МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Науково-навчальний
гідрометеорологічний інститут
Кафедра океанології та морського
природокористування

Кваліфікаційна робота бакалавра

на тему: Дослідження мінливості океанологічних та гідродинамічних характеристик вод вздовж східного берега Австралії

Виконав студент групи ГО-18
спеціальності 103 Науки про Землю
Рибалко Єгор Сергійович

_____

Керівник: старший викладач,
Дерик Ольга Володимирівна

Консультант: д-р геогр. н., професор,
Берлінський Микола Анатолійович

Рецензент: к. геогр. н., доц.,
Гриб Олег Миколайович

Одеса 2022

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет ___Науково-навчальний 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._____
(підпис)
“_02_” _____березня_____2022_року

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

студенту(ці)____ Рибалку Єгору Сергійовичу_____
(прізвище, ім’я, по батькові)

1. Тема роботи Дослідження мінливості океанологічних та гідродинамічних характеристик вод вздовж східного берега Австралії
керівник роботи ___ Дерик Ольга Володимирівна ст.викладач_____,
(прізвище, ім’я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)
затверджені наказом ОДЕКУ від “21” _грудня_2022 року № 267-“С”П.П.-09
2. Строк подання студентом роботи____15.06.2022р._____
3. Вихідні дані до роботи____Дані промірів температури та солоності води на станціях в акваторії східної частини Австралії в липні 1992 і 2017 року.
4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити)

Основні завдання роботи:

- Зробити фізико-географічну та кліматичну характеристику Коралового та Тасманового морів, визначити геологічні та батиметричні особливості;
- Визначити особливості циркуляції Східно-Австралійської течії як основної кліматоформуючої сили в досліджуваному регіоні;
- Проаналізувати просторово-часовий розподіл температури і солоності на станціях за липень 1992 і 2017 року;
- За даними промірів температури і солоності за досліджувані роки провести розрахунок густини морської води і проаналізувати її розподіл;
- Проаналізувавши вертикальний розподіл гідрологічних параметрів, визначити характерні для окремої акваторії водні маси і її характеристики.

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень) Профілі та графіки просторово-часового розподілу температури, солоності і густини води на досліджуваних станціях.

Консультанти розділів роботи

Розділ	Прізвище, ініціали та посада консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв
3	Берлінський М.А. д-р геогр.н.,проф.		

7. Дата видачі завдання_____02.03.2022_____

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Одержання завдання на виконання кваліфікаційної роботи	02.03-09.03.2022	95	Відмін.
2	Опис фізико-географічних характеристик вод східної частини Австралії та Східно-Австралійської течії	10.03-15.03.2022	95	Відмін.
3	Підготовка матеріалів для дослідження просторово-часового розподілу температури та солоності води в досліджуваному регіоні	20.05-30.05.2022	95	Відмін.
4	Опис методів розрахунку густини води. Аналіз просторово-часової мінливості густини в досліджуваному регіоні	31.05-05.06.2022	95	Відмін.
5	Рубіжна атестація	06.06.2022	95	Відмін.
6	Виділення водних мас за даними промірів	07.06-09.06 2022	95	Відмін.
7	Підготовка тексту кваліфікаційної роботи згідно з вимогами	10.06-12.06.2022	98	Відмін.
8	Перевірка роботи на плагіат	13.06.2022		
9	Попередній захист роботи	17.06.2022		
10	Підготовка доповіді, презентації	14.06-19.06.2022		
11	**Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)**		**95**	**Відмін.**

Студент _____ **Рибалко Є.С.**
(підпис) (прізвище та ініціали)

Керівник роботи _____ **Дерик О.В.**
(підпис) (прізвище та ініціали)

ЗМІСТ

ВСТУП……..5
1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДНИХ ОБ'ЄКТІВ СХІДНОЇ АКВАТОРІЇ АВСТРАЛІЇ……..8
1.1 Коралове море……8
1.2 Тасманове море……11
2 СХІДНО-АВСТРАЛІЙСЬКА ТЕЧІЯ……15
2.1 Загальна характеристика течії……15
2.2 Середня циркуляція……16
2.3 Коливання параметрів в різні строки спостережень……19
2.4 Зміни, що спостерігаються з 1944 року……21
3 ДОСЛІДЖЕННЯ ПРОСТОРОВО-ЧАСОВОЇ МІНЛИВОСТІ ГІДРОЛОГІЧНИХ ПАРАМЕТРІВ ВОД ВЗДОВЖ СХІДНОГО БЕРЕГА АВСТРАЛІЇ……25
3.1 Розподіл температури води……25
3.1.1 Аналіз мінливості температури води в досліджуваній акваторії……26
3.2 Розподіл солоності води……30
3.2.1 Аналіз мінливості солоності води в досліджуваній акваторії……32
3.3 Розподіл густини води……34
3.3.1 Розрахунок густини води та аналіз її мінливості……..36
4 ВОДНІ МАСИ ДОСЛІДЖУВАНОЇ ДІЛЯНКИ……...44
4.1 Загальні відомості про водні маси і їх розподіл в Тихому океані……..44
4.2 Виділення водних мас за допомогою методу *TS*-кривих……45
ВИСНОВКИ……...49
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ……50
ДОДАТКИ……..53

ВСТУП

Південно-західна частина Тихого океану, зокрема акваторія на сході Австралії, представляє з себе регіон складних океанічних і атмосферних циркуляцій. Сильні течії взаємодіють з островами і нестійкою зоною конвергенції південної частини Тихого океану, інтенсивність якої модулює поле вітру, тепловий потік і кількість опадів. Це регіон проходження головного шляху океанічної циркуляції, який перерозподіляє води з південно-тихоокеанського кругообігу до екватора і високих широт.

Актуальність даної теми пов'язана насамперед з унікальною екосистемою, яка не має аналогів у водах інших регіонів – Великим Бар'єрним рифом. Дана екосистема є найбільшою у світі природною будовою, створеною живими організмами. Як і будь-яка інша екосистема Великий Бар'єрний риф може існувати лише при визначених оптимальних умовах. Безпрецедентні зміни, які викликані антропогенною діяльністю представляють головну небезпеку для даної екосистеми, тому дослідження змін гідрологічних характеристик вод досліджуваного регіону та шляхів негативного впливу є необхідними.

Південно-східні океанічні води також представляють великий інтерес для досліджень. Тасманове море, незважаючи на достатньо складні і небезпечні умови для морського транспорту, є основним шляхом для економічних відносин між Австралією і Новою Зеландією.

Об'єкт дослідження: Океанічні води східної частини Австралії.

Предмет дослідження: Гідрологічні параметри (температура, солоність та густина) вод досліджуваної акваторії.

Метою даної роботи є визначення особливостей просторово-часового розподілу характеристик океанічних вод східної частини Австралії.

Основні завдання роботи:

- Зробити фізико-географічну та кліматичну характеристику Коралового та Тасманового морів, визначити геологічні та батиметричні особливості;
- Визначити особливості циркуляції Східно-Австралійської течії як основної кліматоформуючої сили в досліджуваному регіоні;
- Проаналізувати просторово-часовий розподіл температури і солоності на станціях за липень 1992 і 2017 року;
- За даними промірів температури і солоності за досліджувані роки провести розрахунок густини морської води і проаналізувати її розподіл;
- Проаналізувавши вертикальний розподіл гідрологічних параметрів, визначити характерні для окремої акваторії водні маси і її характеристики.

Кваліфікаційна робота складається зі вступу, чотирьох розділів, висновків, списку використаної літератури і додатків.

У вступі формулюється актуальність, мета та завдання даної роботи; визначається об’єкт та предмет дослідження.

У першому розділі описуються фізико-географічні характеристики водних об’єктів східної частини Австралії – Коралового та Тасманового морів.

Другий розділ складається з опису Східно-Австралійської течії. Розглядаються особливості циркуляції течії, її характеристики та зміни, які спостерігаються з початку її дослідження.

Третій розділ передбачений для розгляду особливостей просторово-часової мінливості температури та солоності вод регіону за 1992 та 2017 рік. Також в даному розділі описується метод розрахунку густини морської води, її розрахунок з подальшим аналізом розподілу.

У четвертому розділі розглядаються характерні водні маси досліджуваної акваторії, метод їх виділення за вихідними параметрами.

У висновках представлені результати проведеної роботи.

Перелік посилань складається з 23 письмових джерел та інтернет-ресурсів.

До розділу “Додатки” додаються дані, за якими безпосередньо виконувалися дослідження.

Кваліфікаційну роботу виконано на кафедрі океанології та морського природокористування під керівництвом старшого викладача Дерик Ольги Володимирівни.

1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДНИХ ОБ'ЄКТІВ СХІДНОЇ АКВАТОРІЇ АВСТРАЛІЇ

1.1 Коралове море

Коралове море – окраїнне море південної частини Тихого океану біля північно-східного узбережжя Австралії. Море простягається на 2000 кілометрів (1200 миль) вниз по північно-східному узбережжю Австралії. Море розташоване на схід від Великого Бар'єрного рифу (в 1981 році оголошений ЮНЕСКО об'єктом Всесвітньої спадщини) та обмежене Папуа-Новою Гвінеєю на півночі, Тасманським морем на півдні та західними тихоокеанськими ланцюгами Соломонових островів, Вануату і Нової Каледонії на сході. Море займає площу 4 791 000 км^2[1,3].

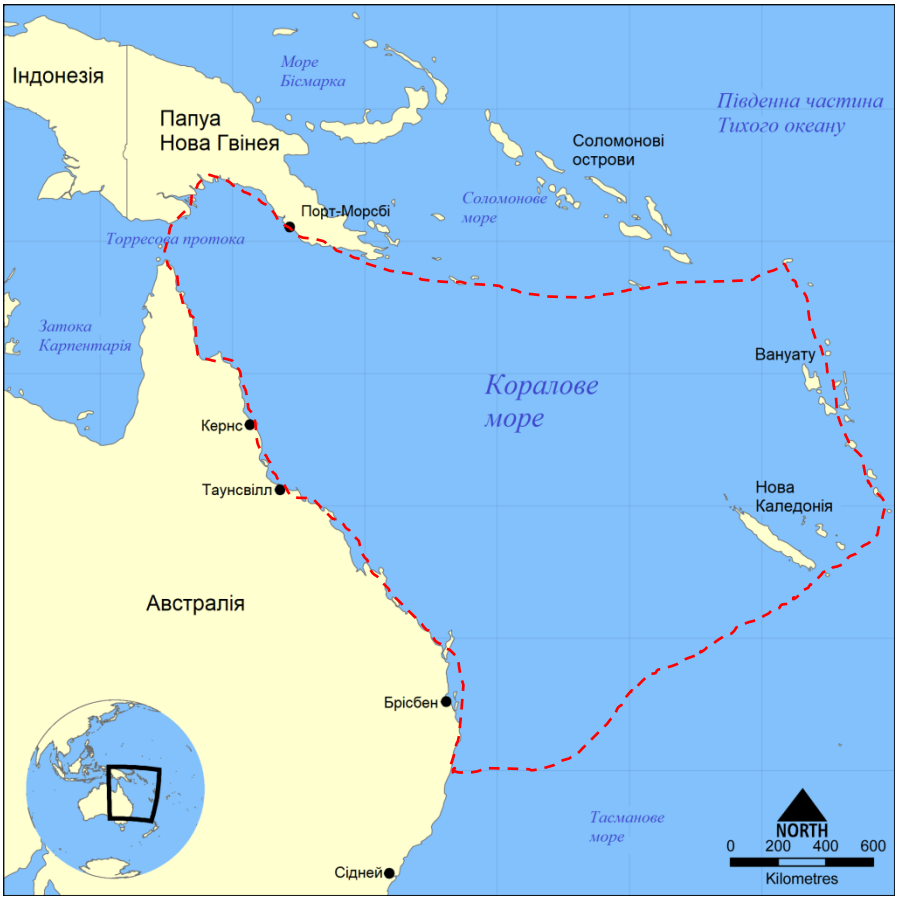

Рис.1.1 – Місце розташування Коралового моря[3]

Дно моря біля східної Австралії було сформоване розширенням морського дна і опусканням основних карбонатних платформ вздовж континентального шельфу. Геологічна структура Коралового моря характеризується абісальною рівниною на північному сході, серією плато і схилів, що перерізані підводними каньйонами і розділені глибокими океанічними жолобами, і північним кінцем вулканічного ланцюга підводних гір на півдні[1].

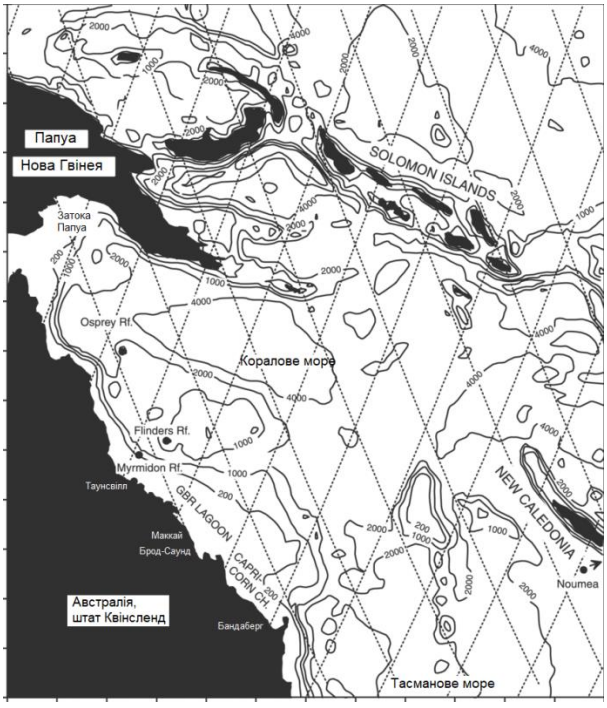

Рис. 1.2 – Карта з накладеною батиметрією Коралового моря (ізобати вказані в метрах)[5]

В районі Коралового моря переважають три основні поверхневі течії: Південна Екваторіальна течія, течія Хірі і Східно-Австралійська течія. Південна Екваторіальна течія, протікаючи на захід, входить в Коралове море у вигляді серій потоків між Соломоновими островами, Вануату і Новою Каледонією. На схід від Великого Бар’єрного Рифу Південна Екваторіальна течія розділяється, тим самим утворюючи північну течію Хірі – повільний кругообіг за часовою стрілкою в Папуанській затоці, і південну Східно-Австралійську течію. Точка біфуркації (роздвоєння) сезонно зміщується на північ і південь, направляючи західні води Тихого океану через північ

континенту для підживлення індонезійського потоку в Тіморському морі взимку і посилення Східно-Австралійської течії влітку[1,4].

