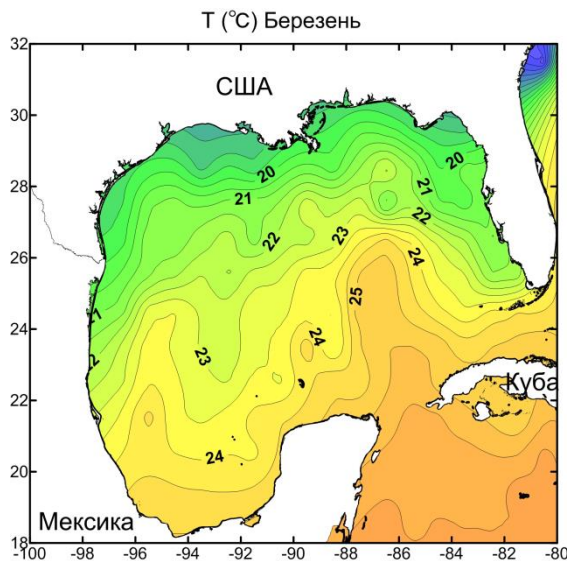
Сезонні зміни розподілу температури води на глибині 0 м (рис. 4-6) мають такі особливості. У зимовий період спостерігаються значні її просторові градієнти, в той час як в теплий період року поле температури має більш однорідний характер. Мінімальна середньомісячна температура води на поверхні відзначається в січні ($14,6^{\circ}\text{C}$) (рис. 4а), максимальна – в вересні ($30,6^{\circ}\text{C}$).



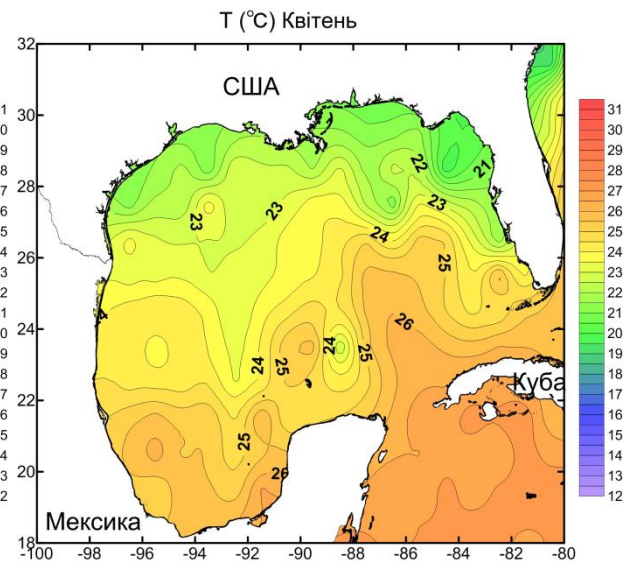
(а)



(б)



(в)



(г)

Рис. 4 – Середньомісячна температура води на глибині 0 м для періоду 2005-2017 рр.: (а) - січень, (б) - лютий, (в) - березень, (г) - квітень

Дослідження режиму вод у Мексиканській затоці, виконані у 60-70 роках минулого століття [1] показали, що зниження температури води в напрямку з півдня на північ виражено досить чітко, однак і тут зональність в її розподілі порушується у зв'язку з особливостями циркуляції вод затоки. У південній частині, в затоці Кампече, температура води становить 26°C взимку і дещо перевищує 26°C влітку. На півночі Мексиканської затоки вона менше 20°C взимку, але досягає 29 і навіть 30°C влітку.

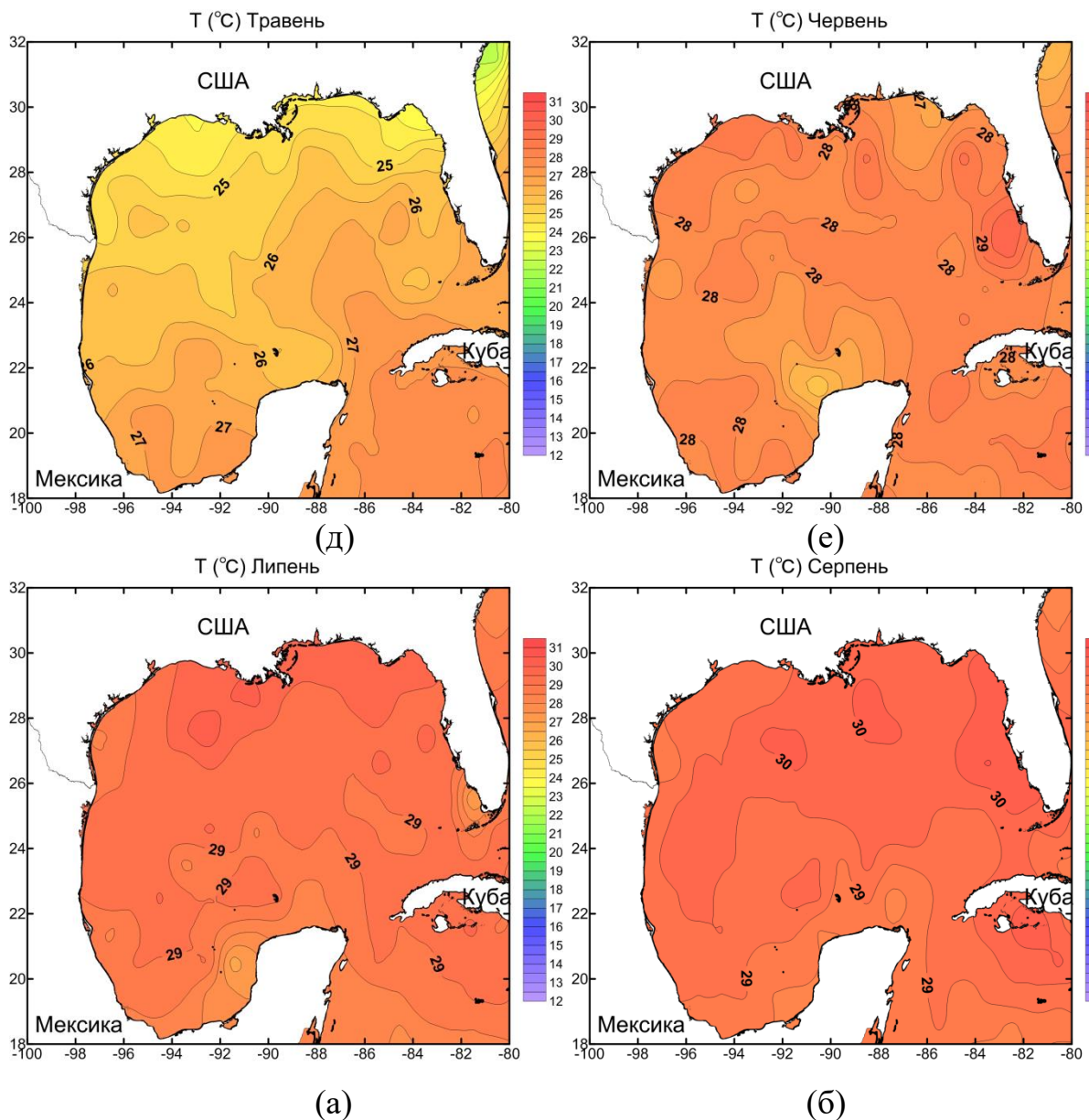


Рис. 5 – Середньомісячна температура води на глибині 0 м для періоду 2005-2017 рр.: (а) - травень, (б) - червень, (в) - липень, (г) - серпень

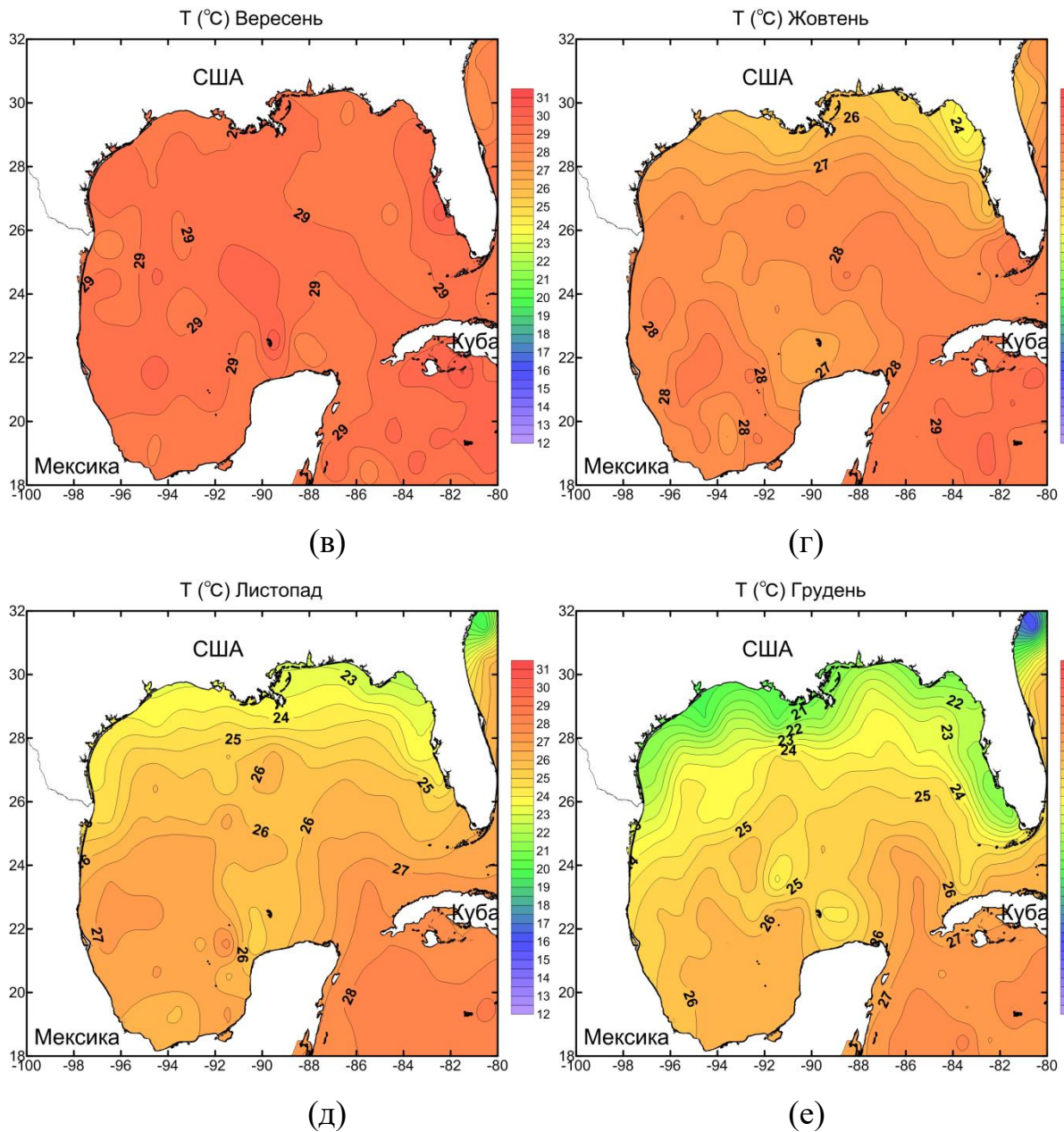


Рис. 6 – Середньомісячна температура води на глибині 0 м для періоду 2005-2017 рр.: (а) - вересень, (б) - жовтень, (в) - листопад, (г) – грудень

Найбільш чітко сезонні зміни температури води на поверхні виражені в водах північної частини акваторії Мексиканської затоки біля берегів США. На рис.7 представлений річний хід температури води на глибині 0 м в точках, розташованих: точка А – в північно-східній частині координати 29,5° пн.ш., 83,5° зх.д. і точка Б – в південно-західній частині затоки координати

21,5° пн.ш., 91,5° зх.д. У точці 1 мінімум температури відзначається в січні (14,6° C), а максимум у серпні (30,3° C), амплітуда річного ходу становить 15,7° C. У точці 2 графік річного ходу температури має більш згладжений вигляд, з мінімумом в січні-лютому (23,9° C) і максимумом у вересні (29,4° C), річна амплітуда становить 5,5° C.

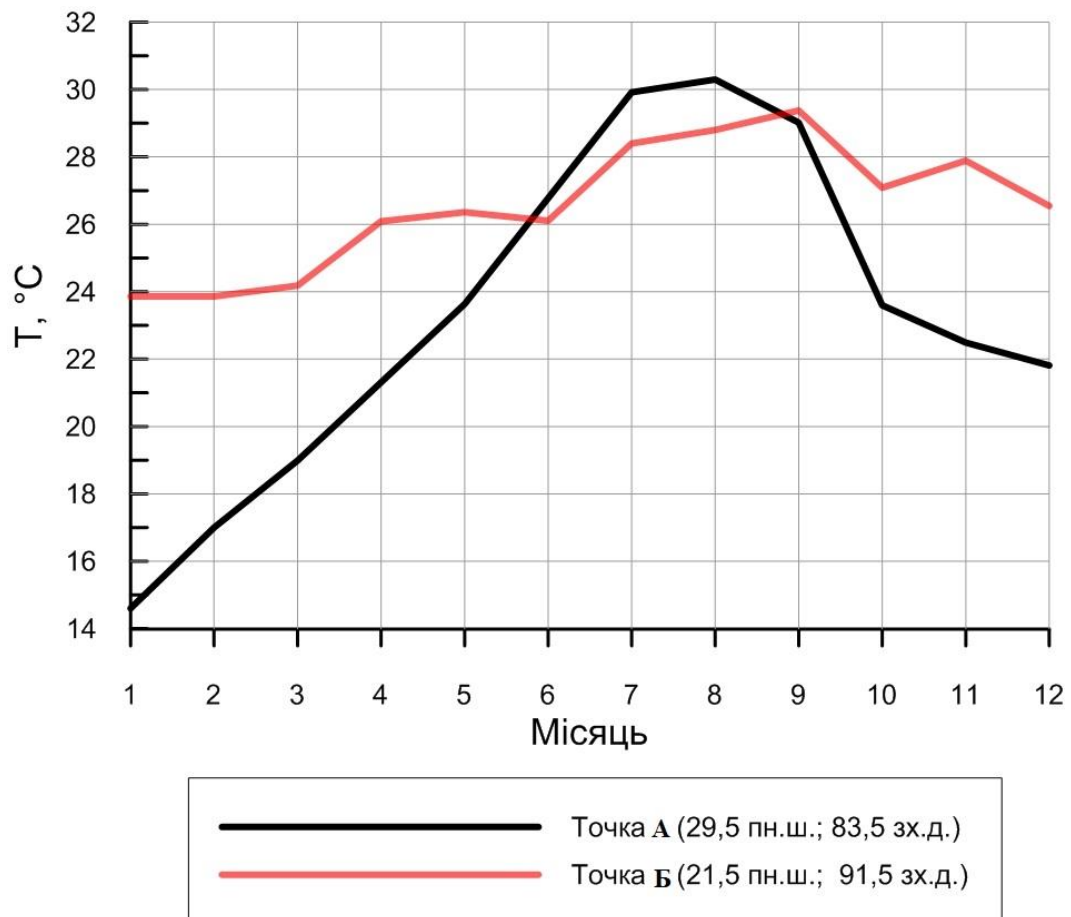


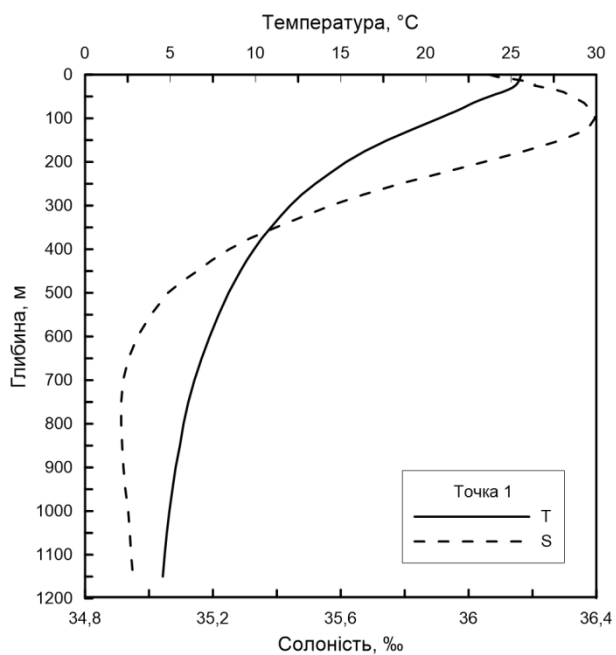
Рис. 7 – Річний хід температури води на глибині 0 м в північно-східній частині (точка А) і в південній частині (точка Б) Мексиканської затоки для періоду 2005-2017 рр.

Для визначення стратифікації вод затоки були побудовані графіки розподілу температури води на різних глибинах в різних районах затоки (рис. 2). Для цього були відібрані точки:

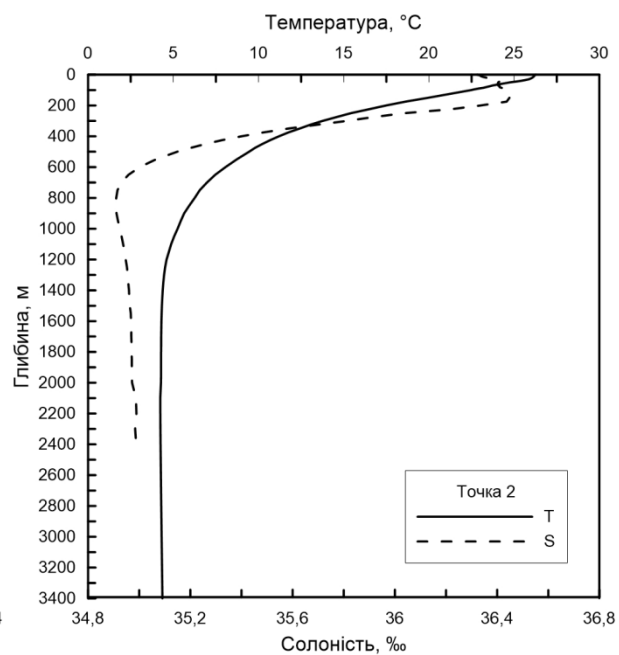
- Точка 1. Координати: 26,5° пн.ш., 95,5° зх.д., розташована в північно-західній частині затоки в зоні дії антициклонічного кругообігу вод;
- Точка 2. Координати: 24,5° пн.ш., 94,5° зх.д., розташована в західній часті затоки в зоні дії антициклонічного кругообігу вод;
- Точка 3. Координати: 19,5° пн.ш., 93,5° зх.д., розташована в затоці Кампече;
- Точка 4. Координати: 25,5° пн.ш., 91,5° зх.д., розташована біля підніжжя укіса Сігсбі;
- Точка 5. Координати: 21,5° пн.ш., 85,5° з.д., розташована в Юкатанський протоці;
- Точка 6. Координати: 23,5° пн.ш., 80,5° зх.д., розташована в Флоридській протоці;
- Точка 7. Координати: 28,5° пн.ш., 87,5° зх.д., розташована в каньйоні Де Сото;
- Точка 8. Координати: 24,5° пн.ш., 85,5° зх.д., розташована в південно-східній частині затоки.

Розподіл температури води з глибиною (рис. 8-9) демонструє, що квазіоднородний шар поширюється до глибини 20-50 м. Нижче розташований термоклин (шар найбільшого падіння температури), який поширюється до глибини 150-300 м. На його нижньому рівні температура води у всіх точках має значення близько 15-17° С. Потім вертикальний градієнт температури зменшуються і нижче рівня 900-1300 м розташовуються глибинні води, температура яких становить близько 5° С.

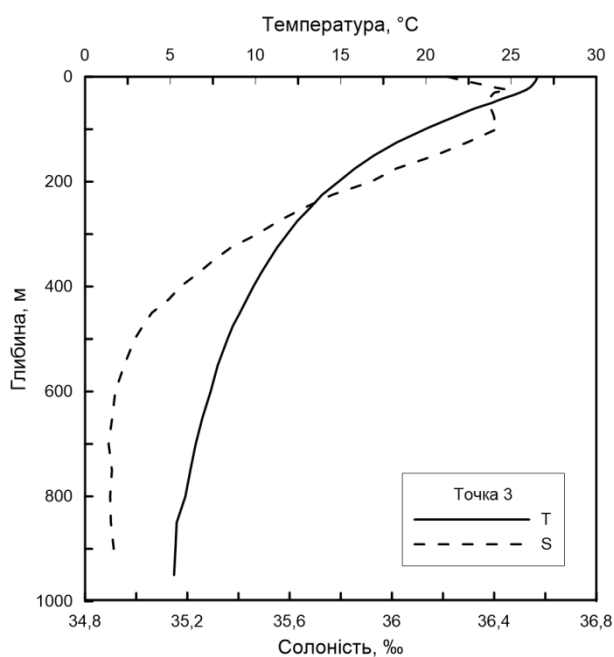
З попередних досліджень [1] відомо, що води Мексиканської затоки добре стратифіковані до глибини 1200 м, слабо стратифіковані між 1200 і 1800 м і абсолютно однорідні нижче 1800 м (до самого дна). Спостережувані в Карибському морі водні маси надходять з Атлантичного океану, тому характер стратифікації пов'язаний з глибиною порогів в протоках малих і Великих Антильських островів.



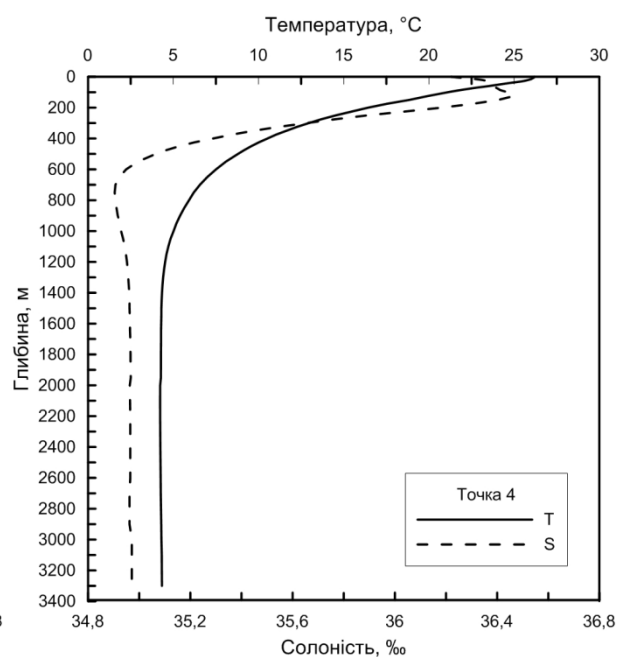
(а)



(б)

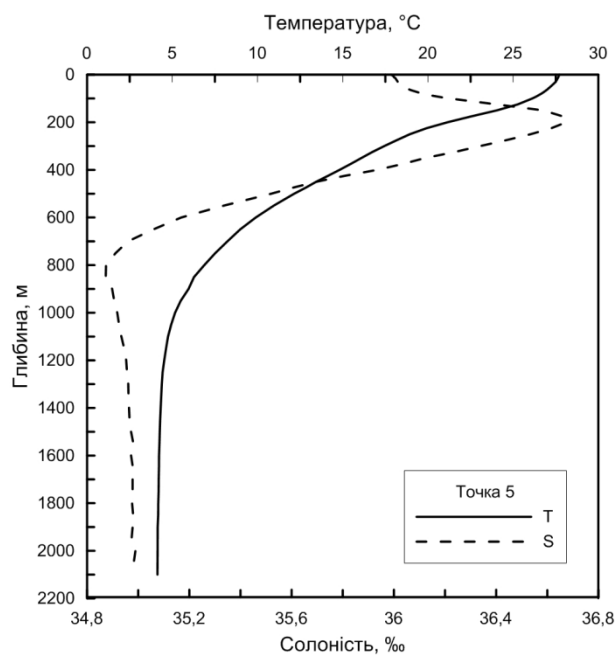


(в)