Усипане кораловими островами, Коралове море складається з трьох басейнів: Соломонів басейн (максимальна глибина до 9140 м), басейн Коралового моря (глибини від 4400 до 4800 м) і басейн Нових Гебридських островів (максимальна глибина 7660 м). Вздовж узбережжя Австралії і Нової Каледонії відкладення в основному теригенні. На південний захід вздовж узбережжя Квінсленда континентальний шельф простягається приблизно до ізобати 1000 м. Даний район є одним з наймілкіших в Кораловому морі (глибина від 13 до 22 м) і поступається лише Торресовій протоці, середня глибина якої 7 м, а максимальна 15 м[2,23].

Море має субтропічний клімат і часто піддається впливу тропічних циклонів, особливо в період з січня по квітень. Цей діапазон простягається до листопада-травня в районах на південь до 10° пд.ш. Річна кількість опадів зазвичай складає від 1000 до 3000 мм в залежності від місцевості. Більшість дощів випадає в період з грудня по березень, з періодичністю 30-60 днів[3].

Вітри в Кораловому морі можна класифікувати за сезоном, довготі і широті. Південно-східні пасати переважають у всіх районах моря і в усі пори року, особливо між 20° і 25° пд.ш., на захід від меридіана 155° сх.д. Проте з вересня вони змінюються на північні та північно-західні вітри, а в травні-серпні напрямок переважно південно-західний. На захід від 155° сх.д. шторми найчастіше бувають в період між січнем і серпнем і рідше у вересні-грудні. В січні північно-західний мусон може виникнути між паралелями 15° і 20° пд.ш. на захід від меридіана 150° сх.д. В цьому регіоні шторми рідко виникають, за виключенням червня-серпня, коли декілька днів в місяць дмуть сильні південно-східні вітри[3].

Температура води в період “південного” літа (з грудня по лютий) по всій акваторії досягає більш-менш однорідного значення в межах 27-28°С. Взимку навпаки, похолодання супроводжується зональним розподілом. Це особливо помітно на півдні Коралового моря, де найнижча температура сягає

близько 20ºС, а на півночі, біля Соломонових островів, вона складає 27ºС. Загалом, на півночі спостерігається найвища температура води, яка має найбільш стабільний сезонний характер – 27-28ºС протягом року. Солоність води по всій акваторії в середньому складає 34,5-35,5 ‰. Вода в основному дуже прозора, з видимістю близько 30 м в районі рифів[2,3].

1.2 Тасманове море

Тасманове море – водний простір, що розділяє Австралію і Нову Зеландію, найкоротша відстань між якими складає близько 1670 км. Якщо виключити прибрежні моря Антарктиди, це найпівденніше море тихоокеанського басейну. Площа моря становить 2 300 000 км^2[6].

Море носить ім'я голандського мореплавця, дослідника і торговця Абеля Янсзона Тасмана, першого європейця, який досяг Тасманії та Нової Зеландії у 1642 році[6].

Рис. 1.3 – Голандський мореплавець Абель Янсзон Тасман[7]

Міжнародна гідрографічна організація визначає межі Тасманового моря наступним чином[6]:

- На заході: Лінія від острова Габо (37°30’ пд.ш.) до північно-східної точки острова Іст-Сістер (148° сх.д.), далі вздовж 148-го меридіана до острова Фліндерс; за цим островом лінія, яке йде на схід від мілини Вансіттарт до острова Кейп-Баррен, і від мису Баррен (крайня східна точка острова Кейп-Баррен) до Еддістоун-Пойнт (41° пд.ш.) в Тасманії, далі вздовж східного узбережжя до Саут-Іст-Кейп, східної точки Тасманії[6].
- На півночі: 30-а паралель пд.ш. від узбережжя Австралії на схід до лінії, яке з’єднує східну частину рифа Елізабет і скелі Саут-Іст (31°47’ пд.ш. 159°18’ сх.д.), потім на південь по цій лінії до скелі Саут-Іст, яка виступає з острова Лорд-Хау[6].
- На північному сході: Від скелі Саут-Іст острова Лорд-Хау до північної точки островів Три-Кінгс (34°10’ пд.ш. 172°10’ сх.д), далі до Північного мису в Новій Зеландії[6].
- На сході: В протоці Кука: Лінія, яка з’єднує південний край мілини біля мису Паллісер і маяк на мисі Кемпбелл. В протоці Фово (46°45’ пд.ш.): Лінія, яке з’єднує маяк на точці Вайпапа (168°33’ сх.д.) з Іст-Хед (47°02’ пд.ш.) острова Стьюарт[6].
- На південному сході: Лінія, яке йде від південно-західного мису острова Стьюарт через Снерс (48° пд.ш. 166°30’ сх.д.) в напрямку північно-західного мису острова Окленд (50°30’ пд.ш. 166°10’ сх.д.), і через острів до його східної точки[6].
- На півдні: Лінія, яка з’єднує південну точку острова Окленд (50°55’ пд.ш. 166° сх.д.) з Саут-Іст-Кейп, південною точкою Тасманії[6].

Тасманове море складається в основному з Східно-Австралійскої котловини в західній частині і Новокаледонської котловини в східній[2].

Східно-Австралійська котловина (басейн Томсона) обмежена материковими схилами Австралії – на заході, континентальним масивом островів Нової Зеландії – на сході, підводним хребтом Лорд-Хау – на півночі та Австрало-Антарктичним підняттям – на півдні. На даній акваторії

спостерігаються глибини до 4600 м, однак є депресії з глибинами більше 5000 м. Максимальна глибина 5943 м спостерігається на північному сході від Сіднея. Взаємодія між Східно-Австралійським басейном і басейном Коралового моря здійснюється через поріг, глибина якого зазвичай менше 3000 м[2,8].

Котловина Нової Каледонії (Норфолкська западина) знаходиться між хребтом Лорд-Хау і Норфолкським хребтом. Максимальна глибина на південь від Нової Каледонії складає 4005 м[2].

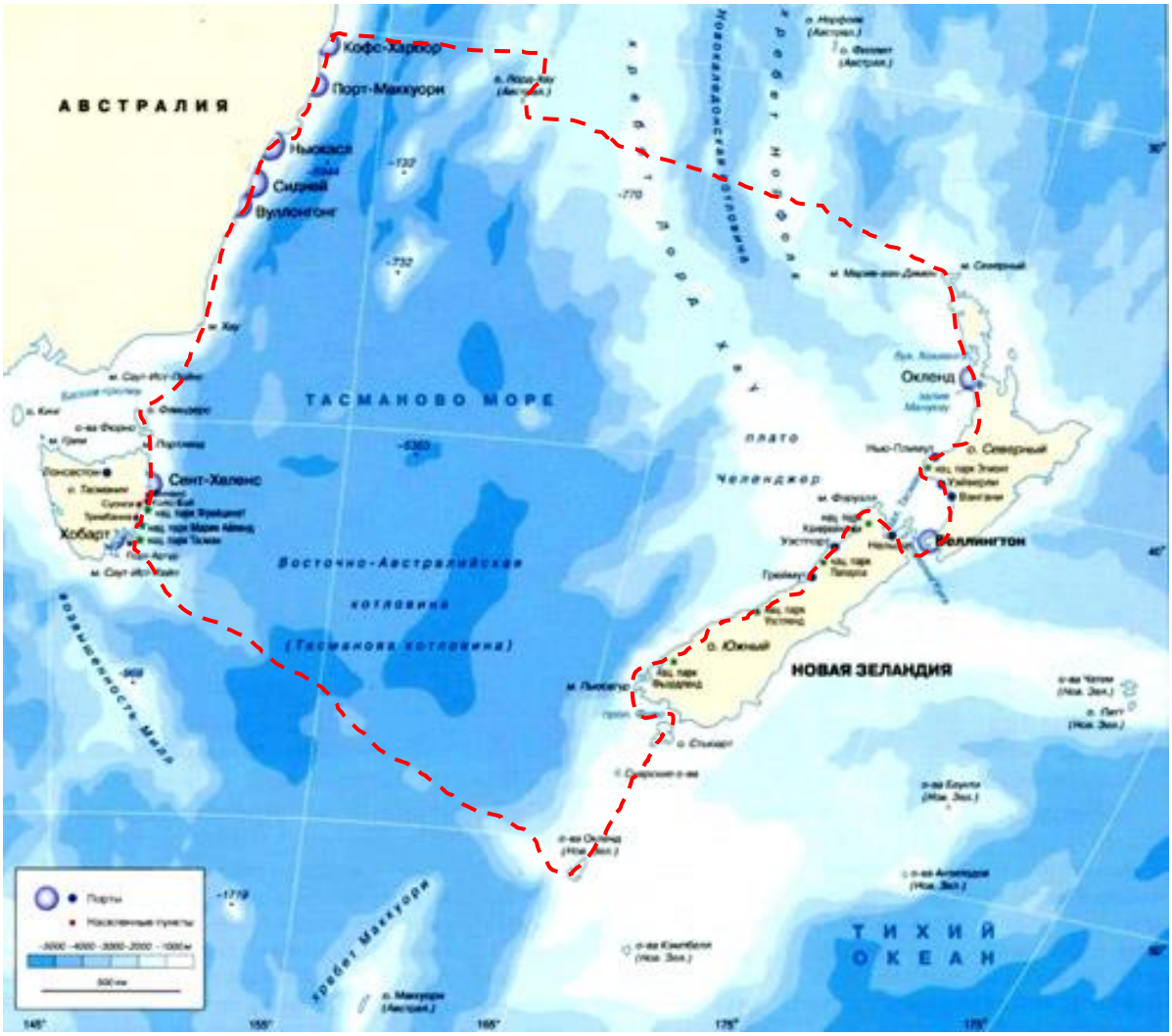

Рис. 1.4 – Карта Тасманового моря[9]

Акваторія Тасманового моря знаходиться у трьох кліматичних поясах, на півночі переважає тропічний клімат. На півдні погодні умови виражені не так чітко, тому різні райони моря мають різні погодні умови. Температурно-

кліматичну різницю поверхневих вод згладжує тепла Східно-Австралійська течія. Все ж таки, коли в літній період верхній шар води на півночі Тасманового моря прогрівається до 27°С, то південні райони моря досягають лише 15°С. Взимку в південних районах вода може охолоджуватися до 9°С. Південний край моря захоплює пролягаюча тут потужна холодна течія Західних Вітрів. Вона дещо охолоджує та перемішує води у цій частині Тасманового моря. Іноді до моря можуть допливати залишки айсбергів від узбережжя Антарктиди[6].

Солоність Тасманового моря складає 35-35,5 ‰. Припливи досить високі, місцями перевищують 5 м[6].

2 СХІДНО-АВСТРАЛІЙСЬКА ТЕЧІЯ

2.1 Загальна характеристика течії

Східно-Австралійська течія — це сильна західна прикордонна течія, яка схожа з Гольфстрімом, Бразильською течією, течією Агульяс і Куросіо. Вона утворюється з Південної Екваторіальної течії (ПЕТ), що перетинає Коралове море, досягаючи східного узбережжя Австралії. Приблизно на 15º пд.ш. біля австралійського узбережжя ПЕТ розділяється, утворюючи південний потік САТ[11,12].

Середня швидкість течії 2 – 3 вузли, на деяких ділянках може досягати 4 вузлів. Її вплив розповсюджується на декілька тисяч метрів. Вона має чітке поверхневе ядро теплої води з жолобчастим перерізом, яке має ширину близько 100 км і глибину 100 м. Під САТ знаходиться підводний потік на північ, що простягається від верхнього континентального схилу до провалля на 4500 м. САТ відіграє важливу роль у життєвих циклах морської фауни та флори східної Австралії, а погодні системи реагують на моделі теплої води, які вона створює. САТ займає ключове місце у відведенні тепла з тропіків і передачі його в атмосферу середніх широт. САТ також надає домінуючий екологічний вплив на морський пелагічний промисел в регіоні. Основною рушійною силою таких ключових видів, як південний блакитний тунець, є сезонні зміни в системі САТ[10,12].

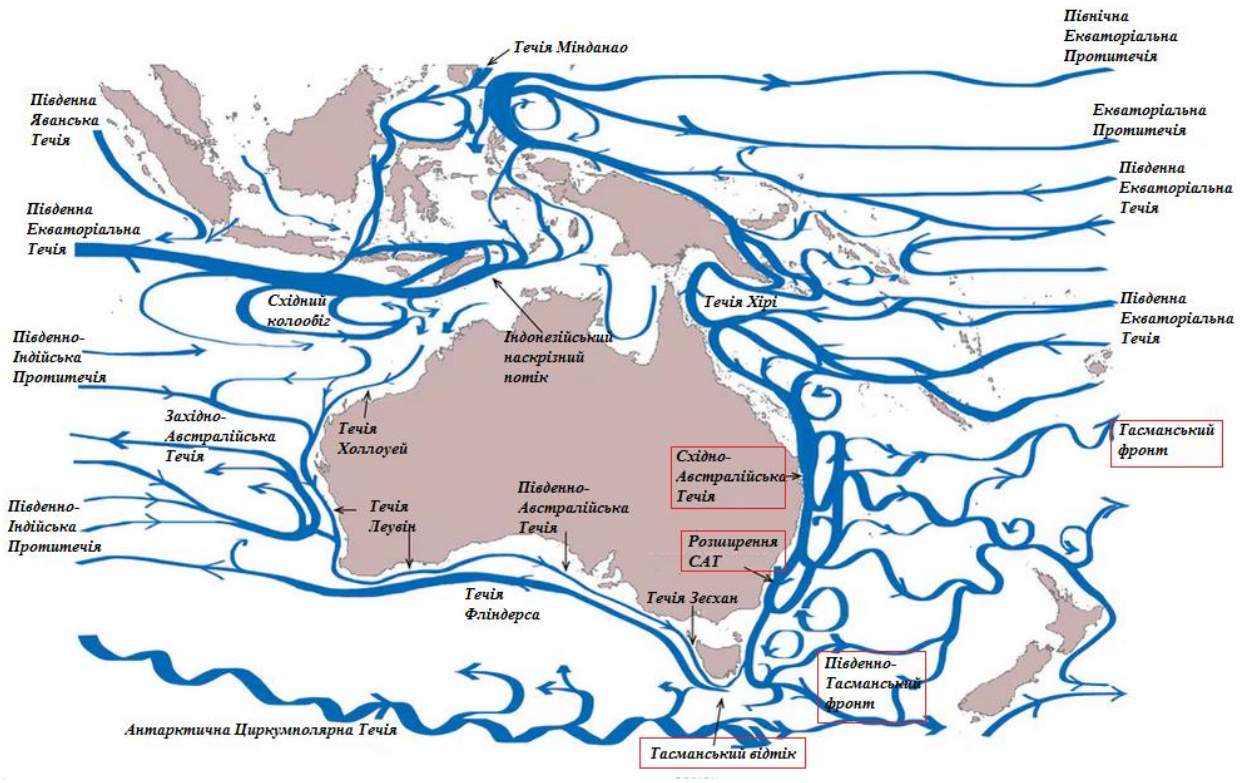

Рис. 2.1 — Карта течій (Австралія та Океанія)[13]

САТ робить клімат Нової Зеландії і східного узбережжя Австралії більш теплим і вологим, тропічним замість субтропічного; сприяє поширенню тропічної морської фауни в субтропічні області вздовж південно-східного узбережжя Австралії. Якщо б течії не було, температура води знизилась би з 18ºС у вересні до 12ºС, що відповідає температурі на тій же широті по Тихому океану в Чилі[11].

2.2 Середня циркуляція

САТ не лише забезпечує західну межу кругообігу південної частини Тихого океану, а і є сполучним елементом між кругообігами Тихого і Індійського океанів. Вона прискорюється до півдня уздовж берегової межі, а потім розділяється на північно-східний (субтропічна зустрічна течія), східний (Тасманський фронт) і залишковий південний (розширення САТ) компоненти приблизно на 31º пд.ш. Між 18º і 35º пд.ш. перенос на південь складає від 25

до 37 Св (останнє значення включає значну рециркуляцію). Частина Тасманського фронту з'єднується з північним узбережжям Нової Зеландії, утворюючи Східно-Оклендську течію і послідовність напівпостійних вихорів. Залишки транспорту САТ продовжують свій рух на південь уздовж австралійського узбережжя до Тасманії, а потім повертають на захід, в східну частину Індійського океану (Тасманський відтік), сильно впливаючи на глобальну циркуляцію океану[10].

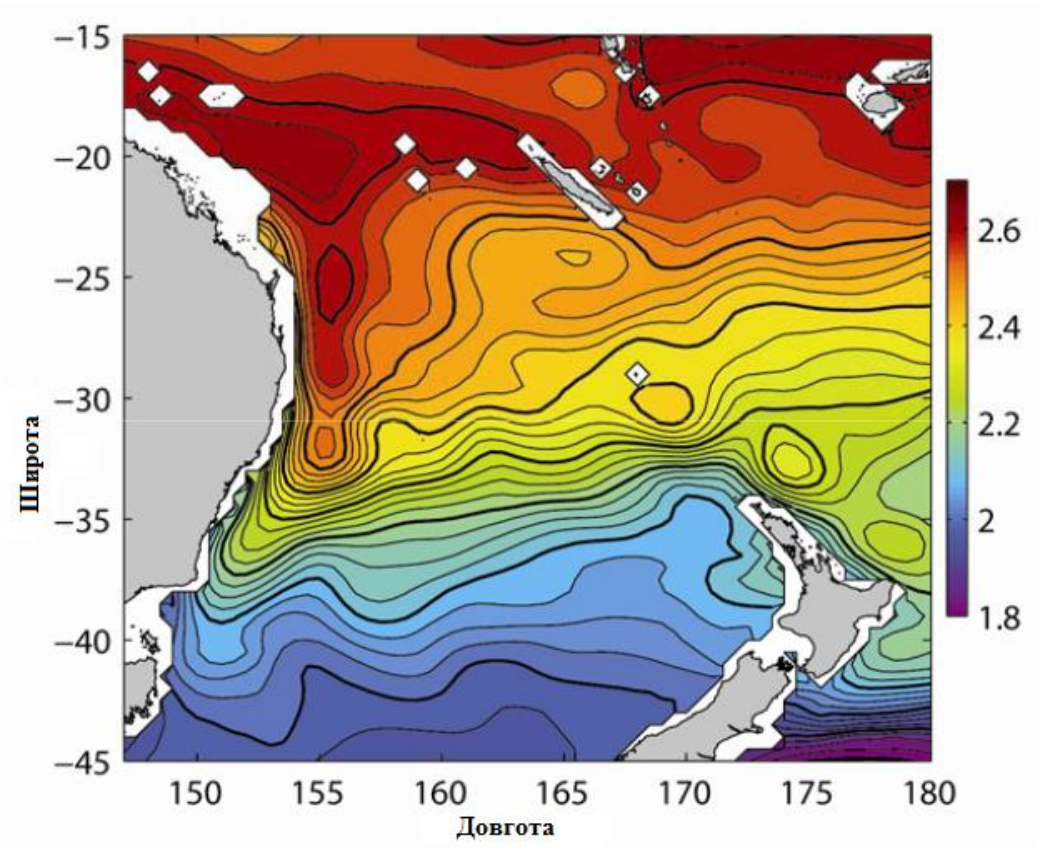

Рис. 2.2 — Поле середньої висоти поверхні в південно-західній частині Тихого океану за період 1992 – 2006 рр. (Інтервал ізоліній 0,05 м). Домінуючим елементом є потік САТ на південь (показаний темно-червоним кольором уздовж австралійського узбережжя)[10]

Спостерігається значна мінливість середніх витрат течії. По-перше, САТ слабша, ніж її аналоги в інших частинах світу (наприклад, течія Агульяс та Гольфстрім), з середніми оцінками переносу в південному напрямку 22 Св на 30º пд.ш. та 27 Св на 28º пд.ш. Протитечія проходить на межі з САТ, яка

складає приблизно 17 Св північного потоку. Це дає чистий перенос на південь 9,5 Св. Ці оцінки переносу для САТ порівнюють з оцінками для течії Агульяс, які складають від 43 до 85 Св. Це настільки багата вихорами течія, що залишається суперечним, чи є вона одиночною течією, так як бароклінний вихровий перенос маси в декілька разів перевищує середній потік[10].

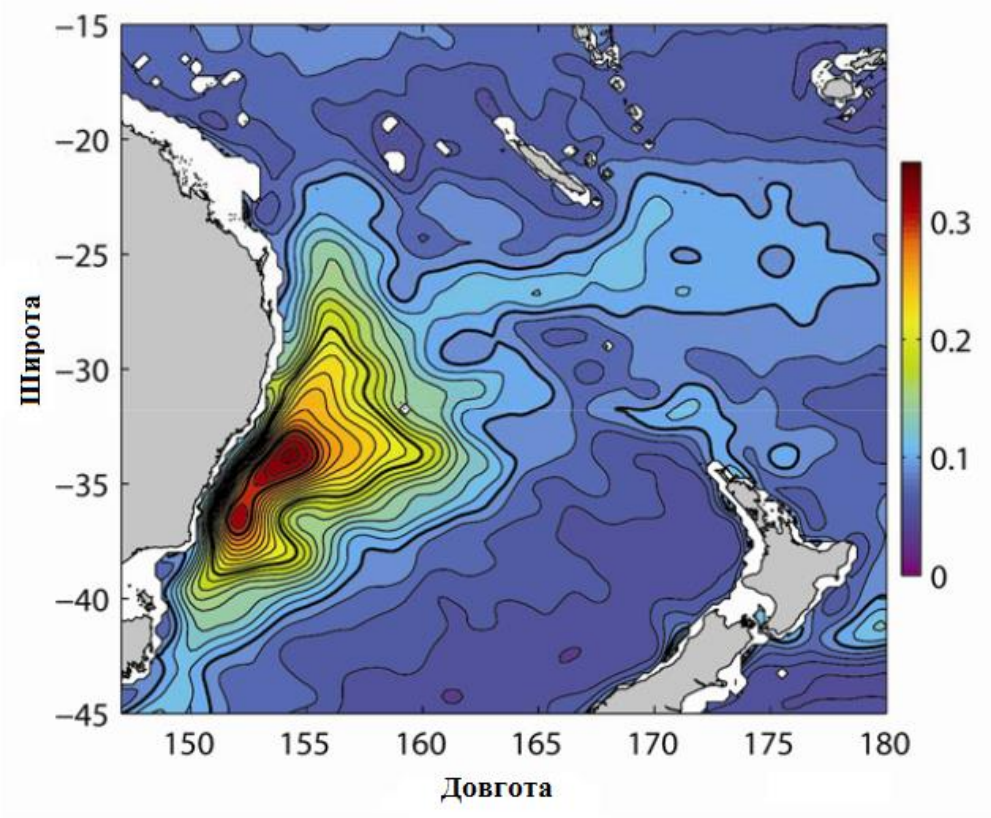

Рис. 2.3 — Мінливість висоти морської поверхні (м) в південно-західній частині океану за період 1992 – 2006 рр., визначена за допомогою супутникових альтиметричних спостережень. Область високої мінливості пов’язана з мезомасштабними вихорами САТ[10]

Всередині абісального басейну, який примикає до узбережжя, САТ зв’язана з енергійним вихровим полем. Діаметр цих вихорів складає 200 – 300 км. Щорічно утворюється 2 – 3 вихори, час існування яких часто перевищує рік. Вони слідують складним південним траекторіям, але зазвичай обмежені глибоководним басейном[10].

2.3 Коливання параметрів в різні строки спостережень

Тенденції, які спостерігаються в системі САТ, привернули велику увагу. Вчені прийшли до висновку, що їх вплив необхідно розглядати в контексті мінливості в системі; від сезонних до декадних змін. Реакція екосистем на мінливість також може дати ключ до розуміння того, як вона може реагувати на довгострокові зміни. Приведений в розділі 2.2 опис середньої циркуляції в системі САТ був розроблений переважно на основі спостережень *in situ*, які зібрані протягом багатьох десятиліть. Однак ці дані нерівномірно розподілені як в просторі, так і в часі і, як правило, не підходять для визначення змін циркуляції САТ за періоди часу від міжрічних до десятилітніх і навіть довгострокових. Приблизно після 1990 року дані наземних спостережень за температурою та рівнем моря збирались за допомогою різноманітних супутникових платформ, що давало можливість визначення сезонних, міжрічних і десятилітніх сигналів. В межах наявних даних найкраща оцінка стану океану за останні 50 років отримана на основі його повторних аналізів, коли дані спостережень були асимільовані в глобальні моделі[10].

Потік САТ змінюється в залежності від сезону — він найбільш сильний влітку. Місце розділення також сезонно переміщується вверх та вниз уздовж узбережжя. Сезонна амплітуда середніх витрат також є великою: мінімальний спостережуваний потік в південному напрямку складає 27,4 Св взимку і максимум 36,3 Св влітку. Чистий перенос САТ (включаючи протитечію на північ) складає 9,5 Св з сезонною амплітудою 6 Св[10].

САТ зазнає змін в міжрічних часових масштабах, але тільки дуже слабкий сигнал Ель-Ниньо–Південного коливання (ЕНПК) очевидний в спостереженнях. Фактично, основний океанічний шлях впливу ЕНПК проходить через індонезійський регіон і навколо хвилеводу біля західних і південних прибрежних границь Австралії. Цей сигнал майже повністю розсіявся, коли він досяг західного узбережжя Тасманії[10].

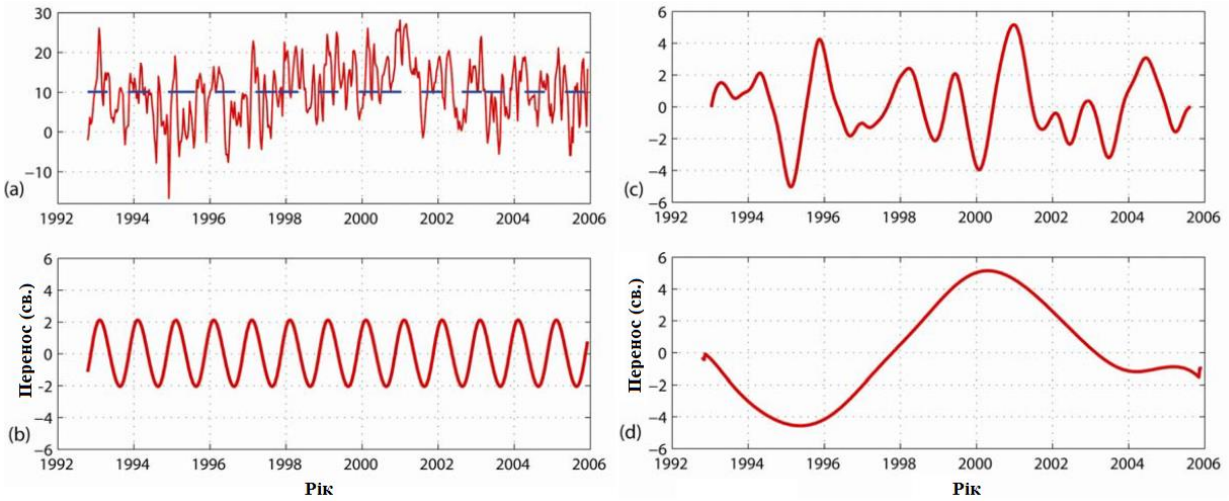

Рис. 2.4 — (a) – перенос САТ (потік між Сіднеєм і Велінгтоном), виведений з супутникової альтиметрії (Св), (b) – сезонний цикл, (c) – міжрічний сигнал, (d) – зміна за десятиліття[10]

Присутній сильний сигнал про десятилітню мінливість температури і солоності, що пов’язана з САТ. Результати спостережень і набори даних реаналіза за 50 років показують, що сила розширення САТ від’ємно корелює з Тасманським фронтом в десятилітніх масштабах часу, що передбачає наявність взаємозв’язку між цими двома течіями. Це виникає із-за підвищеної завихреності вітрової напруги в південній частині Тихого океану, що сприяє розширенню шляху САТ над Тасманським фронтом і пов’язано з десятилітньою мінливістю ЕНПК. Десятилітнє потепління (похолодання) в тропічній частині Тихого океану пов’язано з більш слабким (більш сильним) максимумом завихреності вітрової напруги в південній частині Тихого океану, більш слабким (більш сильним) подовженням САТ і більш сильним (більш слабким) Тасманським фронтом. Відзначається, що десятилітній сигнал, спостережуваний в розширенні САТ, в два рази більший, ніж сезонний, і має таку ж величину, що й міжрічна мінливість[10].

2.4 Зміни, що спостерігаються з 1944 року

Багатогрічні дані зі станції Марайя показують, що проникнення САТ на південь за останні 60 років збільшилось. Цей регіон став як більш теплим, так і більш солоним, з середнім трендом 2,28ºС/століття і 0,34‰/століття за період 1944 – 2002 рр., що відповідає просуванню до полюса розширення САТ на приблизно 350 км. Посилення САТ викликано посиленням вітрів над південною частиною Тихого океану і, отже, більш сильним круговоротом в південній частині Тихого океану. Тенденції зміни температури і солоності літом вищі, ніж взимку — літом спостерігається додатковий імпульс теплої субтропічної води з високою солоністю, що пов’язаний з САТ[10].