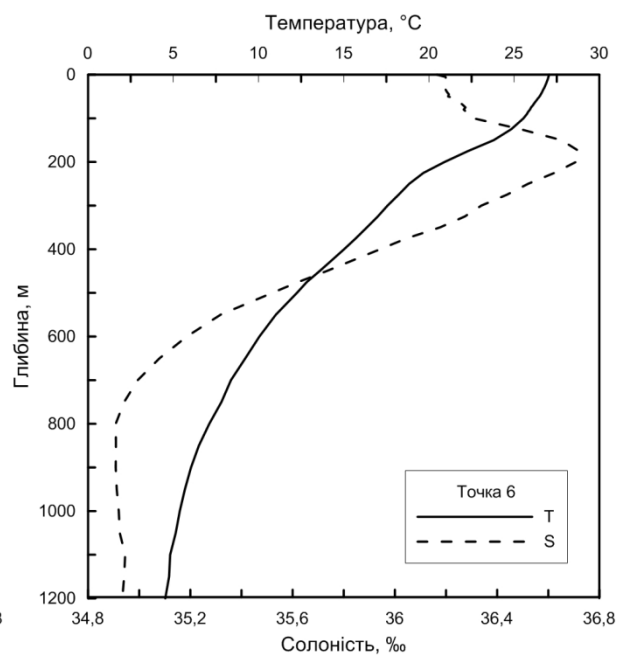


(г)

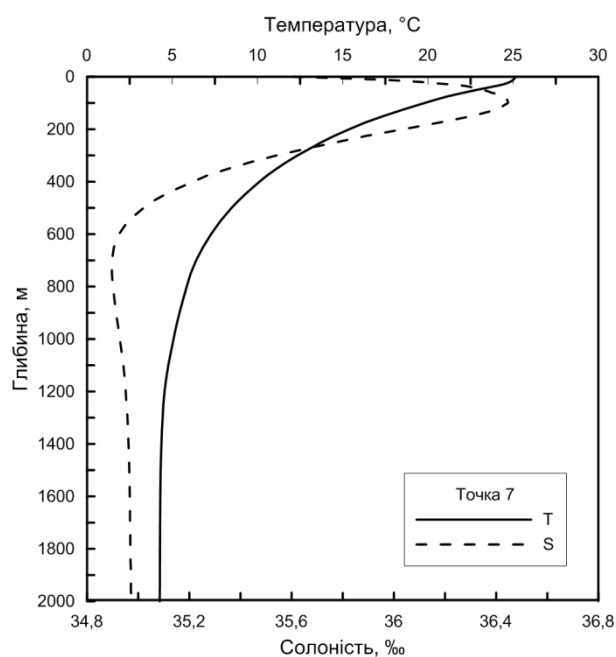
Рис. 8 – Розподіл морської води і солоності з глибиною: (а) – точка 1, (б) – точка 2, (в) – точка 3, (г) – точка 4,



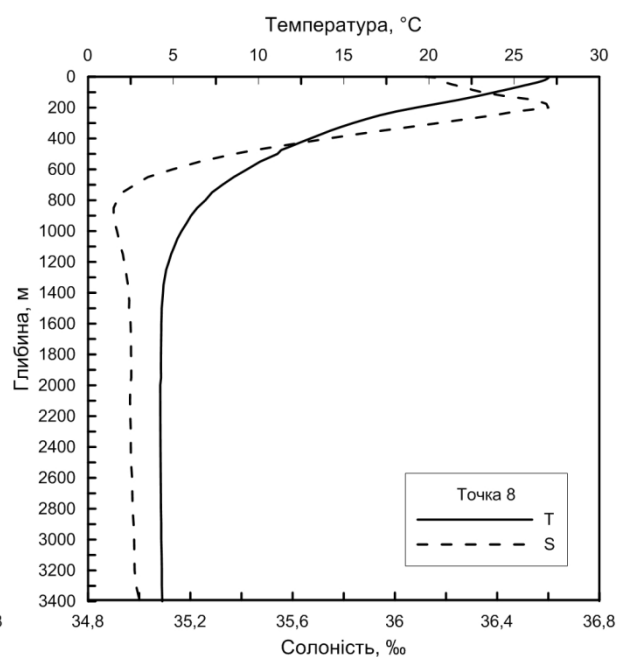
(а)



(б)



(в)



(г)

Рис. 9 – Розподіл температури води і солоності з глибиною: (а) – точка 5, (б) – точка 6, (в) – точка 7, (г) – точка 8

В цілому можна сказати, що на формування температурного режиму вод Мексиканської затоки сильно впливає радіаційний баланс, зміна котрого простежується в широтній зміні середньорічних температур води на поверхні затоки, а також у характері її сезонній зміні. Значною мірою на розподіл температури впливає адвекція тепла течіями, а також формування холодних осередків сформованих під впливом динамічних чинників, таких як даунвеллінг і апвелінг, що виникають в центрах антициклонічних і циклонічних кругообігів вод.

3.2 Солоність вод

Неоднорідність поля солоності океану формується головним чином в результаті змін концентрації солей в поверхневому квазіоднородному шарі випаровуванням і опадами. Глибше цього шару поле солоності формується тільки в результаті взаємодії між перенесенням солей течіями та їх дифузією при турбулентному обміні.

Горизонтальний розподіл солоності в поверхневому шарі обумовлен різними причинами: кількістю опадів, випаровуванням, річковим стоком, підйомом або опусканням і горизонтальним переносом вод. Річковий стік помітно впливає на солоність в прибережних районах, і найбільш помітно поблизу гирл великих річок. Як видно з рис. 10 на більшій частині акваторії Мексиканської затоки розподіл солоності має однорідний характер зі значеннями близько 36,0-36,5 ‰. Тільки в північній частині затоки, особливо в районі де в затоку впадають води річки Міссісіпі величина солоності має свої мінімальні значення (менше 32 ‰).

Найбільша солоність відзначається в затоці Кампаче, де незважаючи на достатнє випадіння опадів, розташована область зі значеннями більше 37 ‰. Причиною цього служить вихід на поверхню солоної підповерхневої субтропічної води, обумовлений її циклонічним рухом.

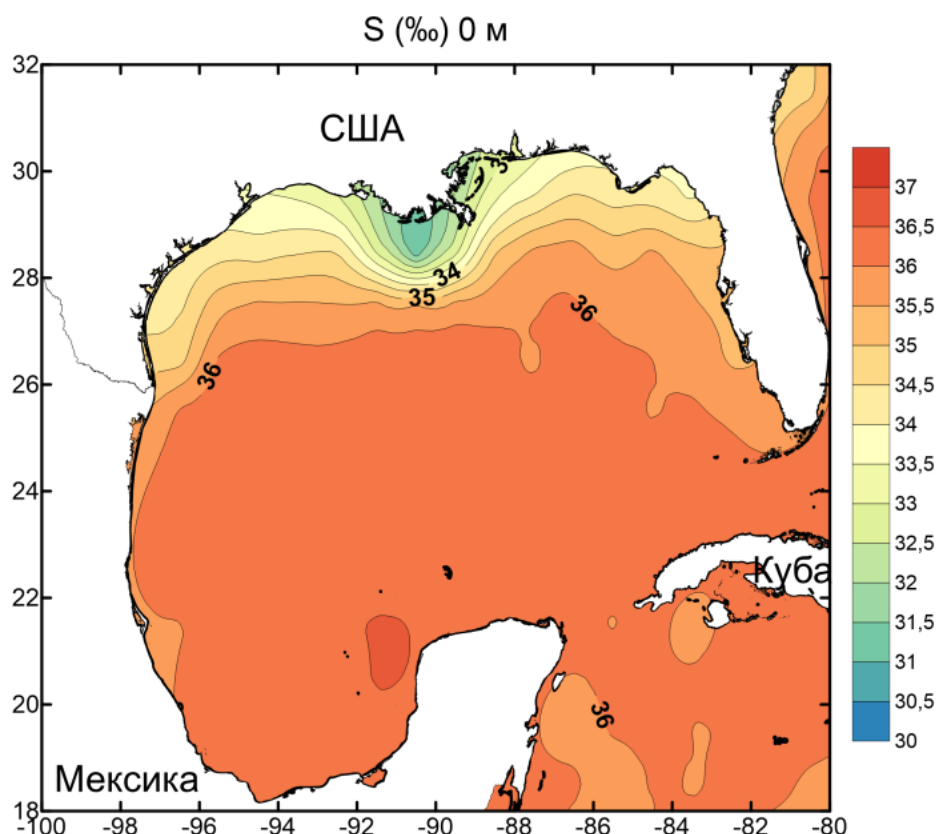


Рис. 10 – Середньорічна солоність S (‰) для періоду 2005-2017 рр.

Аналіз вертикального розподілу солоності (рис. 11) демонструє, що розташування шару підповерхностного максимуму (нижньої межі галокліна) знаходиться на глибинах 100-200 м і в різних частинах затоки його положення неоднаково. Максимальна солоність в точках, в яких будувалися графіки розподілу (рис. 8-9), становить 36,4-36,7 ‰. Нижче галокліна розташований шар зі значним зменшенням солоності, він тягнеться до глибини близько 300-400 м. Глибше величина градієнта солоності зменшується, і на глибинах нижче 700-800 м розташований однорідний шар вод зі солоністю 34,9-35,0 ‰.

Необхідно додати, що в точці 3, розташованій в затоці Кампече крім максимуму солоності, який знаходиться на глибині 25 м і дорівнює 36,45 ‰, спостерігається вторинний максимум на глибині 95 м, зі значенням 36,41 ‰.

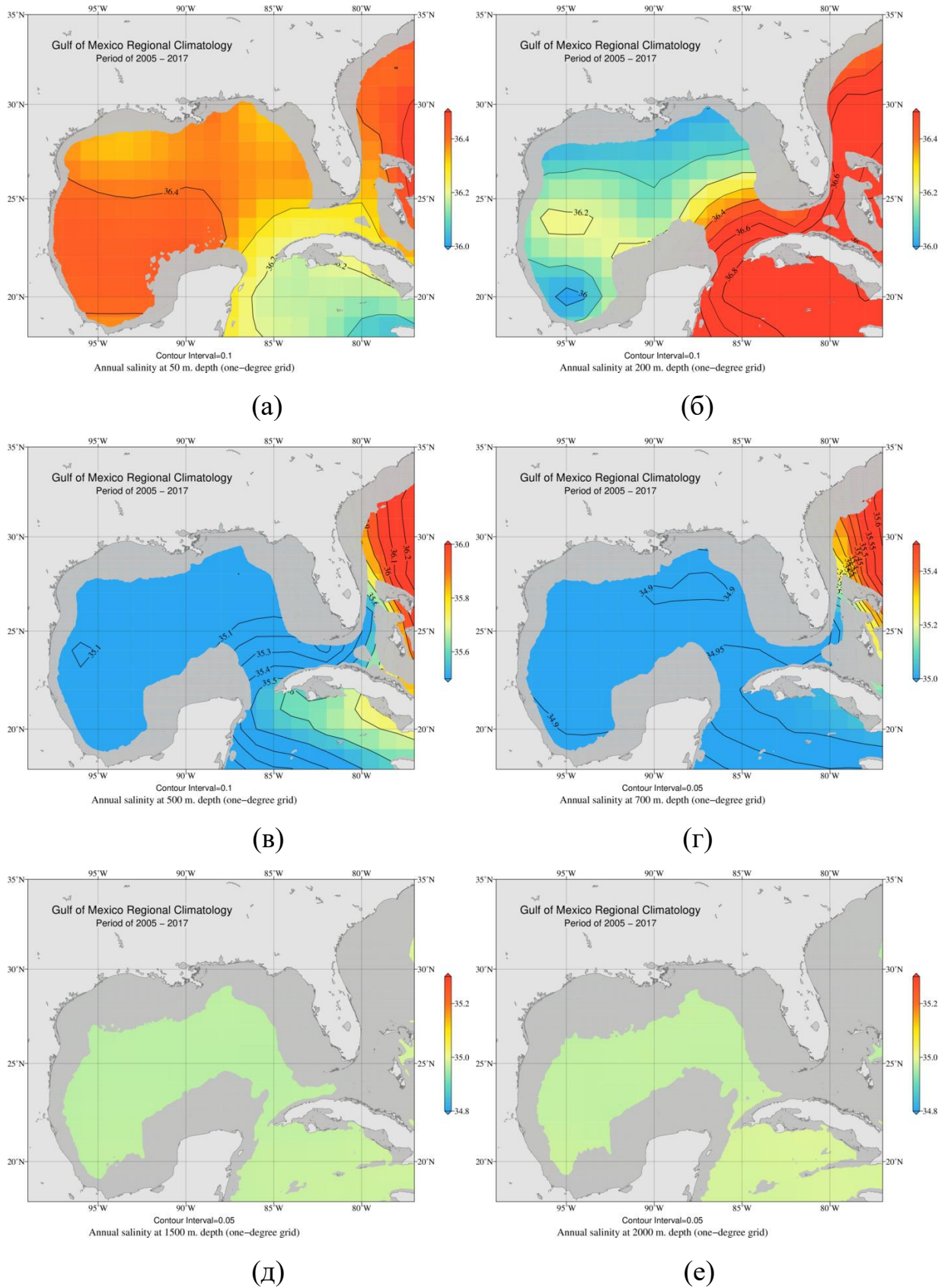


Рис. 11 – Просторовий розподіл солоності (‰) на глибинах: (а) – 50 м, (б) – 200 м, (в) – 500 м, (г) – 700 м, (д) – 1500 м, (е) – 2000 м [16]

У тих областях океану, де солоність поверхневих вод підвищена, з глибиною відбувається деяке її зменшення. В районах распресненних поверхневих вод відбувається підвищення солоності з глибиною.

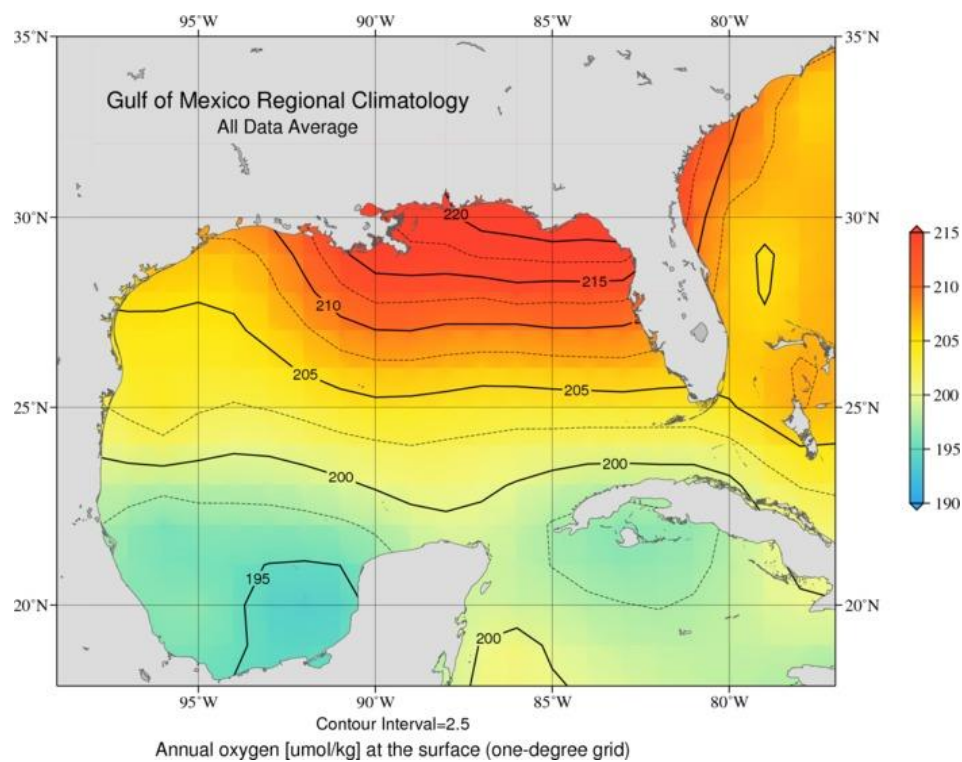
Мексиканська затока розташований в субтропічній зоні, де знаходиться зона максимальної солоності, що збігається з областю негативного прісного балансу. Вода з високою солоністю формується в зоні азорського максимуму атмосферного тиску і пасатів, де найбільш сприятливі умови для сильного випаровування. Низхідні рухи в антициклоні перешкоджають утворенню хмарності; прозора атмосфера сприяє сильному прогріванню води сонцем, а стійкі пасатні вітри постійно виносять випарувалася вологу. В результаті тут влітку випаровується шар до 8 мм на добу, або до 3 м в рік. Це може призводити до підвищення солоності поверхневих вод до 37,9 ‰.

Необхідно відзначити, що широтний розподіл солоності на поверхні затоки викликаний двома основними факторами – розподілом радіаційного балансу (високі значення якого сприяють значному випаровуванню, що призводить до збільшення солоності), а також прісним річковим стоком (низькі значення солоності уздовж узбережжя США, з мінімумом в районі дельти Міссісіпі).

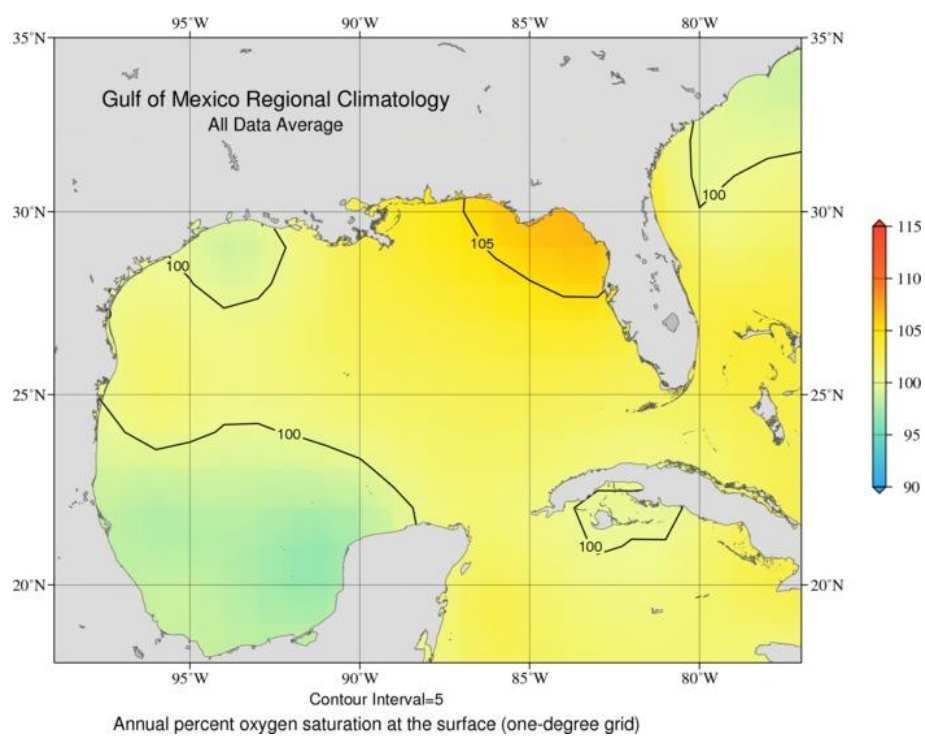
Горизонтальний розподіл температури, солоності и густини води визначається, головного чином, системою циркуляції вод. Тільки в самому верхньому шарі деякі особливості в розподілі цих елементів пов'язані із зовнішнім тепловим балансом, втратою води при випаровуванні та її припливи за рахунок опадів и річкового стоку.

3.3 Гідрохімічний режим

Кисень надходить в води океану з атмосфери і виділяється в процесі фотосинтезу. Тому поблизу поверхні океану вода близька до насичення киснем, яке істотно залежить від температури. На рис. 12 наведено розподіл на поверхні середньорічного вмісту розчиненого кисню.



(a)



(b)

Рис. 12 – Просторовий розподіл на горизонті 0 м середньорічного вмісту розчиненого кисню ($\mu\text{моль} / \text{кг}$) – (a) та насичення вод киснем (%) – (б) [16]

Як видно з рисунка 12а, кількість розчиненого кисню збільшується з південного заходу (менш 195 мкмоль/кг в затоці Кампече) на північний схід (більш 220 мкмоль/кг). Аналогічний характер розподілу демонструє ступінь насичення вод киснем (рис. 12б), найбільш низькі значення якої складають менше 100 % в затоці Кампече, а найбільші – вище 105 % в затоці Бухта Аппалачі. Такий розподіл може бути пов'язаний з розподілом температури води, більш низькі значення якої сприяють більш високому вмісту і насиченню вод киснем.

Біогенні речовини мають особливе значення для розвитку життя в океані. До них відносяться сполуки фосфору, азоту і частково кремнію. Їх значення аналогічно значенням азотних і фосфатних добрив для росту сільськогосподарських культур. Кількість органічних сполук фосфору і азоту в океані менше, ніж неорганічних.

Біогенні речовини роблять безперервний кругообіг. Вони споживаються водними рослинами, в основному фітопланктоном при фотосинтезі в верхньому, освітленому шарі океану. Регенерація біогенних речовин відбувається або в процесі виділення тваринами, або в процесі розкладання відмерлих організмів.

Для морських екосистем фосфор є біогенним елементом, визначальним їх трофність [17]. Концентрації зваженого фосфору і хлорофілу прямо пропорційні. На відміну від інших біогенних елементів, наприклад азоту, фосфор не утворює стійких летючих форм і його надходження в море відбувається з побутовими і промисловими стоками, зі змивами добрив з сільськогосподарських угідь, а також з еоловими потоками. Як видно з рис. 13 на розподіл фосфатів на поверхні Мексиканської затоки високий вплив надає річковий стік. Найбільша концентрація фосфору відзначається в районі впадання річки Міссісіпі в затоку (більше 0,3 мкмоль / кг), а також в районі західних берегів затоки Кампече, де відзначається високий сумарний річковий стік, річок які беруть початок в горах півдня Мексики.

В розподілі кремнію в поверхневих водах Мексиканської затоки (рис. 14) відзначається один осередок з високим вмістом даних сполук, розташований в районі дельти річки Міссісіпі (більше 7 мкмоль/кг). Область зі значеннями менш 1 мкмоль/кг розташована в східній частині затоки в районі циклонічного кругообігу вод.

Неорганічний азот надходить в море у вигляді азоту нітритного, нітратного і амонійного з річковими водами, побутовими та промисловими стоками, а також з атмосферними опадами. Кругообіг азоту в поверхневому шарі вод пов'язаний з процесами нітрифікації $\text{NH}_4^+ \rightarrow \text{NO}_2^- \rightarrow \text{NO}_3^-$ і амоніфікації $\text{NO}_3^- \rightarrow \text{NO}_2^- \rightarrow \text{NH}_4^+$ [17].