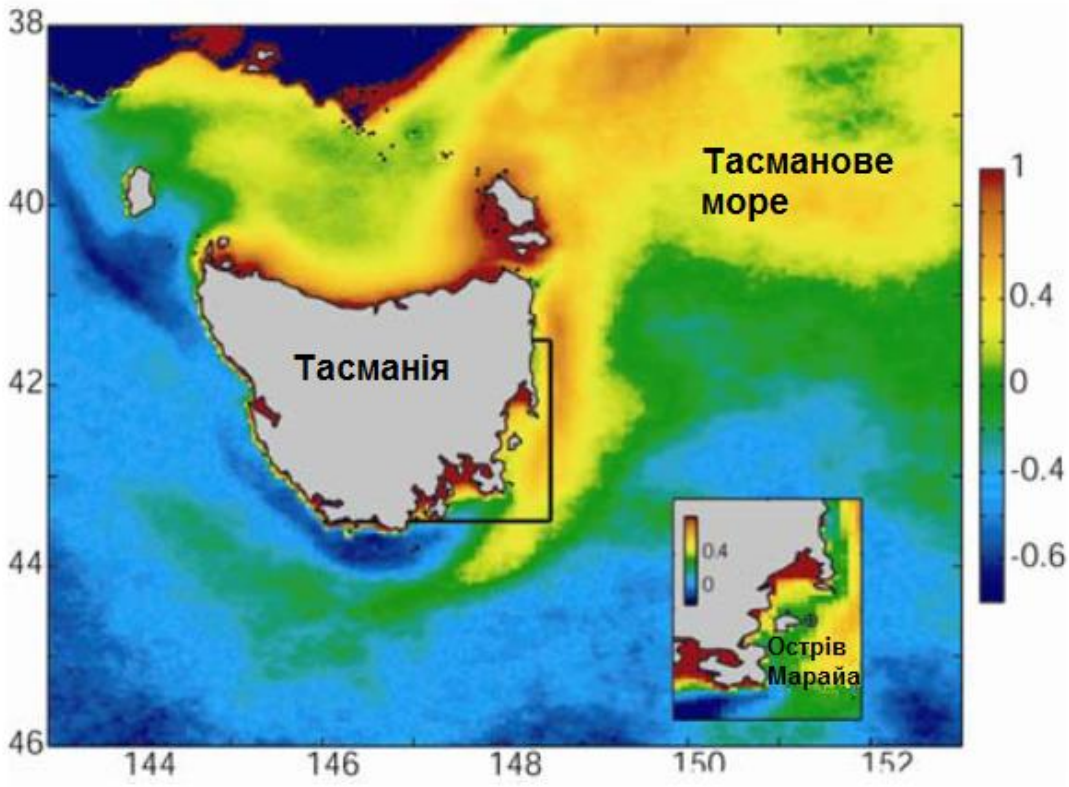

Рис. 2.5 — Середнє значення температури поверхні води для січня у водах Тасманії. Літнє проникнення в розширення САТ розглядається як “язик” теплої води, що простягається на південь повз східного узбережжя Тасманії. Місцеположення довгострокової станції на о. Марайа показано на карті[10]

Посилене потепління в регіоні підтверджується результатами аналізів температури поверхні води. Другий непрямий доказ змін САТ виникає із біологічних джерел. Декілька видів, які раніше зустрічались тільки в північних районах (Centrostephanus rodgersii, Carcinus maenas), в останні десятиліття поступово просувалися далі на південь. Ці зміни були приписані посиленню потоку САТ[10].

Рис. 2.6 — (A) – морський їжак (Centrostephanus rodgersii); (B) – зелений краб (Carcinus maenas)[14,15]

Посилення потоку САТ повз Тасманії також спостерігається в недавніх модельних дослідженнях, які описують як посилення, так і зсув субтропічної океанічної циркуляції південної півкулі. Зміни в океані викликані посиленням завихреності вітрової напруги, яка виникає із-за зсуву до полюса циркумполярних західних вітрів із-за тренда Південного кільцевого режиму. Судячи за моделями, САТ посилюється на півдні, коли як на півночі вона слабшає (зафіксоване посилення САТ на 9 Св на південь від 30º пд.ш. з 1978 до 2002 рр.)[10].

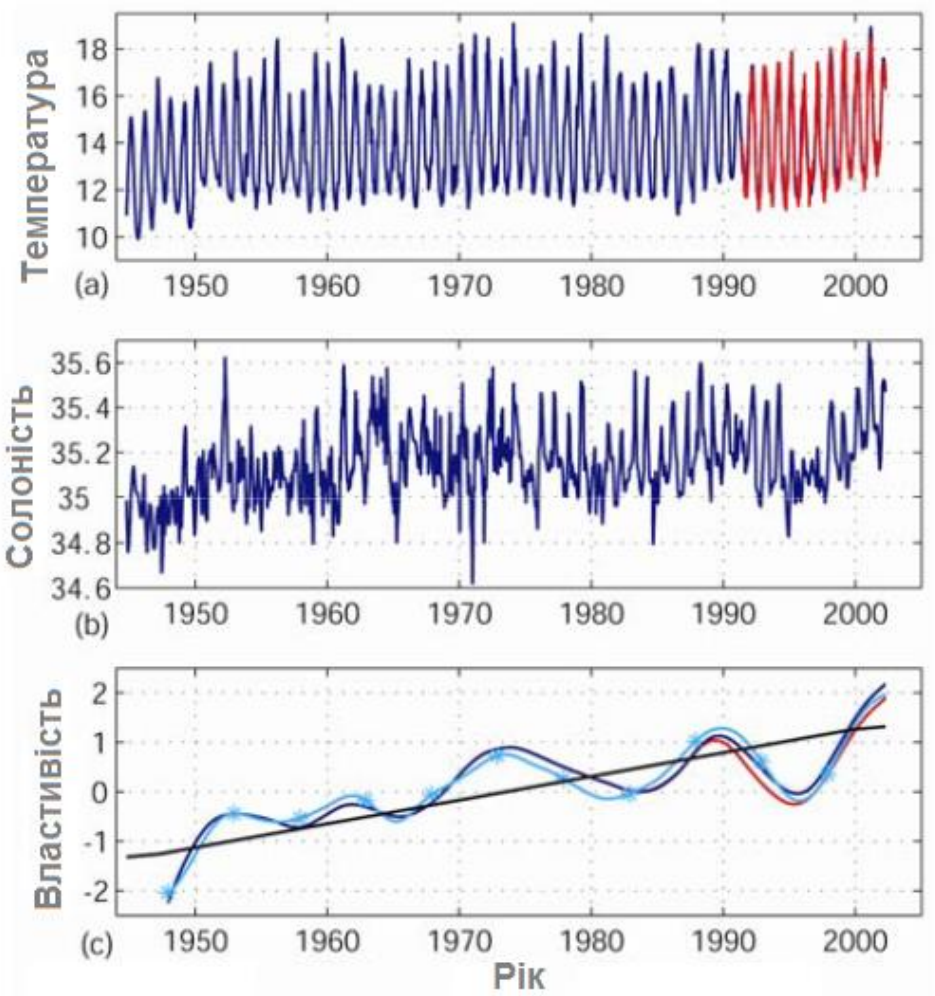

Рис. 2.7 — Часові ряди температур (a) та солоності (b) зі станції о. Марайя. В (c) кожен з рядів був підданий фільтрації нижніх частот і нормалізований зі стандартними відхиленнями. Також показаний довгостроковий тренд[10]

Південний кільцевий режим є домінуючою силою мінливості атмосферної циркуляції Південної півкулі, що діє у всіх часових масштабах. Протягом останніх декількох десятиліть він демонструє тенденцію до підвищення зі збільшенням середнього тиску на рівні моря в середніх широтах. Спостережувані і модельні дослідження вказують на значний внесок озоноруйнуючих впливів за останні десятиліття. Однак при збільшенні вмісту CO_2 в атмосфері кліматичні моделі також демонструють висхідну тенденцію ПКР[10].

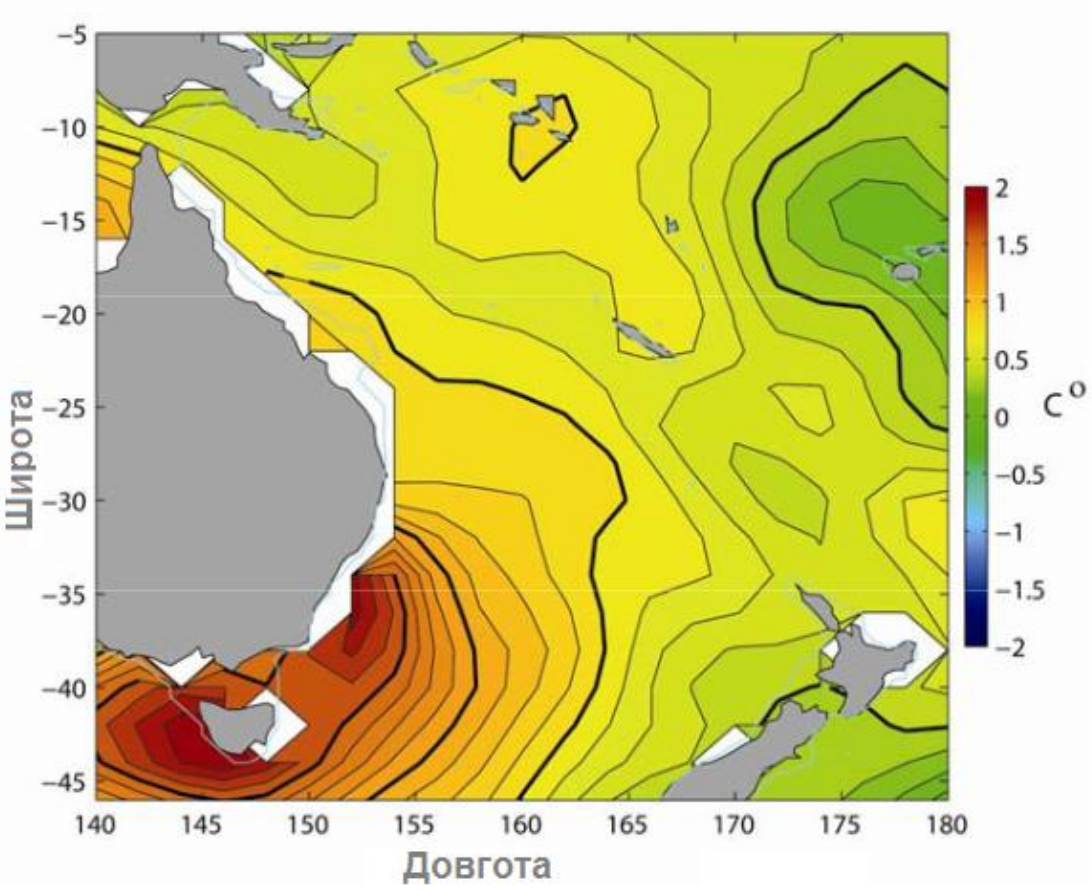

Рис. 2.8 — Тенденція зміни температури поверхні води 1944 – 2005 рр. за реконструйованим результатом даних[10]

Часові ряди острова Марайя показують, що САТ посилилась в південній частині Тасманового моря. Зміна солоності поверхні САТ від зими до літа (0,25 – 0,30‰ з 1989 по 1990 р) того ж порядку, що спостерігається протягом 60-річного періоду на острові Марайя. Це відповідає розширенню до полюса приблизно на 350 км по температурі і солоності. Можна зробити висновок про довгострокову зміну перенесення САТ на 10 – 15 Св за 60-річний період, що аналогічно оцінкам моделювання. У північному регіоні САТ в 1975 – 1990 роках спостерігалося значне похолодання термокліна, що відповідає ослабленню САТ в цьому регіоні[10].

3 ДОСЛІДЖЕННЯ ПРОСТОРОВО-ЧАСОВОЇ МІНЛИВОСТІ ГІДРОЛОГІЧНИХ ПАРАМЕТРІВ ВОД ВЗДОВЖ СХІДНОГО БЕРЕГА АВСТРАЛІЇ

3.1 Розподіл температури води

Для всіх океанів максимум середньорічних значень температури води на поверхні відзначається північніше екватора, в районі так званого термічного екватора. В зоні 0 – 10° пн.ш. він складає для Атлантики 26,88°С, Індійського океану 27,88°С і Тихого 27,20°С. Термічний екватор змінює своє положення по широті протягом року, однак лише на окремих ділянках західних частин океанів зміщується в південну півкулю в зиму північної півкулі. Характер розподілу температури води тісно пов’язаний з тепловим балансом та циркуляцією океану і атмосфери. Для загального представлення про особливості географічного розподілу температури води на поверхні океанів на рис. 3.1 дана карта відхилень середньорічних значень температури води від “нормальних”[17].

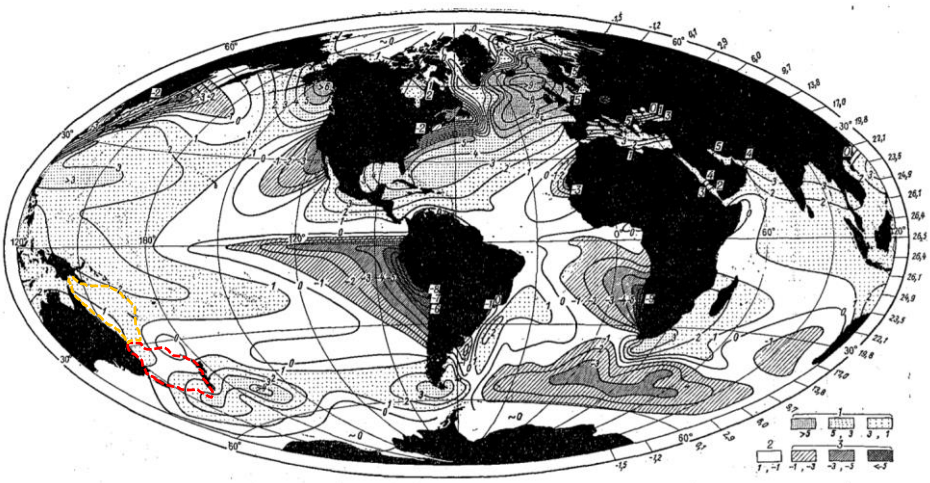

Рис. 3.1 – Відхилення температури води на поверхні океанів (°С) від нормального розподілу в океані, який покриває всю Землю. Штриховою лінією відмічено межі Коралового та Тасманового морів. 1 – аномально теплі води; 2 – нормальні; 3 – аномально холодні[17]

Під “нормальними” значеннями розуміють середньорічні температури, які спостерігалися би за умови, що океан покриває всю Землю. За нормальні значення прийняті середні широтні температури для південної півкулі Світового океану. Вони представлені праворуч від карти, кожне значення для відповідної широти. Алгебраїчна сума нормального значення і відхилення дає фактичне значення середньорічної температури в даному районі[17].