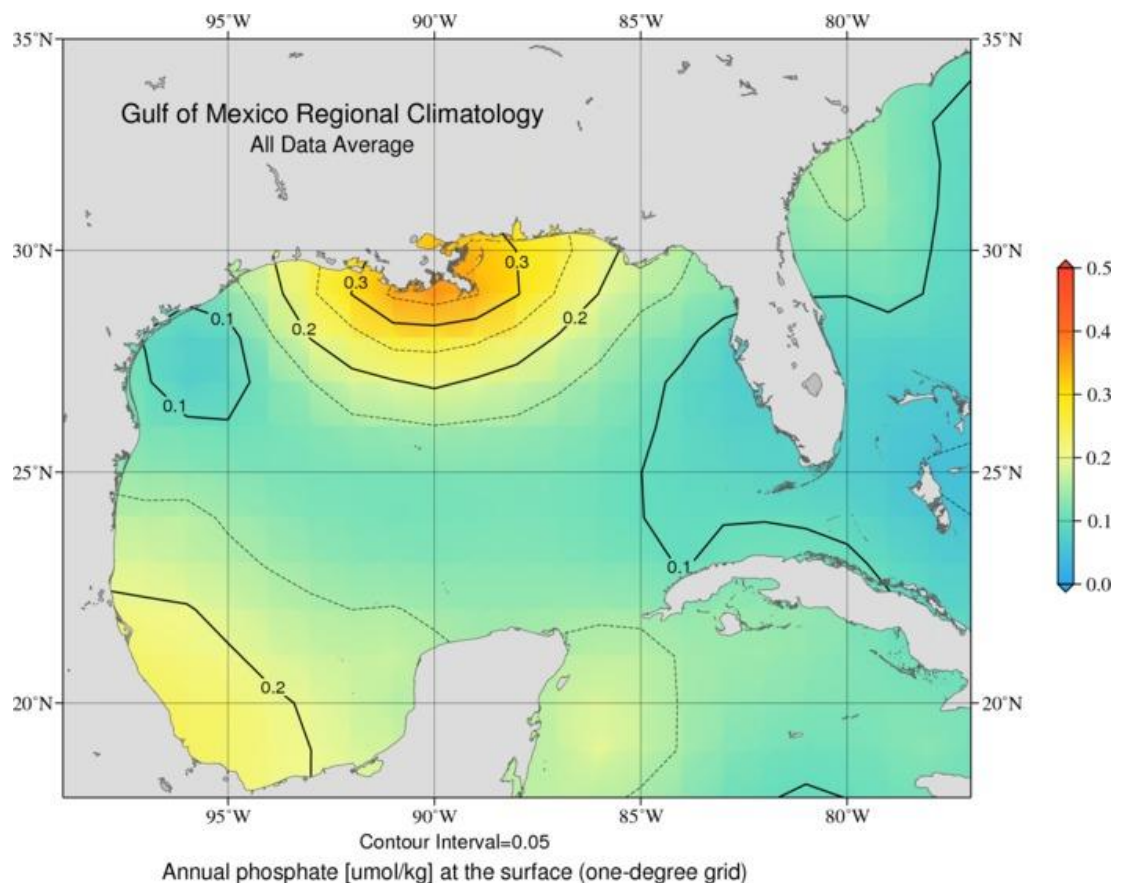


Рис. 13 – Просторовий розподіл на горизонті 0 м середньорічного вмісту фосфатів (мкмоль/кг) [16]

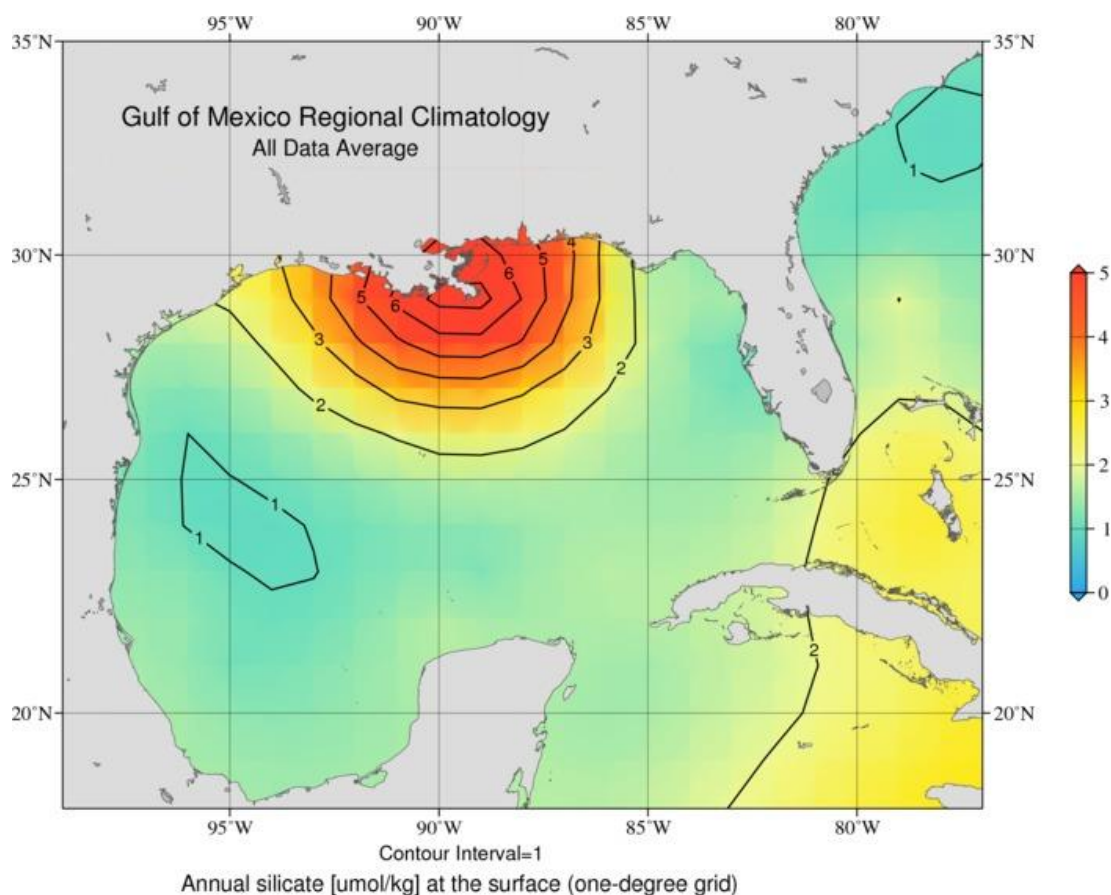


Рис. 14 – Просторовий розподіл на горизонті 0 м середньорічного вмісту силікатів (мкмоль/кг) [16]

Наведені реакції визначають сезонний розподіл форм азоту, оскільки аммоніфікація і нітрифікація більш ефективні в зимовий і весняний періоди, коли вміст кисню досягає максимальних величин як за рахунок зниження температури і більшою його розчинності, так і за рахунок фотосинтезу, хоча процес фотосинтезу може одночасно знижувати вміст деяких форм азоту. Як видно з рис. 15, на розподіл сполук азоту в поверхневих водах Мексиканської затоки сильно впливає річковий стік. Осередок з максимальними значеннями розташований в районі дельти річки Міссісіпі, де концентрація азотистих сполук перевищує 2,5 мкмоль/кг.

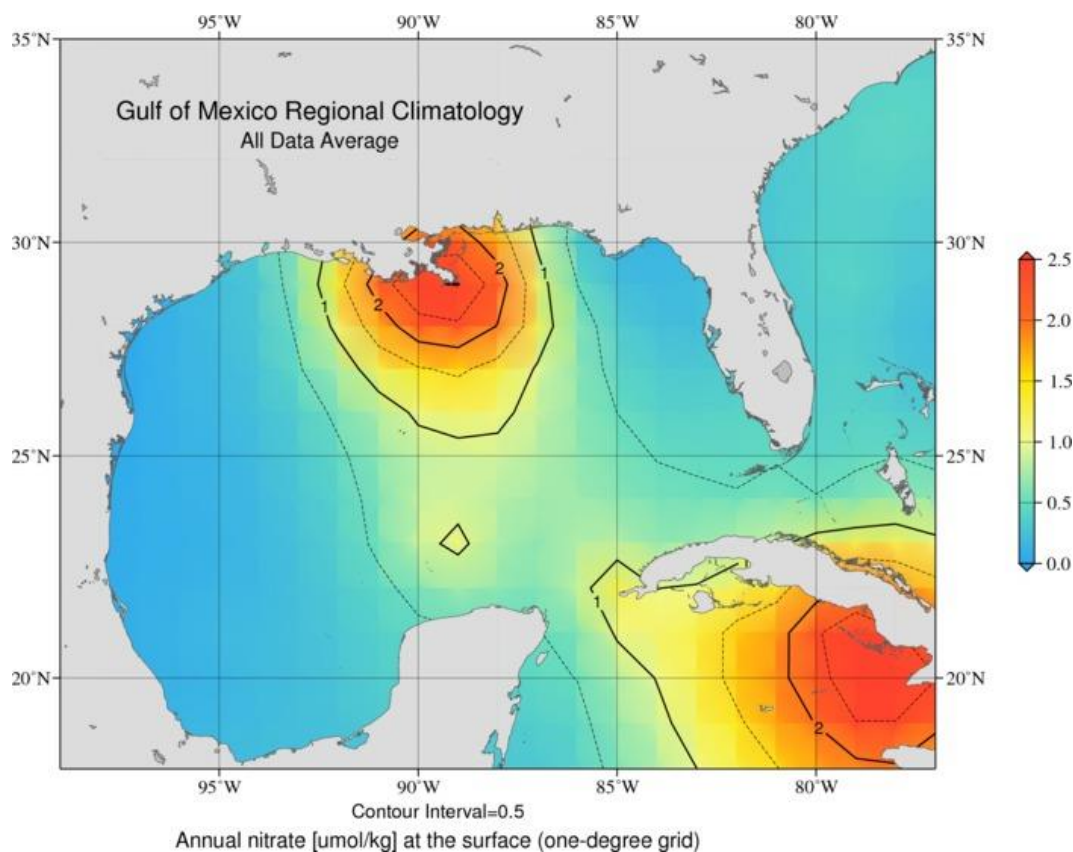


Рис. 15 – Просторовий розподіл на горизонті 0 м середньорічного вмісту нітратів (мкмоль/кг) [16]

Таким чином, можна зробити висновок, що вміст біогенних речовин в поверхневих водах Мексиканської затоки формується під впливом річного стоку Міссісіпі, що простежується в підвищених значеннях концентрації сполук азоту, фосфору і кремнію в районі впадіння її вод в води затоки.

3.4 Режим динаміки вод

Основний стік вод, що надходять до Мексиканської затоки, здійснюється через Юкатанську протоку. Здійснює декілько петель, потім води залишають його через Флоридську протоку (рис. 16).

Потік вод, що потрапляють до Мексиканської затоки через Юкатанський протоку розділяється на дві струмені – праву і ліву. Ліва

струмів проходить уздовж берегів півострова Юкатан і утворює циклонічну циркуляцію в затоці Кампече. Правий потік, проходить уздовж кубинського узбережжя і виходить через Флоридську протоку до Атлантичного океану.

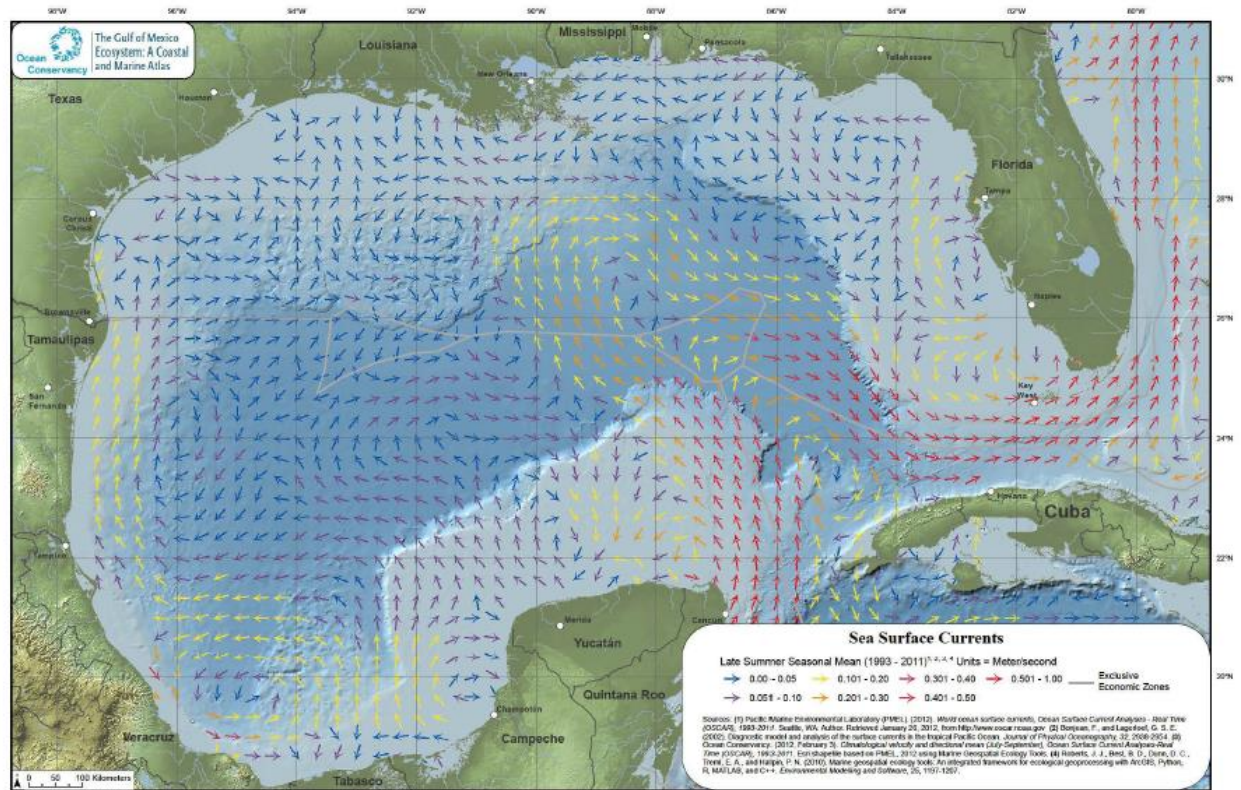


Рис. 16 – Вектори швидкості поверхневих течій в осінній період 1993-2011 рр. [18]