Середня температура на поверхні всього Світового океану складає 17,4°C, тобто є більшою на 3°C середньої температури повітря на земному шарі. Тихий океан є найтеплішим, середня температура води якого складає 19,1°C на поверхні. В Індійському океані середня температура дорівнює 17,6°C, в Атлантичному 16,9°C. Мінімальна температура води на поверхні складає -2°C, максимальна +36°C[17].

З глибиною різниця в географічному розподілі температури зменшуються і біля дна температура води по всій акваторії Світового океану стає практично однаковою і змінюється від 0°C біля полюсів до 2°C в екваторіальних районах[17].

3.1.1 Аналіз мінливості температури води в досліджуваній акваторії

В даному аналізі використовуються дані з бази даних Світового океану NOAA, до якої можна перейти за посиланням [16]. Внаслідок неоднорідності в просторовому та часовому розподілі морських станцій, на яких виконувалися проміри, для аналізу відібрані найбільш близькі за координатами і часом промірів (Додаток А,Б). Ця робота виконується за допомогою програмного забезпечення Ocean Data View і його спеціальних фільтрів інформації, за допомогою яких відібрані найбільш відповідні необхідним умовам точки (рис. 3.2).

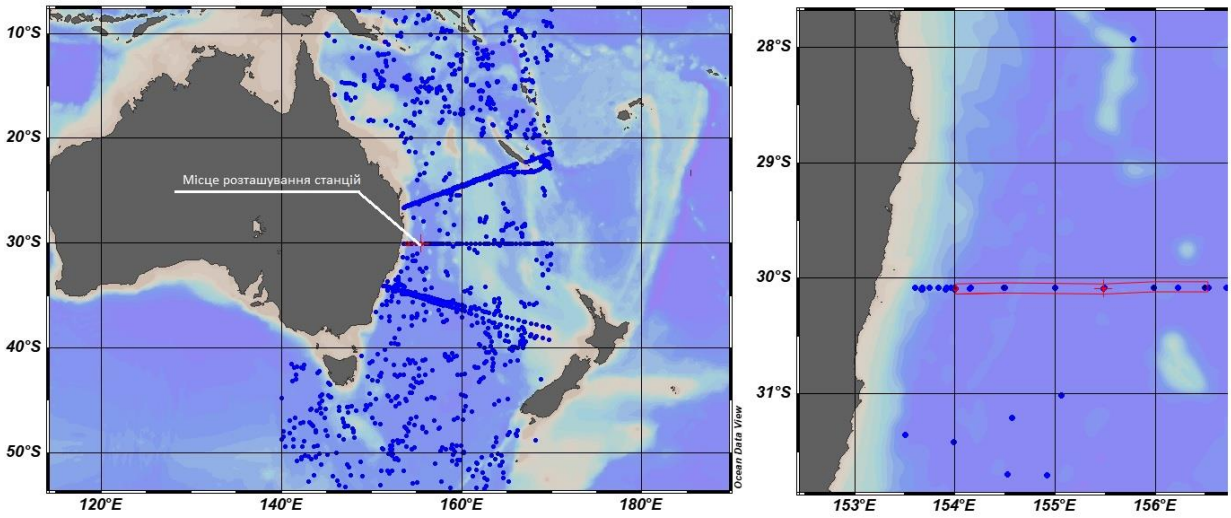

Рис. 3.2 – Карта акваторії з вказаним розташуванням станцій, за якими виконувалися дослідження

Для побудови карт вертикального розподілу температури та солоності використовуємо програмне забезпечення Ocean Data View, а саме, його окремий розділ View. Переходячи за шляхом View > Layout Templates > 3 SECTION Windows отримуємо картографічне представлення вихідних даних. З допомогою розділу Properties налаштовуємо потрібний формат представлення карти: в розділі Display Style встановлюємо Gridded Field, за розділом Contours задаємо потрібний крок ізоліній.

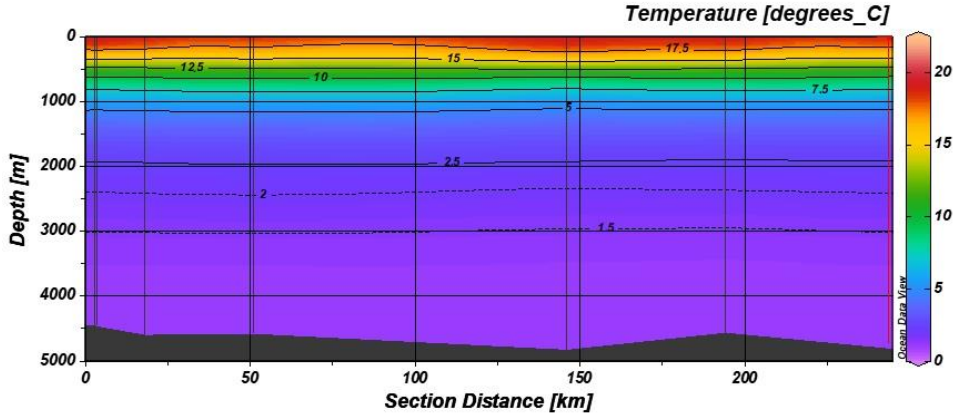

Рис. 3.3 – Вертикальний розподіл температури води за даними 1992 року

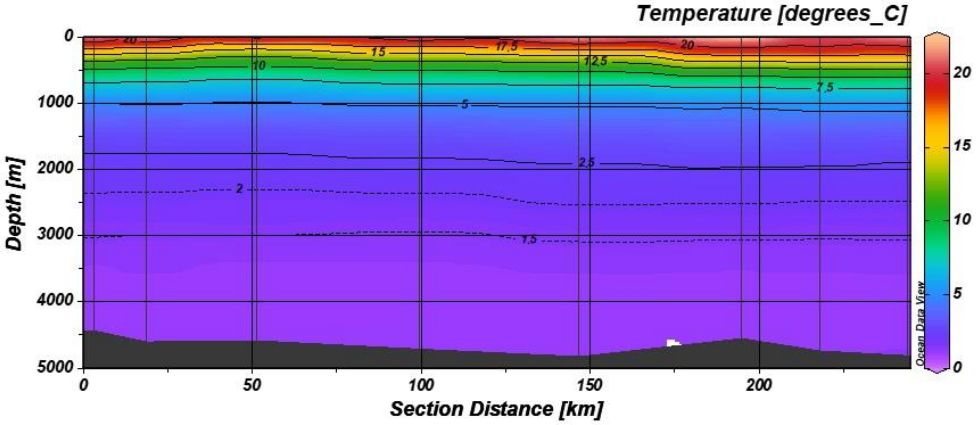

Рис. 3.4 – Вертикальний розподіл температури за даними 2017 року

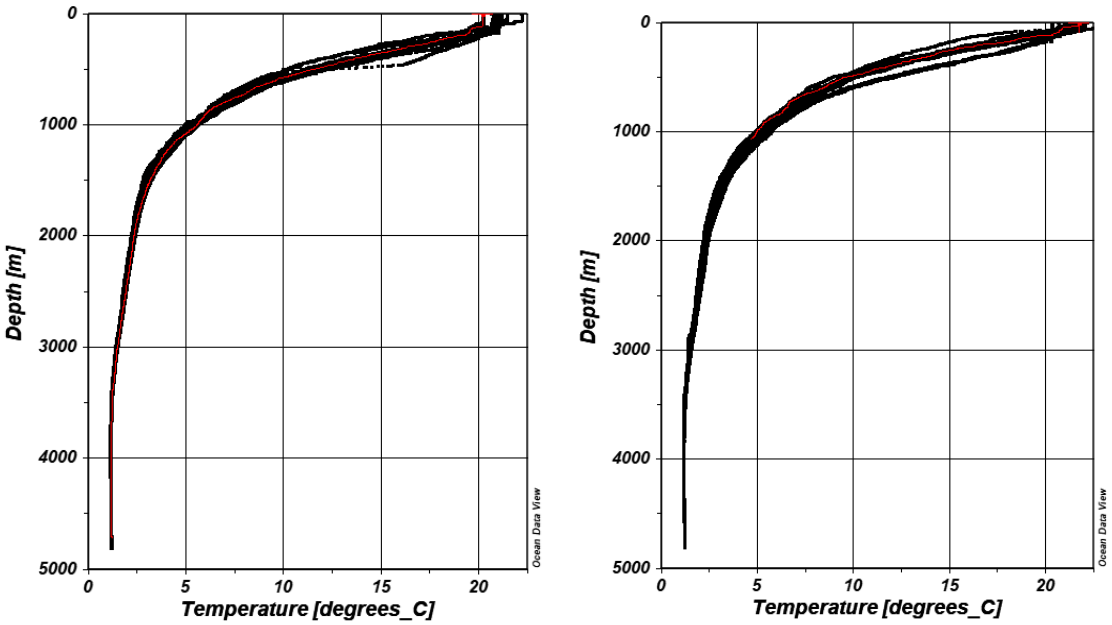

Рис. 3.5 – Крива температури за 1992 та 2017 рік відповідно

Згідно рис. 3.1 більша частина поверхневих вод Коралового моря відхиляються в бік аномально теплих (1 – 3°C, $t°_н$ = 19,8 – 26,1°C), окрім північно-східного узбережжя Австралійського континенту, де відхилень не спостерігається. Позитивні відхилення температури спостерігаються і в Тасмановому морі, в північній (1 – 3°C, $t°_н$ = 19,8°C) та найпівденнішій частині в районі островів Окленд, де відхилення може сягати 3°C при $t°_н$ = 9,7°C. В зоні проведення досліджень води аномально теплі (1 – 3°C, $t°_н$ = 19,8°C).

Аналізуючи просторовий розподіл температури за 1992 рік можна зробити висновок про місцеве зниження температури при просуванні на схід вздовж 30° пд.ш. Однак за даними 2017 року спостерігається її підвищення в тому ж напрямку.

Глибина залягання верхньої квазіоднорідної ділянки діяльного шару в різних точках неоднакова. В точці 1А вона складає 150 м; в точці 2А – 76 м; в точці 3А та 4А – 150 м; в точці 5А – 100 м. Середня температура шару в даних точках складає відповідно: 21,02°С; 20,23°С; 20,80°С; 20,88°С; 20,23°С. Максимальна температура дорівнює 21,05°С на станції 1А (глибина 76 м).

Між нижньою межею квазіоднорідного шару і до глибини 1500 м спостерігається рівномірне зниження температури. Максимальний градієнт $grad_{max}$ складає -1,32*10^{-2}°С/м (156,0° сх.д.); мінімальний градієнт $grad_{min}$ – -1,19*10^{-2}°С/м (154,5° сх.д.). Від 1500 до 3000 м спостерігається однакова зміна температури на п’яти точках ($grad$ = -1,07*10^{-3}°С/м). Мінімальна температура складає 1,15°С на станції 4А (глибина 4001 м).

Порівнюючи вертикальний розподіл за 1992 та 2017 роки, можна прийти висновку про підвищення температури верхнього шару в більшості точках. Температура на даному горизонті в точці 1Б складає 20,64°С; в точці 2Б – 20,50°С; в точці 3Б – 21,15°С; в точці 4Б – 21,99°С; в точці 5Б – 21,44°С. Також спостерігається різниця і в глибині залягання шару. В середньому квазіоднорідний шар поширюється до глибини 50 м. Максимальна температура становить 22,54°С (станція 4Б, глибина 20 м). Загалом, середня температура шару в даній акваторії підвищилася на 0,5°С.

Просторова зміна температури нижче квазіоднорідного шару до 1500 м також відрізняється. Найбільша швидкість зниження температури води спостерігається в точці 4Б з довготою 156,0° сх.д. ($grad_{max}$ = -1,25*10^{-2}°С/м); найнижча – в точці 3Б з довготою 155,5° сх.д. ($grad_{min}$ = -1,14*10^{-2}°С/м). Мінімальна температура складає 1,17°С (станція 2Б, глибина 4000 м).

Різниця між вертикальними змінами температури води за даними 2017 року перестає бути значущою починаючи з глибини близько 3000 м. На цій

ділянці градієнт температури складає -4*10^{-4}°С/м. Середня температура шару від 3000 до 4000 м для 1992 року складає 1,28°С, для 2017 року 1,32°С.

Згідно класифікації кривих вертикального розподілу температури води В.Н.Степанова і В.А.Некрасової, отримані температурні криві можна віднести до субантарктичного атлантичного типу[17].

3.2 Розподіл солоності води

В усіх океанах, за винятком морів, розподіл солоності поверхневих вод вздовж широтних зон є більш-менш рівномірним. У відкритих районах океанів мінімум солоності відзначається поблизу екватора, а максимум в зонах біля 20° північної і південної широти. Ближче до полюсів солоність зменшується. Це викликано перш за все опріснюючим впливом полярного льоду. В зонах океанів, де лід відсутній, відзначається достатньо тісний зв'язок середньорічного розподілу по широтам солоності поверхневих вод океану з різницею величин випаровування *E* і кількості випадаючих опадів *R* (рис. 3.6)[17].

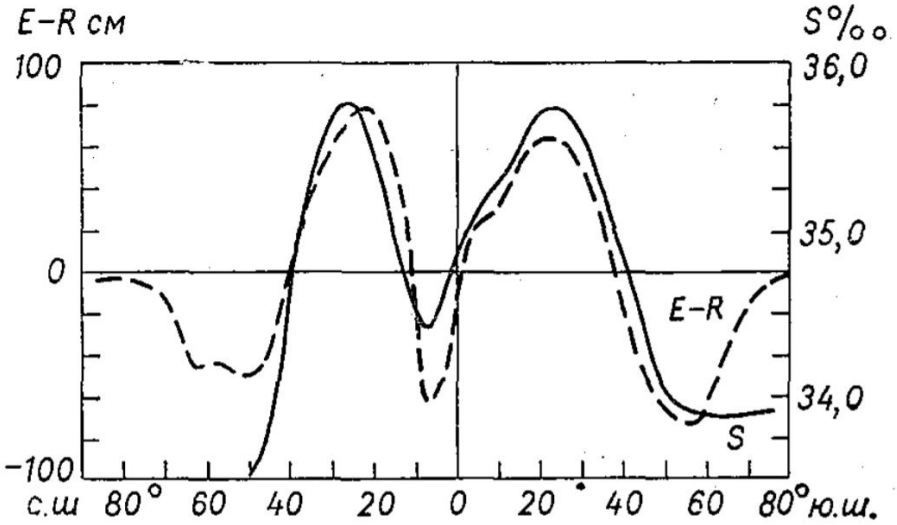

Рис. 3.6 – Середньорічний розподіл по широтам солоності (‰) і різниці випаровування і опадів *E*-*R*[17]

Зв’язок, який представлений на рис. 3.6, є справедливим лише для осереднених величин по широтним зонам океанів. В окремих районах він порушується впливом переносу солей течіями. Сказане добре представлено даними про розподіл відхилень солоності на поверхні Світового океану (рис. 3.7).