Великий циклонний кругообіг вод, розташований на широті, де знаходиться і головний антициклонічний кругообіг Мексиканської затоки, і знаходиться в її східній частині. Ці кругообіги повільно рухаються в західну частину затоки протягом декількох тижнів і місяців [19]. Вихори взаємодіють один з одним і краєм шельфу при їх переміщенні на захід, що має важливі наслідки для місцевого біологічного відтворення. У центрах холодних кругообігів (циклонічних) відбувається апвелінг, а в центрах теплих антициклонічних кругообігів спостерігається даунвеллінг [20, 21]. В результаті відбувається транспортування в берегові райони поживних

речовин і організмів. Поверхневі течії створюють зв'язок між екосистемами всередині і за межами затоки, транспортуючи поживні речовини, личинки, саргас та інші важливі організми для підтримки життя в океані.

Циркуляція вод на континентальному шельфі має змінний характер, регульований в основному зміною напрямків місцевих вітрів, а також під впливом стоку великих річок, глибоководної циркуляції і, в деякій мірі, припливами. Переважаючі південно-східні вітри сприяють утворенню кругообігів в північній частині затоки.

Течії петлеобразной форми домінують у верхньому 200 м шарі. За даними [1] потужність верхнього потоку вод, що виходить з Карибського моря в Мексиканську затоку досягає 700-800 м, а швидкість течії на поверхні становить 150 см/с. З Мексиканської затоки основний потік прямує до Флоридській протоці, в якій максимальна швидкість течії на поверхні досягає 190 см/с. Цікавий факт становить, що на горизонті 490 м в Флоридській протоці було виявлено слабка (5 см/с) протитечія зворотного напрямку, з чого В.В. Россовим була висунута гіпотеза, що вся глибинна частина Флоридської протоки нижче 500 м зайнята зворотною течією, що йде з Атлантичного океану до Мексиканській затоки. Спостереження за швидкістю течії через Юкатанський і Флоридський протоки показали, що баланс вод в Мексиканській затоці зберігається лише в середньому багаторічному плані, в кожен же конкретний період часу спостерігається деяка різниця в припливі та стоці вод, що викликає коливання рівня води в затоці.

На рис. 17-18 представлені середньорічні значення компонентів вектора швидкості течії для періоду 2005-2017 рр. Як видно з рисунка 17 величина зональної компоненти вектора течії u має найбільші позитивні значення в Флоридській протоці 0,325 м/с, що відповідає напрямку течії в даному районі з заходу на схід, з акваторії Мексиканської затоки в Атлантичний океан.

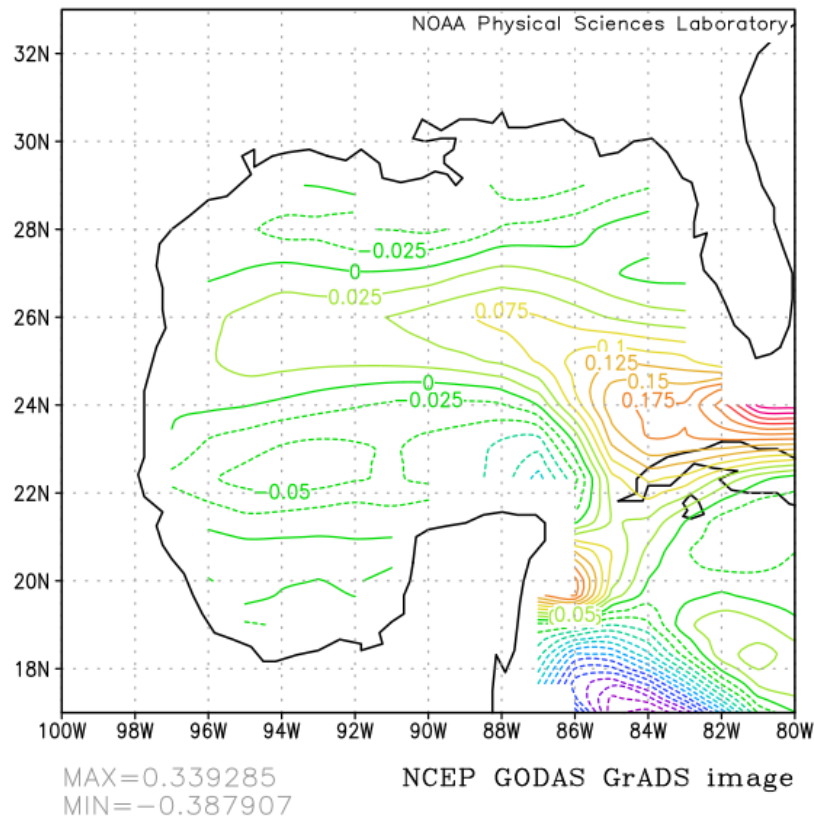


Рис. 17 – Просторовий розподіл середньорічного значення зональної компоненти швидкості течії u (м/с) на глибині 5 м для періоду 2005-2020 рр.

[14]

У північній і південно-західній частинах затоки відзначаються дві зони з негативними невеликими за модулем значеннями компоненти u , які відповідають північним периферіям циклонічних кругообігів вод, розташованих в цих районах, де течії направлені зі складовою зі сходу на захід.

Меридіональна компонента v (рис. 18) має найбільші позитивні значення в Юкатанський протоці 0,55 м/с, що демонструє ток вод через Юкатанську протоку в напрямку з півдня на північ з максимальними швидкостями для даного району.

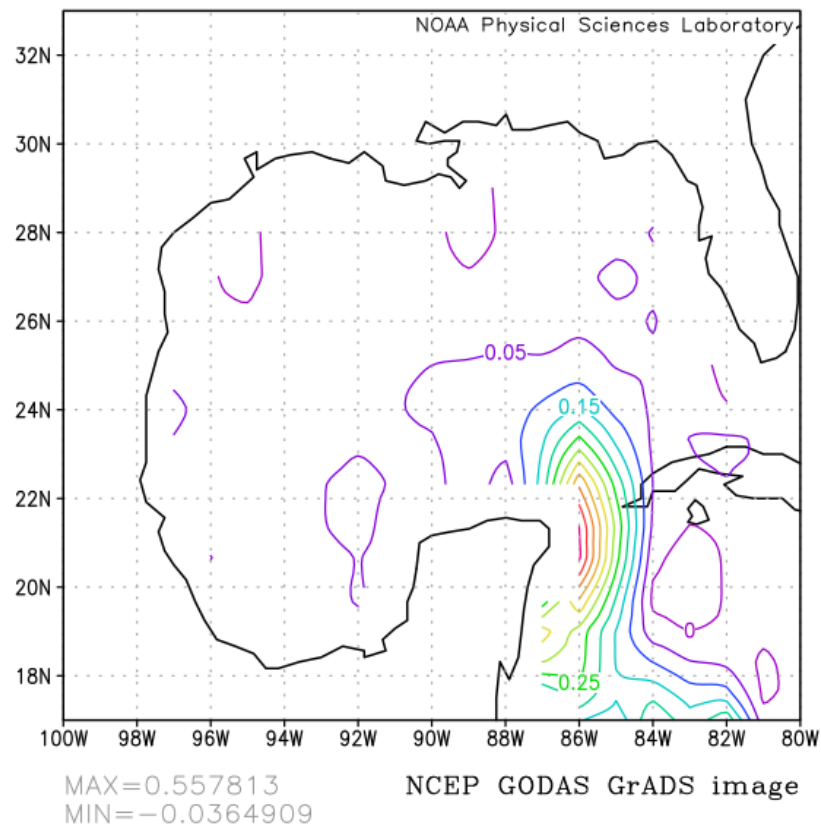


Рис. 18 – Просторовий розподіл середньорічного значення меридіональної компоненти швидкості течії v (м/с) на глибині 5 м для періоду 2005-2020 рр.

[14]

Як видно з проведеного аналізу циркуляції вод Мексиканської затоки, система поверхневих течій відіграє велику роль у формуванні термічного режиму вод. З течією, яка входить через Юкатанську протоку в акваторію затоки проникають тепліші води з властивостями субтропічної модальної водної маси [22] з Атлантичного океану через Карибське море, що в зимовий період призводить до збільшення горизонтального градієнта температури води на горизонті 0 м. Формування петлеподібних течій в затоці викликає виникнення апвелінгу, що сприяє піднесенню на поверхню більш холодних підповерхневих вод.

3.5 Розподіл наносів та відкладень

Мексиканська затока – це, по суті, невеликий океанський басейн. Він містить всі фізіографічні та геологічні елементи справжнього океанського басейну. Континентальна окраїна імітує океанський басейн з континентальним шельфом, континентальним схилом / підйомом і абиссальною рівниною [23].

Прибережна зона затоки включає в себе цілий ряд середовищ, включаючи гирла річок, лагуни, річкові дельти, бар'єрні острови і приливні затоки, які відображають тектонічну стабільність басейну і в цілому велику прибережну рівнину.

Майже всі відкладення є або теригенними, або карбонатними. Локально можуть спостерігатися скупчення випарів. Теригенні відкладення в основному утворюються в результаті річкового стоку, а потім розсіюються різними системами течії уздовж узбережжя або в глибокі води. В кількох місцях у Мексиці і на Кубі є деякі теригенні відкладення, які вивітрилися через оголення корінних порід уздовж узбережжя. Узбережжя Флориди і його карбонатні відкладення можуть мати біогенне походження або бути результатом дії опадів.

Текстури відкладень широко варіюються в залежності від середовища, в якому вони накопичувалися. Теригенний пісок досить обмежений прибережним, високоенергетичним середовищем, таким як пляжі та приливні затоки. Бруд типовий для дельт зовнішнього шельфу та глибокого моря. Найгрубіші відкладення, як правило, являють собою карбонатні скелетні пляжі у Флориді та Мексиці.

Теригенні відкладення. Термін "теригенний" походить від грецьких коренів *terra*, що означає "земля", і *genesis*, що означає "походження". Ці відкладення відбуваються на суші. Вони розмиваються, переносяться річковими системами до узбережжя і стають більшою частиною дна Мексиканської затоки, включаючи все навколишнє середовище від

узбережжя до глибоководних районів. Теригенні відкладення майже виключно складаються з силікатних мінералів. Це мінерали, ядро яких складають елементи кремнезем і кисень, причому відносний вміст кожного з них залежить від сімейства в спектрі силікатних мінералів. Основним з них є кварц (SiO_2), який є одним з двох найбільш поширених теригенних мінералів в затоці. Кварц дуже стійкий до хімічної ерозії і досить міцний фізично. Він здатний витримувати суворі умови ерозії і транспортування протягом тривалих періодів часу і відстаней.