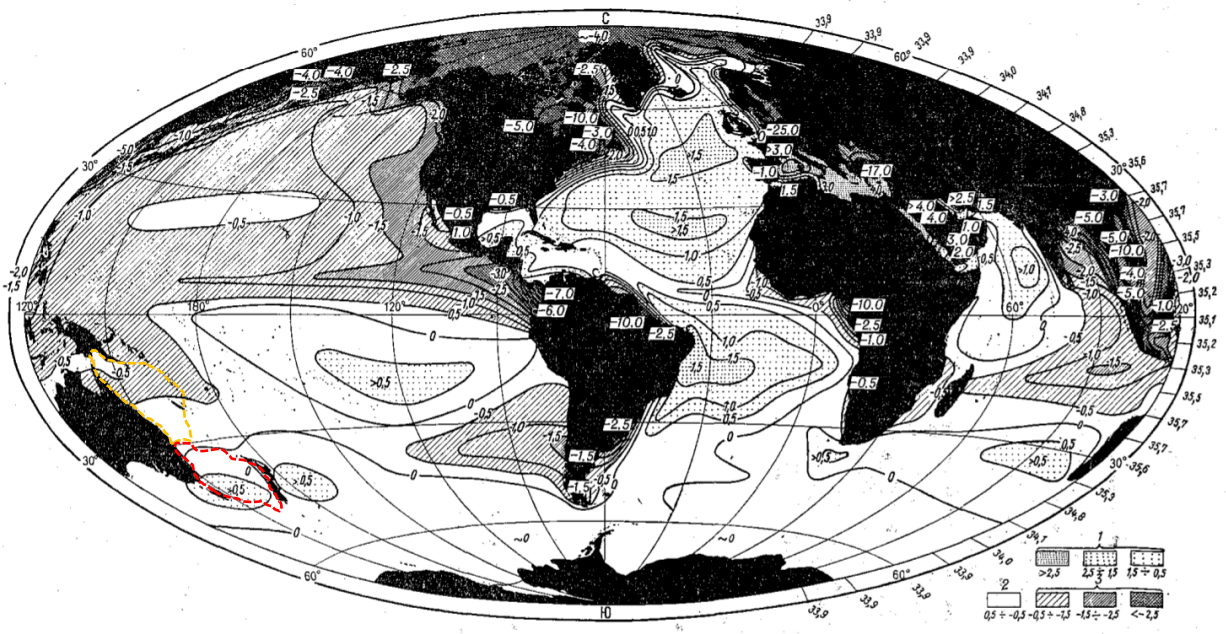

Рис. 3.7 – Відхилення солоності води на поверхні океанів (‰) від нормального розподілу в океані, що покриває всю Землю. Штриховою лінією відмічено межі Коралового та Тасманового морів. 1 – аномально сильно солоні води; 2 – нормальні; 3 – аномально слабо солоні[17]

На даній карті приведені відхилення середньорічних величин солоності на поверхні реального Світового океану від “нормального” розподілу, яке мало б місце при рівномірному його покритті на поверхні Землі. За нормальні значення, як і при розподілу температури, прийняті середні широтні величини, які розраховані по фактичним даним для південної півкулі. Вони приведені в правій частині карти для відповідних широт. Алгебраїчна сума цих величин і відхилень, які показані на карті, дає фактичне середньорічне значення солоності в даному районі океану[17].

3.2.1 Аналіз мінливості солоності води в досліджуваній акваторії

Для картографічного представлення вертикального розподілу солоності і побудови *S*-кривих виконуються аналогічні дії, які представлені в розділі 3.1.1.

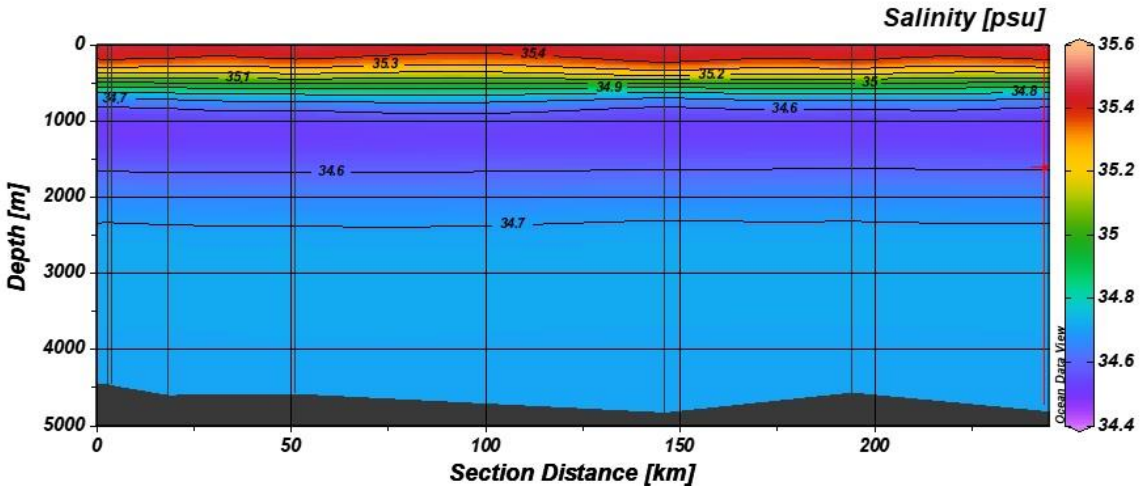

Рис. 3.8 – Вертикальний розподіл солоності води за даними 1992 року

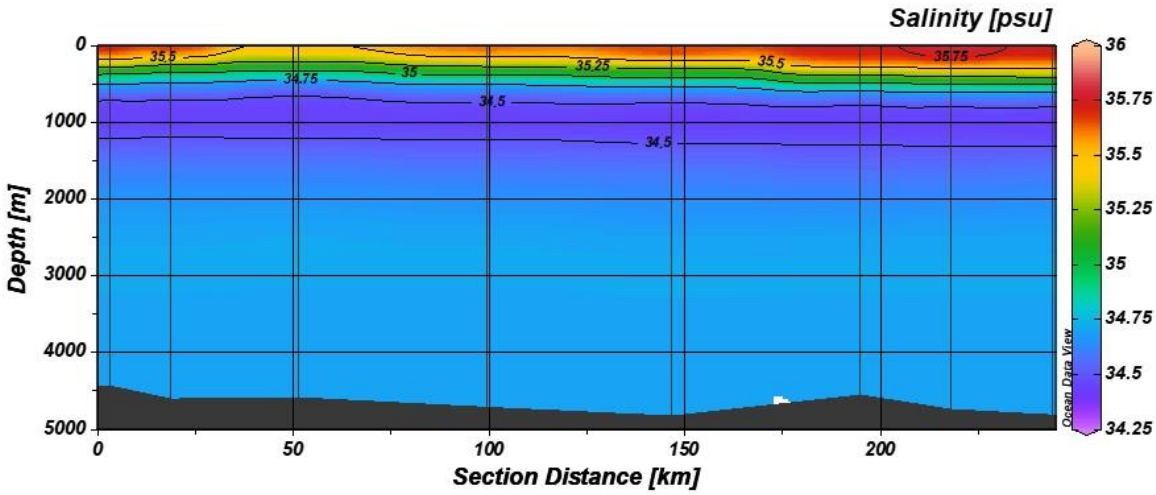

Рис. 3.9 – Вертикальний розподіл солоності води за даними 2017 року

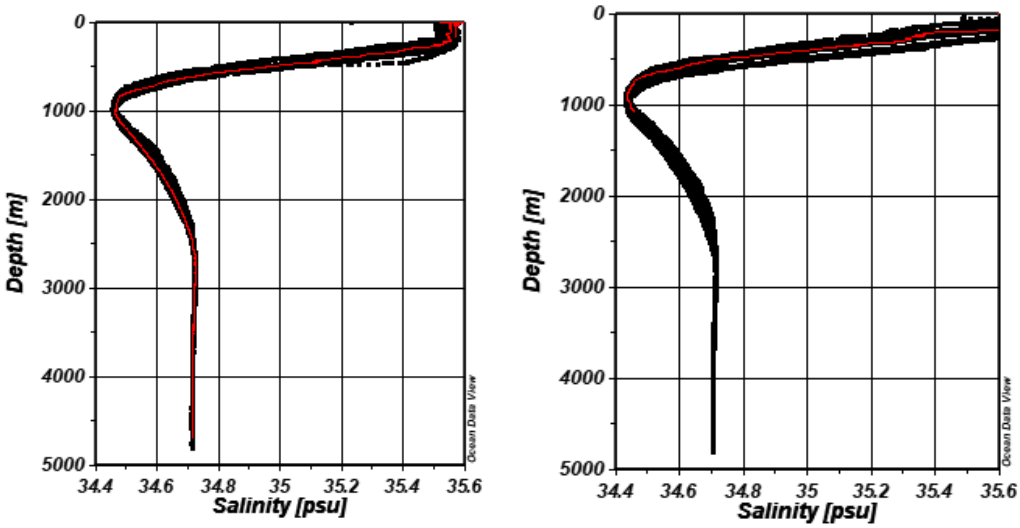

Рис. 3.10 – Крива солоності за 1992 та 2017 рік відповідно

Згідно рис. 3.7 в Кораловому морі відхилення від нормальних значень солоності в бік аномально слабо солоних (-0,5 – -1,5 ‰, $S_н$ = 35,5 – 35,3 ‰) спостерігаються лише в північній частині, окрім південного берега Папуа-Нової Гвінеї і акваторії Торресової протоки, де нормальна солоність складає 35,3 ‰. В Тасмановому морі також спостерігаються нормальні значення солоності на більшій частині поверхні моря ($S_н$ = 35,6 – 34,1 ‰). Винятком є лише аномально сильно солоні води в південній частині моря, навколо острова Тасманія (2,5 – 0,5 ‰, $S_н$ = 34,8 ‰). В районі, де знаходяться станції для дослідження, води є нормально солоними з солоністю 35,6 ‰.

Вертикальний розподіл солоності має складніший характер, ніж розподіл температури.

В приповерхневих шарах солоність з глибиною не змінюється. За даними 1992 року для точки 1А солоність не змінюється до глибини 150 м ($S_{1А}$ = 35,52 ‰); в точці 2А – до 76 м ($S_{2А}$ = 35,56 ‰); в точці 3А та 4А – до 150 м ($S_{3А}$ = 35,53 ‰, $S_{4А}$ = 35,52 ‰); в точці 5А – до 200 м ($S_{5А}$ = 35,55 ‰). За даними 2017 року в точках 1Б та 2Б стаціонарність зберігається до глибини 50 м ($S_{1Б}$ = 35,73 ‰, $S_{2Б}$ = 35,49 ‰); в точці 3Б – до 30 м ($S_{3Б}$ = 35,69 ‰); в точці 4Б – до 101 м ($S_{4Б}$ = 35,74 ‰); в точці 5Б – до 75 м ($S_{5Б}$ = 35,73 ‰).

Для розподілу солоності є характерним наявність галокліна у верхніх шарах. На S-кривій 1992 року він спостерігається на глибині в середньому від 150 до 200 м (*grad* = 0,0012*10^{-3} ‰/м), однак за даними 2017 року на всіх станціях даний галоклін розташований вище – на глибині від 50 до 100 м (*grad* = 2,5*10^{-3} ‰/м). Максимальне значення солоності складає: за даними 1992 року – 35,58 ‰ (станція 1А, глибина 200 м), за даними 2017 року – 35,78 ‰ (станція 1Б, глибина 75 м).

Глибше галокліна до глибини 1000 м в обох періодах солоність поступово зменшується з середньою швидкістю 1,4*10^{-3} ‰/м в 1992 році і 1,5*10^{-3} ‰/м – в 2017 році. Мінімальна солоність складає: за даними 1992 року – 34,46 ‰, за даними 2017 року – 34,44 ‰.

Від 1000 до 3000 м спостерігається повільне підвищення солоності (*grad* = 1*10^{-4} ‰/м) в обидва досліджувані періоди. Нижче 3000 м просторовий розподіл солоності на всіх станціях приймає однорідний характер. Солоність на даній ділянці складала 34,72 ‰ в 1992-му і 34,71 ‰ в 2017-му році.

Згідно класифікації кривих вертикального розподілу солоності води Степанова В.Н. і Шагіна В.А., отримані криві солоності можна віднести до помірно тропічного типу[17].

3.3 Розподіл густини води

Вода є речовиною, що може змінювати свій об’єм, тобто її щільність різна в залежності від умов середовища. Залежність питомого об’єму *V* чи щільності води від визначальних чинників виражається рівнянням стану. В океанології в ролі таких факторів приймаються параметри, які є найбільш простими у вимірюванні: температура *T*, солоність *S* і тиск *P*[18].

Присутність у морській воді іонів розчинених речовин призводить до змін властивостей води, які залежать від розмірів іонів, їх заряду, концентрації. Тому щільність морської води, на відміну від прісної, залежить

не тільки від температури та тиску, але і від солоності. Цей зв'язок між щільністю води та температурою, солоністю і тиском нелінійний, тому простої теоретичної формули для нього ще не одержано. Нелінійність цього зв'язку можна пояснити наявністю у молекули води дипольного моменту (ефективний заряд біля атому водню –0.33, кисню +0.66). Завдяки йому, вода як диполь, може утворювати асоціації з 2-х, 3-х і більше молекул води (водневий зв'язок). Асоціації постійно утворюються і руйнуються, тобто можна говорити про певну змінну мозаїчну структуру води, що знаходиться в рідкому стані, яка безумовно впливає на всі її властивості в тому числі і на густину[19].

Густину морської води можна збільшити, знизивши її температуру, збільшивши її солоність або шляхом підвищення тиску. Тиск найменше впливає на густину, так як вода є майже нестисливої рідиною, тому вплив тиску не є сильно значущим, за винятком екстремальних глибин. Таким чином, температура і солоність залишаються основними факторами, які визначають густину морської води, а із них температура має найбільший вплив[20].

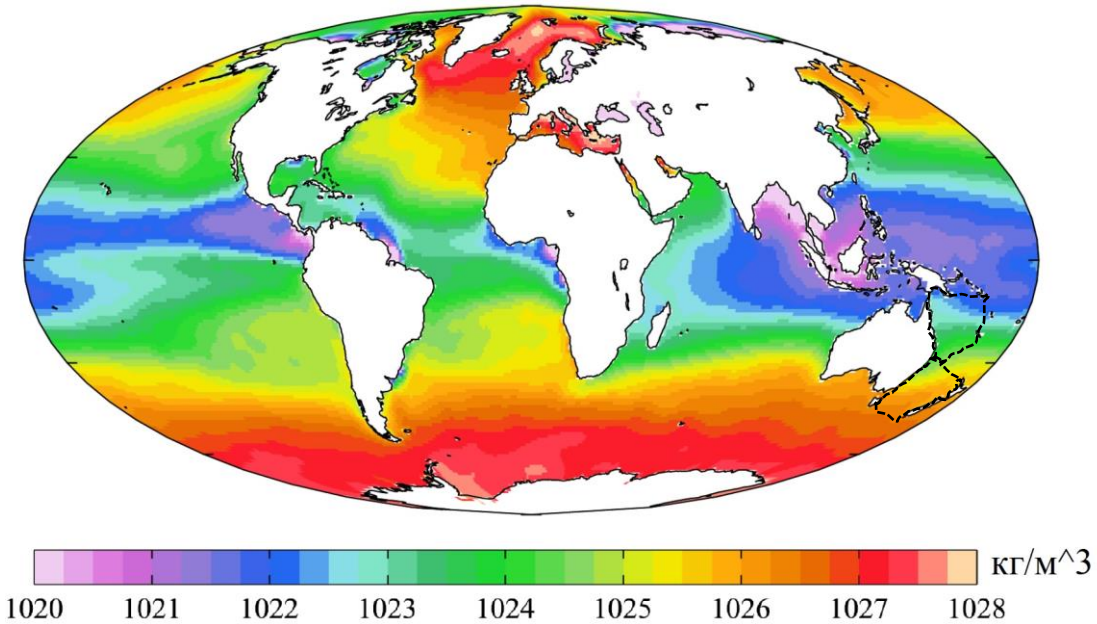

Рис. 3.11 – Густина поверхневих вод Світового океану. Штриховою лінією відмічено межі Коралового та Тасманового морів[20]

Оскільки найбільший вплив на густину має температура, профілі густини зазвичай є зеркальним відображенням профілів температури. Найнижча густина на поверхні, де вода найтепліша. По мірі збільшення глибини з'являється область з густиною, яка швидко збільшується з глибиною (пікноклін). Пікноклін співпадає з термокліном, так як різке зниження температури призводить до підвищення густини води. Нижче пікнокліна густина може бути доволі постійною (як і температура) або може продовжувати повільно збільшуватися до дна[20].

Створюючи стратифікований стовб води, пікноклін створює бар'єр, який перешкоджає змішуванню більш теплої і менш густої поверхневої води з більш холодною і більш густою придонною. В такому разі багаті на поживні речовини придонні води не можуть потрапити на поверхню, тим самим знижуючи біопродуктивність акваторії. У високих широтах вода рівномірно холодна на всіх глибинах, тому стратифікація густини незначна, тобто пікноклін відсутній. За таких умов перемішування придонних вод з поверхневими є можливим, що робить приполярні регіони більш продуктивними[20].

3.3.1 Розрахунок густини води та аналіз її мінливості

Врахувати структурні особливості морської води ще не є можливим для сучасної науки, тому для розрахунків щільності морської води використовують різні співвідношення, які дають лише приблизні результати. Це формули Кнудсена, Екмана, Свердрупа, Хесельберга, покладені в основу "Океанографічних таблиць"; формули О.І.Мамаєва, П.С.Лінєйкіна; формула, одержана в МГІ АН України та багато інших[19].

Рівняння стану морської води у формі П.С.Лінєйкіна[21]*:*

$$\rho = 1 + 10^{-3}(\varepsilon_1 S + \varepsilon_2 T - \varepsilon_3 ST - \varepsilon_4 T^2 + \varepsilon_5 p), \qquad (3.3.1)$$

де ε_1, ε_2, ε_3, ε_4, ε_5 – деякі сталі коефіцієнти, знайдені П.С.Лінєйкіним емпіричним шляхом. Чисельні значення цих коефіцієнтів дорівнюють:

$$\varepsilon_1 = 0{,}82;$$

$$\varepsilon_2 = 6{,}89*10^{-2};$$

$$\varepsilon_3 = 3{,}90*10^{-3};$$

$$\varepsilon_4 = 9{,}18*10^{-3};$$

$$\varepsilon_5 = 5*10^{-8}.$$

Якщо в рівнянні (3.3.1) одиницю замінити на ρ_0 = const, воно може бути записано у вигляді:

$$\rho = \rho_0 + 10^{-3} * (\varepsilon_1 S + \varepsilon_2 T - \varepsilon_3 ST - \varepsilon_4 T^2 + \varepsilon_5 p) \qquad (3.3.2)$$

Ґрунтуючись на порівняно малій величині коефіцієнта ε_5, П.С.Лінєйкін нехтує стисливістю морської води, і тоді рівняння стану набуває вигляду:

$$\rho = \rho_0 + 10^{-3} * (\varepsilon_1 S + \varepsilon_2 T - \varepsilon_3 ST - \varepsilon_4 T^2) \qquad (3.3.3)$$

Оцінку ролі ефекту стисливості у формулі П.С.Лінєйкіна зробив А.С.Саркісян. Він показав, що дійсно динамічним ефектом стисливості морської води можна знехтувати і при вирішенні задач по динаміці океану можна, таким чином, не враховувати стисливість води.

Рівняння стану в формі О.І.Мамаєва[21]*:*

$$\sigma_t = (\rho - 1) * 10^3 = 28{,}14 - 0{,}0735T - 0{,}00469T^2 + (0{,}802 - -0{,}002T)(S - 35) \qquad (3.3.4)$$

Це рівняння без великої втрати можна спростити, відкинувши член 0,002*T*.

Тоді рівняння стану прийме вигляд:

$$\sigma_t = (\rho - 1) * 10^3 = 28{,}14 - 0{,}0735T - 0{,}00469T^2 + 0{,}802(S - 35) \quad (3.3.5)$$

Рівняння (3.3.4) і (3.3.5) можна записати в іншому вигляді:

- рівняння (3.3.4)

$$\rho = 1 + 28{,}14 * 10^{-3} - 28{,}07 * 10^{-3} - 0{,}0035 * 10^{-3} * T - 0{,}00469 * 10^{-3} * T^2 + 0{,}802 * 10^{-3} * S - 0{,}002 * 10^{-3} * TS; \quad (3.3.6)$$

- рівняння (3.3.5)

$$\rho = 1 + 28{,}14 * 10^{-3} - 28{,}07 * 10^{-3} - 0{,}0735 * 10^{-3} * T - 0{,}00469 * 10^{-3} * T^2 + 0{,}802 * 10^{-3} * S \quad (3.3.7)$$

Якщо в правих частинах цих рівнянь перші три доданки замінити на ρ_0 = 1,00007 = const, то рівняння відповідно можна записати у вигляді:

$$\rho = \rho_0(1 - a_1T - b_1T + c_1S - d_1TS) \quad (3.3.8)$$

і

$$\rho = \rho_0(1 - a_2T - b_1T + c_1S) \quad (3.3.9)$$

де a_1 = 0,3499*10^{-5}; a_2 = 7,3794*10^{-5}; b_1 = 0,4689*10^{-5}; c_1 = 80,1943*10^{-5}; d_1 = 0,2000*10^{-5}.

Формули П.С.Лінєйкіна та О.І.Мамаєва цілком ідентичні, різниця полягає в тому, що О.І.Мамаєв точніше підібрав постійні значення коефіцієнтів. Формула О.І.Мамаєва може розглядатися як окремий випадок більш загальної формули П.С.Лінєйкіна, якщо знехтувати в ній стисливістю морської води[21].

А.С.Саркісян виконав роботу, в якій провів порівняння формули П.С.Лінєйкіна (3.3.3) і формули О.І.Мамаєва (3.3.9) з даними про фактичний розподіл густини на прикладі Північної Атлантики в межах 5 і 70° пн.ш. Розраховані за цими формулами (з використанням відомих полів середньобагаторічної температури і солоності) поля густини на п’яти рівнях океану були зіставлені з фактичними значеннями середньобагаторічної густини. В результаті виявилося, що значення густини, обчислені за формулою П.С.Лінєйкіна (3.3.3) і навіть (3.3.4) значно розходяться з фактичними. Формула ж О.І.Мамаєва (3.3.9) досить добре апроксимує зв’язок між густиною та температурою і солоністю. Цілком ясно, що повна формула О.І.Мамаєва (3.3.8) для рівняння стану морської води даватиме ще більш точний зв’язок[21].

Розрахунок

Для розрахунку значень густини морської води використовується рівняння стану, запропоноване О.І.Мамаєвим (3.3.6). Результати, які були отримані в ході розрахунків, представлені в табл. 3.1 і табл. 3.2.

Табл. 3.1 – Густина морської води за даними 1992 р.

Станція		*Ст. 1А*	*Ст. 2А*	*Ст. 3А*	*Ст. 4А*	*Ст. 5А*
№	*Z*, м	ρ, г/см^3				
1	1	1,0249	1,0251	1,0248	1,0250	1,0252
2	11	1,0249	1,0251	1,0250	1,0250	1,0252
3	21	1,0249	1,0252	1,0250	1,0250	1,0252
4	31	1,0249	1,0252	1,0250	1,0250	1,0252
5	51	1,0249	1,0252	1,0250	1,0250	1,0252
6	76	1,0249	1,0252	1,0250	1,0250	1,0252
7	100	1,0249	1,0253	1,0250	1,0250	1,0252
8	150	1,0249	1,0254	1,0250	1,0250	1,0253
9	200	1,0254	1,0255	1,0252	1,0252	1,0255
10	251	1,0257	1,0257	1,0254	1,0255	1,0258
11	301	1,0259	1,0259	1,0255	1,0257	1,0260
12	350	1,0261	1,0260	1,0257	1,0259	1,0262
13	400	1,0263	1,0262	1,0259	1,0262	1,0264
14	501	1,0266	1,0266	1,0266	1,0266	1,0266
15	600	1,0268	1,0267	1,0269	1,0268	1,0268
16	800	1,0270	1,0270	1,0270	1,0270	1,0270

17	1000	1,0272	1,0272	1,0272	1,0272	1,0272
18	1201	1,0273	1,0273	1,0274	1,0274	1,0273
19	1501	1,0275	1,0275	1,0275	1,0275	1,0275
20	2000	1,0277	1,0277	1,0277	1,0277	1,0277
21	2501	1,0278	1,0277	1,0278	1,0278	1,0278

Продовження табл. 3.1

22	3001	1,0278	1,0278	1,0278	1,0278	1,0278
23	3501	1,0278	1,0278	1,0278	1,0278	1,0278
24	4001	1,0278	1,0278	1,0278	1,0278	1,0278

Табл. 3.2 – Густина морської води за даними 2017 р.

Станція		*Ст. 1Б*	*Ст. 2Б*	*Ст. 3Б*	*Ст. 4Б*	*Ст. 5Б*
№	*Z*, м	ρ, г/см^3				
1	0	1,0250	1,0250	1,0248	1,0247	1,0248
2	10	1,0250	1,0250	1,0248	1,0247	1,0248
3	20	1,0250	1,0250	1,0248	1,0247	1,0248
4	30	1,0250	1,0250	1,0248	1,0247	1,0248
5	50	1,0250	1,0250	1,0249	1,0247	1,0251
6	75	1,0252	1,0254	1,0250	1,0249	1,0251
7	101	1,0254	1,0258	1,0252	1,0250	1,0252
8	151	1,0256	1,0261	1,0256	1,0253	1,0253
9	201	1,0259	1,0263	1,0259	1,0254	1,0255
10	250	1,0261	1,0264	1,0261	1,0256	1,0257
11	300	1,0263	1,0265	1,0263	1,0259	1,0259
12	351	1,0265	1,0266	1,0265	1,0261	1,0261
13	401	1,0266	1,0267	1,0266	1,0263	1,0263
14	500	1,0268	1,0268	1,0267	1,0266	1,0266
15	601	1,0269	1,0269	1,0268	1,0268	1,0268
16	801	1,0270	1,0271	1,0270	1,0270	1,0270
17	1001	1,0272	1,0272	1,0272	1,0271	1,0271
18	1200	1,0274	1,0274	1,0273	1,0273	1,0273
19	1500	1,0276	1,0275	1,0275	1,0275	1,0275
20	2001	1,0277	1,0277	1,0277	1,0276	1,0277
21	2500	1,0278	1,0278	1,0277	1,0277	1,0277
22	3000	1,0278	1,0278	1,0278	1,0278	1,0278
23	3500	1,0278	1,0278	1,0278	1,0278	1,0278
24	4000	1,0278	1,0278	1,0278	1,0278	1,0278

Для візуального представлення отриманих результатів будуємо переріз за допомогою програмного забезпечення Surfer (Рис. 3.12, 3.13). Використовуючи розділ Grid Data створюємо файл для побудови ізоліній. Потім, за допомогою розділу Contour відкриваємо збережений файл для накладання на карту.