Інші дуже поширені теригенні види – це глинисті мінерали. Глинисті мінерали називаються шаруватими силікатами, тому що їх кристалографія змушує їх розщеплюватися на тонкі листи. Слюда – це відмінний приклад шаруватого силікату. Більшість глинистих мінералів є продуктами вивітрювання інших мінералів, таких як польові шпати. Існує безліч глинистих мінералів в залежності від кількості шарів в їх кристалічній структурі і типів елементів, які поєднуються з силікатною будовою. Вони включають залізо (Fe), алюміній (Al), магній (Mg), калій (K), кальцій (Ca) і натрій (Na). Можна зробити деякі узагальнення про розподіл глинистих мінеральних видів в басейні Мексиканської затоки. У басейні можна знайти чотири види глинистих мінералів: смектит, ілліт, каолінит і хлорит. Через різноманітність видів глинистих мінералів в декількох фізіографічних провінціях найкраще розглянути їх загальний розподіл. Смектит, який є найбільш поширеним з чотирьох, має відносно низьку концентрацію на шельфі Алабами і Флориди. Ілліт є другим за поширеністю вид в затоці, однак велика кількість ілліту показує зниження з шельфу в глибоководний басейн. Каолінит зменшується зі сходу на захід і, як правило, його вміст низький в центральній і західній частинах затоки. Хлорит найменш поширений у всьому басейні, менше 20 % у всіх середовищах [24].

Двома іншими найбільш поширеними елементами теригенних відкладень є польовий шпат (силікат калію) і фрагменти гірських порід (невеликі шматочки гірських порід багатьох складів, що містять кілька

мінеральних зерен). Інші пружні теригенні мінеральні зерна зустрічаються в піску в дуже малих відсотках. Їх зазвичай називають допоміжними мінералами або важкими мінералами (рис. 19), і більшість з них мають густину (питома вага) вище, ніж кварц і польовий шпат. Вони включають гранат, магнетит, циркон, лимоніт, рутил та деякі інші.

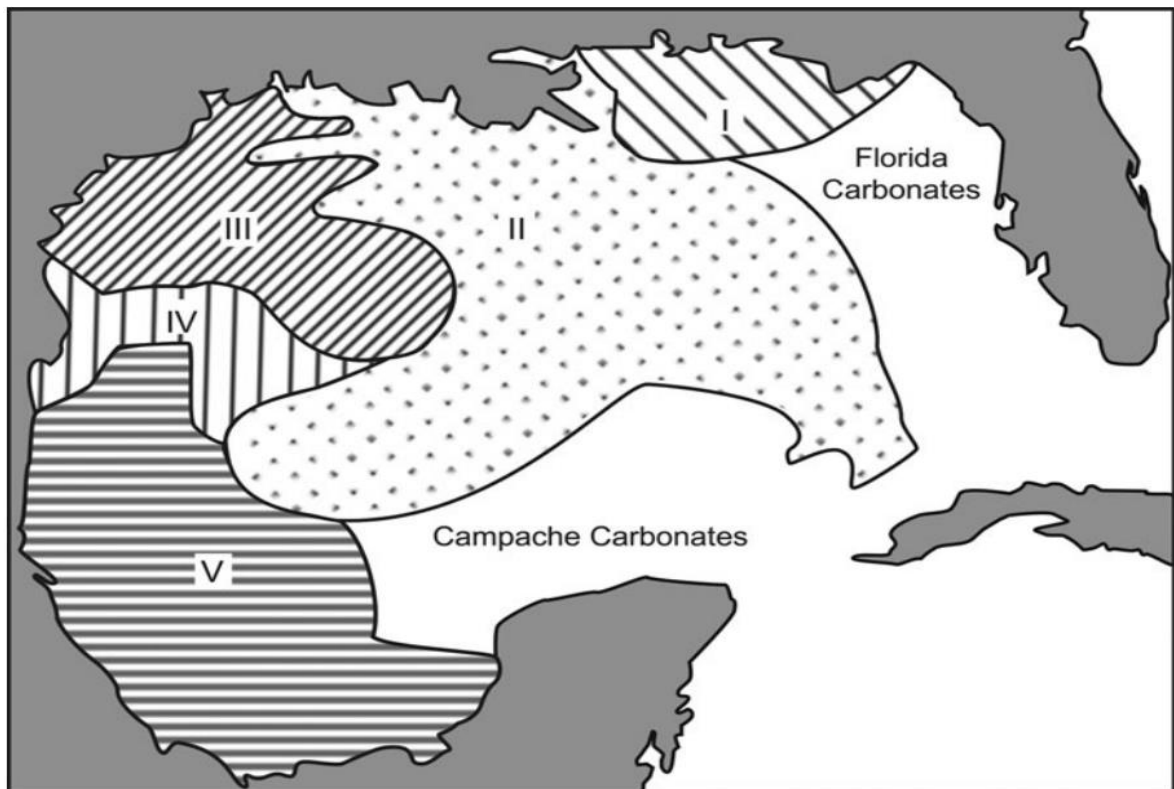


Рис. 19 – Загальна карта розподілу груп важких мінералів в Мексиканській затоці [25]

- I – походить з Аппалачів, переважають кіаніт і ставроліт.
- II – походить від річки Міссісіпі, переважають авгіт, рогова обманка і епідот.
- III – знаходиться в Центральному Техасі, де домінують рогова обманка і епідот.
- IV – походить від річки Ріо-Гранде, домінують епідот, авгіт і рогова обманка
- V – знаходиться в Мексиці, мало що відомо про важковаговиків в провінції V

Біогенні відкладення. Мексиканська затока рясна організмами, багато з яких мають скелетні компоненти, які вносять свій внесок у відкладення. Існує три категорії компонентів скелета: карбонат кальцію, фосфатний скелет

і кременисті матеріали. На сьогодні найбільш поширеним є екзоскелет карбонату кальцію безхребетних. Фосфатний скелет з риби, а кременистий матеріал – це дрібні одноклітинні організми і спікули губок.

Карбонат кальцію. Багато безхребетних мають різні типи скелетів з кальциту, кальциту з високим вмістом магнію і арагоніту. Всі ці сполуки являють собою різні типи карбонату кальцію з деякими змінами в кристалографії та складі. Вони варіюють від одноклітинних організмів до великих безхребетних, включаючи коралові колонії і кальциновані зелені і червоні водорості. У деяких з цих організмів, таких як черевоногі молюски (равлики), весь неушкоджений скелет включений в осади. У інших, таких як голкошкірі (морські зірки, морські їжаки), скелет розпадається і може перетворитися в десятки окремі частини. Незалежно від розміру, скелетний матеріал може стати значною частиною осаду. У деяких місцях, таких як Флорида-Кіс або півострів Юкатан, весь склад відкладень може бути скелетним карбонатом (рис. 20). Ці карбонатні екзоскелети зазвичай руйнуються хвилями, течіями і навіть іншими організмами. Їх велика кількість у відкладеннях коливається від 0 до 100 %. Розмір частинок і форма також варіює в широких межах.

Як наслідок, швидкість перенесення скелетних частинок важко виміряти. Відкладення карбонату кальцію в основному зустрічаються на мілководді, але є і глибоководні карбонатні відкладення (рис. 20). Осад карбонату кальцію складається в основному з планктонних форамініферів (одноклітинних тварин) і субмікроскопічних водоростей, званих кокколітофорами. Ці відкладення, часто звані вапняними мулистими відкладеннями, поширені на абиссальній рівнині затоки. Такі мікроскопічні та субмікроскопічні скелетні частинки можуть утворювати вапняки в древніх відкладеннях і ставати великими виробниками нафти.

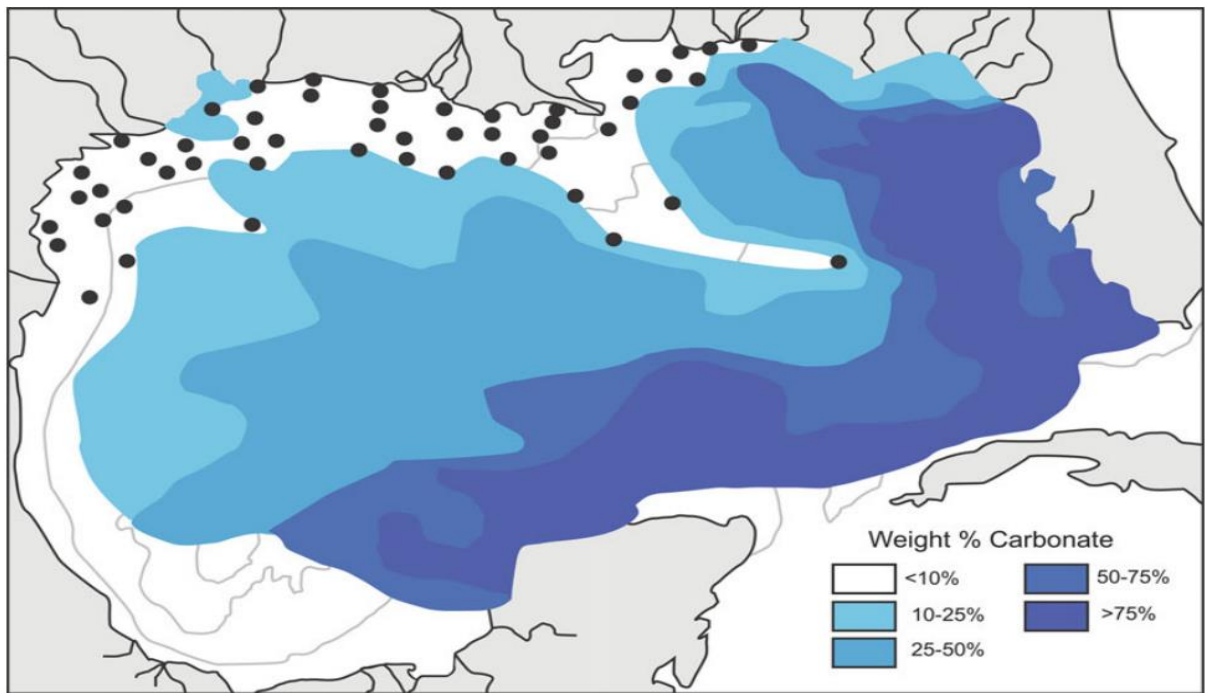


Рис. 20 – Карта вагового відсотка карбонату у Мексиканській затоці.

Чорними точками вказані місця вибірки [26]

Фосфатні скелети. Скелети риб, як правило, містять фосфат, за винятком отолітів (вушних кісток), які представляють собою карбонат кальцію. Оскільки скелети риб, як правило, досить тендітні і хижаки зазвичай споживають тіло риби. Фрагменти скелета фосфатного складу не часто зустрічаються у відкладеннях. Отоліти, як правило, зберігаються у відкладеннях, але їх мало в їх загальному обсязі.

Кременистий скелетний матеріал. Три основні категорії організмів мають кременистий скелетний матеріал: губки, радіолярії, і діатомові водорості. Губки – м'які бентичні тварини, але деякі з них мають крихітні кременисті спікули, які допомагають підтримувати їх м'яку структуру. Радіолярії – це планктонні мікроскопічні тварини, які також є кременистими. Інша категорія – діатомові водорості, які є фотосинтетичними мікроскопічними організмами. Всі ці кременисті організми досить малі і, як правило, є незначними компонентами морських відкладень в Мексиканській затоці, за винятком радіолярій.

Хімічні відкладення. Прямі осадження мінералів із морської води присутні в затоці, але не є поширеними або широко поширеними. Евапоритові мінерали обмежені місцями, де солоність досягає більш 200 ‰. Такі умови зустрічаються у деяких місцях в Лагуні-Мадре і ще в деяких місцях на мексиканському узбережжі. Гіпс і галіт – це єдині мінерали, які випаровуються та схильні до розчинення.

Карбонат кальцію – це інший тип хімічного осаду, який безпосередньо осідає з морської води, в деяких випадках за допомогою фотосинтезу. Карбонат кальцію може бути дуже дрібнозернистим і часто згадується як вапняний бруд. Він поширений тільки у берегів Флоридській протоки. Ооїди – це сферичні зерна карбонату кальцію розміром з пісок, які осідають тонкими шарами поверх ядра. Ооїди зазвичай обмежені місцями, де присутні течії та утворюються припливами. Вони зустрічаються на приливних перевалах біля островів Флорида-Кис і біля східного узбережжя півострова Юкатан.

Розмір зерен осаду. Частинки осаду широко варіюють за розміром зерен. Як правило, відкладення класифікуються як за складом частинок, так і за розміром (наприклад, кварцовий пісок).

Гравій. Частинки осаду розміром більше 2 мм називають гравієм. Вони можуть варіювати до дуже великих частинок, включаючи валуни (більше 25,6 см в діаметрі). Насправді, в Мексиканську затоку надходить не так багато гравію, тому що поки він потрапить до океану, пройшовши довгу річку, розмір еродованого матеріалу значно зменшується. На деяких пляжах є гравій, що складається з черепашок, а в деяких місцях, наприклад, на узбережжі Куби і в деяких частинах Мексики частинки гравію вивітрюються зі скель поруч з пляжем і все ще залишаються великих розмірів. Гравій також може утворюватися, коли шторми руйнують рифи.

Пісок. Велика частина теригенних відкладень, присутніх на континентальному шельфі затоки, являє собою пісок.

Хоча зазвичай неправильно тлумачиться, пісок – це тільки термін розміру, він не має нічого спільного з складом осаду. Всі частинки осаду від 0,016 до 2,0 мм незалежно від походження або складу називаються піском. Плутанина між двох позначень полягає в тому, що осад на більшості пляжів, у багатьох руслах річок і в дюнах знаходиться в межах цього діапазону розмірів зерен і, в основному, складається з кварцу. У багатьох природних середовищах пісок змішується з іншими частинками, деякі з яких більше, а деякі менше.

Іл – це розмір зерна, який знаходиться між дуже дрібним піском і глиною. Іл є незначним компонентом більшості середовищ затоки, за винятком дельт річок, в основному, складається з кварцу з незначним відсотком інших багаточастинкових силікатів.

Глина – ще один заплутаний термін, який використовується в поєднанні з відкладеннями. Він може означати глинисті мінерали, як описано вище, або це може означати розмір зерна. Розмір глини насправді означає будь-яку частинку осаду діаметром менше 4 мм. Більшість частинок розміром з глину також є глинистими мінералами, але деякі – ні. Ці дуже дрібні зерна легко переносяться річками і течіями в затоці. Як наслідок, вони поширені в більшості різних середовищ, за винятком тих, де сильні хвилі і течії, наприклад, в припливних затоках і вздовж пляжів зі зонами для серфінгу. Ці частинки осаду найбільш поширені в гирлах річок, дельтах і глибоководних басейнах.

ВИСНОВКИ

Аналіз гідрологічного режиму Мексиканської затоки в 2005-2017 рр. показав, що:

1. Просторовий розподіл середньорічної температури води на глибині 0 м демонструє її зниження з півдня на північ. Найбільша її величина ($27,3^{\circ}\text{C}$) відзначаються біля північно-західних берегів Куби та у прибережній зоні затоки Кампече, найменша температура ($23,8^{\circ}\text{C}$) спостерігається в затоці Бухта Аппалачі, розташованой у північно-східній частині Мексиканської затоки.

2. У зимовий період спостерігаються значні горизонтальні градієнти температури, в той час як в теплий період року поле температури має більш однорідний характер. Мінімальна середньомісячна темпетарура води на поверхні відзначається в січні ($14,6^{\circ}\text{C}$), максимальна – в вересні ($30,6^{\circ}\text{C}$). Найбільш чітко сезонні зміни температури виражені в водах північної частини акваторії Мексиканської затоки біля берегів США, де амплітуда річного ходу досягає $15,7^{\circ}\text{C}$, на відміну від півдня затоки, де амплітуда становить близько 5°C .

3. Розподіл температури води з глибиною демонструє, що квазіоднородний шар поширюється до глибини 20-50 м. Нижче розташований термоклин, який поширюється до глибини 150-300 м в різних районах затоки. Нижче рівня 900-1300 м залягають глибинні води, температура яких становить близько 5°C .

4. Розподіл середньорічної солоності на більшій частині акваторії Мексиканської затоки має однорідний характер зі значеннями близько 36,0-36,5 ‰. Тільки в північній частині затоки, особливо в районі де в затоку впадають води річки Міссісіпі величина солоності має мінімальні значення (менше 32 ‰).

5. Вертикальний розподіл солоності демонструє, що розташування шару підповерхностного максимуму знаходиться на глибинах 100-200 м і в різних частинах затоки його положення неоднаково. Максимальна солоність становить 36,4-36,7 ‰. Нижче галокліна розташований шар зі значним зменшенням солоності, він тягнеться до глибини близько 300-400 м. На глибинах нижче 700-800 м розташований однорідний шар вод зі солоністю 34,9-35,0 ‰.

6. Кількість розчиненого кисню збільшується з південного заходу (менш 195 мкмоль/кг в затоці Кампече) на північний схід (більш 220 мкмоль/кг). Аналогічний характер розподілу демонструє ступінь насичення вод киснем, найбільш низькі значення якої складають менше 100 % в затоці Кампече, а найбільші – вище 105 % в затоці Бухта Аппалачі.

7. В розподілі таких біогенних елементів як фосфор, кремній та азот в поверхневих водах Мексиканської затоки відзначається один осередок з високим вмістом даних сполук, розташований в районі дельти річки Міссісіпі.

8. Основний стік вод, що надходять до Мексиканської затоки, здійснюється через Юкатанську протоку. Течія виконує декілько петель в акваторії затоки, потім води залишають її через Флоридську протоку.

9. Циркуляції вод затоки та система поверхневих течій відіграє велику роль у формуванні режиму температури та солоності. З течією, яка входить через Юкатанську протоку в акваторію затоки проникають більш теплі та солоні води з Карибського моря, що в зимовий період призводить до збільшення горизонтального градієнта температури води на горизонті 0 м. Формування петлеподібних течій в затоці викликає виникнення апвелінгу, що сприяє піднесенню на поверхню більш холодних підповерхневих вод.

10. Ще одним фактором, який впливає на формування режиму температури і солоності є радіаційний баланс, зміна якого простежується в широтній зміні цих величин на поверхні затоки, а також у характері їх сезонної зміни.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.

1. Суховей В.Ф., Коротаев Г.К., Шапиро Н.Б. Гидрология Карибского моря и Мексиканского залива. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 183 с.
2. Kumpf H., Steidinger K., Sherman K. The Gulf of Mexico large marine ecosystem: Assessment, sustainability, and management. Malden: Blackwell Science, 1999. 704 p.
3. Yoskowitz D., Leon C., Gibeaut J., Lupher B., Lopez M., Santos C., Sutton G., McKinney L. Gulf 360: State of the Gulf of Mexico. Harte Research Institute for Gulf of Mexico Studies, Texas A&M University-Corpus Christi, 2013. 52 p.
4. Meteoblue. [Электронный ресурс]: Режим доступа: <https://www.meteoblue.com/>
5. Ward C.H., Tunnell J.W. Habitats and Biota of the Gulf of Mexico: An Overview. In: Ward C. (eds) Habitats and Biota of the Gulf of Mexico: Before the Deepwater Horizon Oil Spill. New York: Springer, 2017. 917 p. https://doi.org/10.1007/978-1-4939-3447-8_1
6. Royer T.V. Stoichiometry of nitrogen, phosphorus, and silica loads in the Mississippi-Atchafalaya River basin reveals spatial and temporal patterns in risk for cyanobacterial blooms // Limnology and Oceanography. 2020. Vol. 65(2). P. 325-335. <https://doi.org/10.1002/lno.11300>
7. Ward M., Harris P.M., Ward A.K. Gulf Coast Rivers Of The Southeastern United States. In: Benke A.C., Cushing C.E. (Eds.) Rivers of North America. Academic Press, 2005. P. 124-178. <https://doi.org/10.1016/B978-012088253-3/5000>
8. Galloway W.E. Pre-Holocene geological evolution of Northern Gulf of Mexico. In: Buster N.A., Holmes C.W. (eds) Gulf of Mexico: Origin, waters, and biota, vol 3, Geology. Texas A&M University Press, 2011. P. 33-52.

9. Bryant W.R., Simmons G.R., Grim P.J. The morphology and evolution of basins on the continental slope, northwest Gulf of Mexico // Trans Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. 1991. Vol. 51. P. 73-82

10 Bird D.E., Burke K., Hall S.A., Casey J.F. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico. In: Buster N.A., Holmes C.W. (eds) Gulf of Mexico: Origin, waters, and biota, vol 3, Geology. Texas A&M University Press. 2011. P. 3-16

11. Михайлов В.Н., Добролюбов С.А. Гидрология: учебник для вузов. М., Берлин: Директ-Медиа, 2017. 752 с.

12. Seidov D., Mishonov A.V., Boyer T.P., Baranova O.K., Nyadjro E., Cross S.L., Parsons A.R., Weathers K.A. Gulf of Mexico Regional Climatology version 2 (NCEI Accession 0222571). NOAA National Centers for Environmental Information. Dataset. 2020. <https://doi.org/10.25921/4sxe-ay54>

13. Boyer T.P., Baranova O.K., Coleman C., Garcia H.E., Grodsky A., Locarnini R.A., Mishonov A.V., Paver C.R., Reagan J.R., Seidov D., Smolyar I.V., Weathers K.W., Zweng M.M. World Ocean Database 2018. NOAA Atlas NESDIS 87. 2018. https://www.ncei.noaa.gov/sites/default/files/2020-04/wod_intro.pdf

14. NCEP Global Ocean Data Assimilation System (GODAS) [Электронный ресурс]: Режим доступа: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.godas.html>

15. Behringer D.W., Xue Y., Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: The Pacific Ocean. Eighth Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Oceans, and Land Surface, AMS 84th Annual Meeting, Washington State Convention and Trade Center, Seattle, Washington, 11-15. Derber, J.C., and A. Rosati, 1989: A global oceanic data assimilation system // J. Phys. Oceanogr., 2004, Vol. 19. P. 1333-1347

16. The Gulf of Mexico Regional Climatology version 2 [Электронный ресурс]: Режим доступа: <https://www.ncei.noaa.gov/access/gulf-of-mexico-climate/gulf-data.html>

17. Совга Е.Е., Годин Е.А., Пластун Т.В., Мезенцева И.В.. Оценка гидрохимического режима прибрежных вод Ялтинского залива // Мор.гидрофиз. журн., 2014, № 3. С. 48-59
18. Love M., Baldera A., Yeung C., Robbins C. The Gulf of Mexico Ecosystem: A Coastal and Marine Atlas. New Orleans, LA: Ocean Conservancy, Gulf Restoration Center, 2013. 232 p.
19. Sturges W., Leben R.R. Frequency of ring separations for the loop current in the Gulf of Mexico // Journal of Physical Oceanography, 2000, Vol. 30, P. 1814 -1819
20. Sturges W., Lugo-Fernandez A. (Eds.). (2005). Circulation in the Gulf of Mexico: over most of the Gulf observations and models, Geophysical Monograph Series. Washington: AGU. 347 p.
21. Zavala-Hidalgo J., Gallegos-García A., Martínez-López B. et al. Seasonal upwelling on the Western and Southern Shelves of the Gulf of Mexico // Ocean Dynamics, 2006, Vol. 56, P. 333-338. <https://doi.org/10.1007/s10236-006-0072-3>
22. Крашенинникова С. Б. Водные массы и переносы тепла в Северной Атлантике. Симферополь: ИТ АРИАЛ, 2019. 124 с.
23. Richard A. D. Jr. Sediments Of The Gulf Of Mexico. In: Ward C. (eds) Habitats and Biota of the Gulf of Mexico: Before the Deepwater Horizon Oil Spill. New York: Springer, 2017. 917 p. https://doi.org/10.1007/978-1-4939-3447-8_1
24. Wade T.L., Soliman Y., Sweet S.T., Wolff G.A., Presley B.J. Trace elements and polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) concentrations in deep Gulf of Mexico sediments // Deep Sea Res., 2008, Vol. 55, P. 2585–2593
25. Davies D.K., Moore W.R. Dispersal of Mississippi sediment in the Gulf of Mexico. J Sediment Petrol, 1970, Vol. 40, P. 339–353
26. Caso M., Pisanty I., Ezcurra E. Environmental analysis of the Gulf of Mexico. Secretaria de Medio Ambiente y Recursos Naturales Instituto Nacional de Ecologia (Mexico), Instituto de Ecologia, A. C. Mexico. English edition: (trans: Withers K, Nipper M). Harte Research Institute, Corpus Christi, TX, USA, 2004.