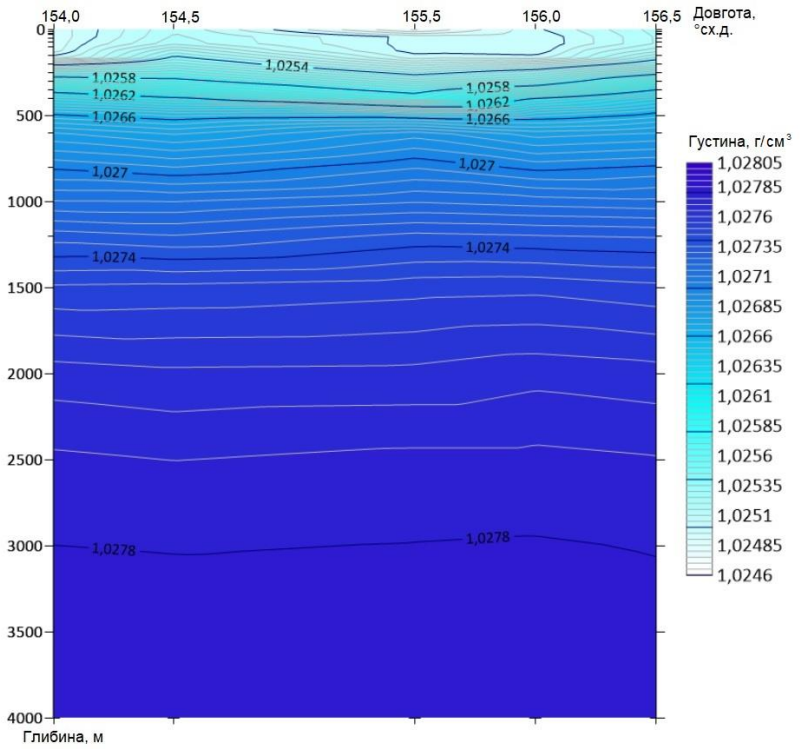

Рис. 3.12 – Вертикальний розподіл густини за даними 1992 року

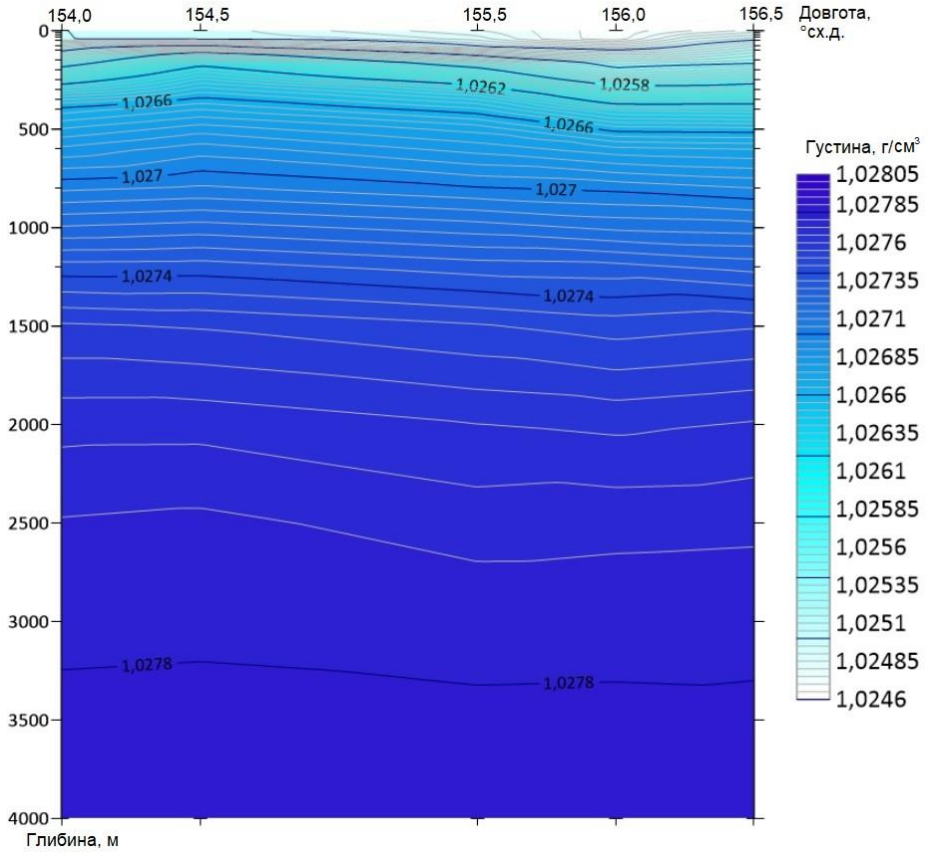

Рис. 3.13 – Вертикальний розподіл густини за даними 2017 року

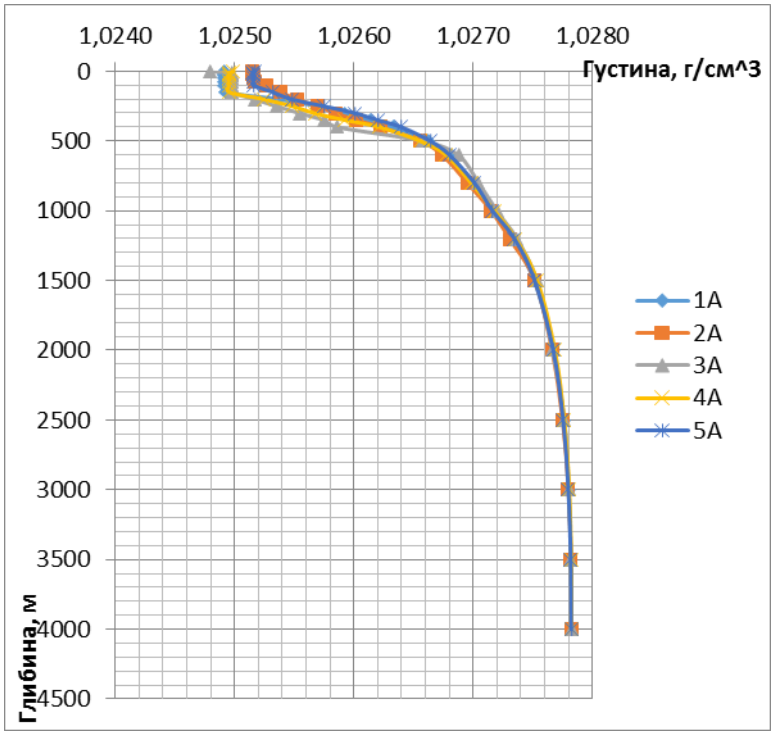

Рис. 3.14 – Крива густини за даними 1992 року

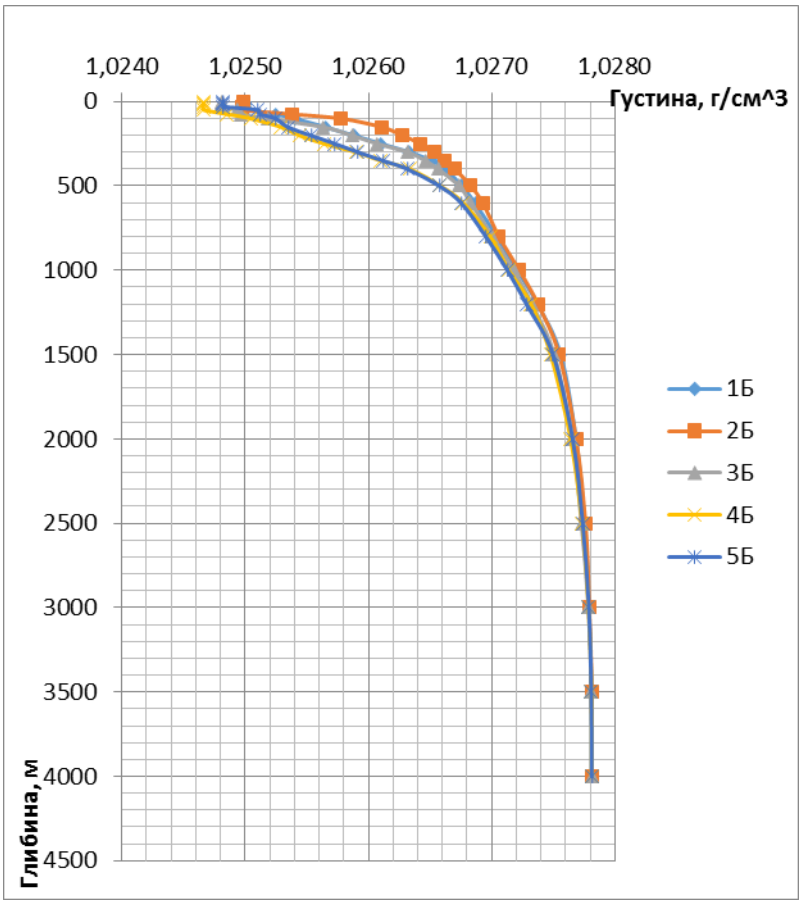

Рис. 3.15 – Крива густини за даними 2017 року

Розподіл густини морської води з глибиною має схожий характер з розподілом температури. Глибина залягання верхніх квазіоднорідних шарів густини і температури співпадають і складає в середньому 150 м для 1992 року і 50 м для 2017-го, середня густина відповідно складає 1025,0 кг/м^3 і 1024,9 кг/м^3, тобто спостерігається зниження густини верхього квазіоднорідного шару. За даними 1992 року максимальні значення густини верхнього шару спостерігаються більшою мірою в східних точках з координатами 156,0 і 156,5° пд.ш., однак за даними 2017 року помітна зворотня тенденція.

До 600 м густина рівномірно підвищується за даними обох років. Для 1992 року максимальний градієнт складає 4,25*10^{-3} кг/м^4 (точка 3А), мінімальний – 2,8*10^{-3} кг/м^4 (точка 2А), $grad\rho_{cp}$ = 3,58*10^{-3} кг/м^4. За даними 2017 року $grad\rho_{max}$ = 3,61*10^{-3} кг/м^4, $grad\rho_{min}$ = 2,85*10^{-3} кг/м^4, $grad\rho_{cp}$ = 3,25*10^{-3} кг/м^4.

З 600 до 4000 м спостерігається рівномірне, менш швидке підвищення густини без значної різниці її значень на різних довготах. Середня густина на даних горизонтах однакова за обома роками і складає 1027,5 кг/м^3. Градієнт густини для 1992 року дорівнює 2,94*10^{-4} кг/м^4, для 2017 року - 2,82*10^{-4} кг/м^4. Максимальна густина дорівнює 1027,8 кг/м^3.

Аналізуючи отримані результати можна зробити висновок про зниження густини верхнього квазіоднорідного шару за 25 років, більшою мірою в східних точках. Однак, до глибини 600 м зміна густини приймає зворотній характер і відбувається ущільнення морської води. Нижче 600 м різниця в значенням між роками не значна.

4 ВОДНІ МАСИ ДОСЛІДЖУВАНОЇ ДІЛЯНКИ

4.1 Загальні відомості про водні маси і їх розподіл в Тихому океані

При дослідженні фізичного стану і динаміки вод Світового океану виявилося доречним розглядати не окремі їх фізико-хімічні характеристики (температуру, солоність і т.д.), а комплексні, які відображали би в певній мірі ті процеси, які протікають в океані. Такий метод, як відомо, знайшов широке практичне застосування в синоптичній метеорології, яка використовує поняття повітряної маси як комплексної характеристики фізичного стану достатньо великого об’єму повітря, для якого є характерною однорідність значень основних фізичних параметрів (температури, вологості і т.д.)[17].

В океанології знайшло широке застосування ідентичне поняття – водні маси. Це великі об’єми води (які прирівнюють до морів), що довгий час зберігають відносну однорідність основних фізичних, хімічних і біологічних характеристик, сформованих в певних географічних районах океану. В якості основних фізико-хімічних характеристик при віділенні водних мас найчастіше використовують їх солоність і температуру[17].

Як і у всіх океанах, в Тихому океані поверхневі водні маси формуються завдяки теплообміну океану з атмосферою, їх фізичні та хімічні властивості залежать від співвідношення опадів і випаровування на поверхні і інтенсивності перемішування. Вони мають товщину від 35 до 100 м[22].

Для них характерні неоднорідність температури, солоності, щільності на різних широтах. Підповерхневі води солоні і мають велику щільність, ніж поверхневі. Формуються вони в помірних широтах в холодну пору року в процесі охолодження поверхневих вод і вітрового перемішування[22].

В умовах теплого клімату підповерхневі води утворюються з поверхневих солоних вод, які в умовах певної щільності поступово занурюються. Середня їх потужність 400-500 м[22].

Проміжні води залягають на глибині від 600 до 1700 м. У північно-західній частині океану вони утворюються в результаті занурення холодних вод Берінгового моря, а в південній частині – вод антарктичного шельфу. В інших районах їх утворення пов'язане з місцевими кліматичними умовами. Їх температура +3, +5°С, солоність 33,8 – 34,7 ‰. Рухаючись разом з підповерхневими водами від зони занурення до екватора, ці води в районі тропіків піднімаються і підсилюють підповерхневу протитечію Кромвеля[22].

Глибинні води займають товщу від 1000-1500 до 3000-3500 м. Вони формуються в Південній півкулі в процесі змішування тихоокеанських вод з глибинними водами Атлантики і Індійського океану. Їх температура від +1,6 до +2,5°С, солоність 34,6 – 34,7 ‰. Циркуляція цих вод відбувається в меридіональному напрямку, причому нижні шари рухаються на північ, а інші – на південь, поступово піднімаючись до поверхні[22].

Донні води формуються в приантарктичних широтах в процесі переохолодження і занурення поверхневих вод. Поступово розтікаючись по дну і перетікаючи через поперечні проходи в серединно-океанічних хребтах, вони наповнюють всі западини океану. Температура цих вод +1, +2°С, солоність 34,6 – 34,7 ‰. Вони бідні на кисень[22].

Придонні води – це тонкий шар води (50-100 м), що безпосередньо прилягає до дна. Від донних вони відрізняються тим, що мають температуру на 2°С вище завдяки їх нагріванню від дна, а дно, в свою чергу нагрівається під дією ендогенних процесів Землі[22].

4.2 Виділення водних мас за допомогою методу *TS*-кривих

Даний метод запропонував Гелланд-Гансен, а його теорію окреслив В.Б.Штокман і розвив А.В.Іванов[17].

Він заснований на тому, що характеристики температури і солоності водних мас одного і того ж походження доволі узгоджено розташовуються на

TS-діаграмі. *TS*-діаграма – це бланк з прямокутними осями координат – температура – *T* і солоність – *S*, на якій можуть бути нанесені ізопікни або ізостери (криві рівного значення питомого об'єму). На цю діаграму за даними спостережень на океанологічних станціях над солоністю і температурою наносять точки, біля яких вказується глибина проміру. Точки з'єднуються плавною кривою і на основі її аналізу судять про характеристики водних мас[17].

На рис. 4.1 представлена *TS*-крива гідрологічної станції, виконаної в Гренландському морі в серпні 1956 року, і заміняюча її ламана. Кінцеві точки ламаної *П* і *Д* характеризують значення температури і солоності полярної ($t°$ = -1,2°C; S = 30,60 ‰) і донної ($t°$ = -1,1°C; S = 34,96 ‰) води відповідно, а точки зламу *Пр* і *А* – температуру і солоність двох інших водних мас – проміжної верхної води Арктичного басейну ($t°$ = -1,6°C; S = 34,70 ‰) і атлантичної ($t°$ = 3,0°C; S = 35,00 ‰)[17].

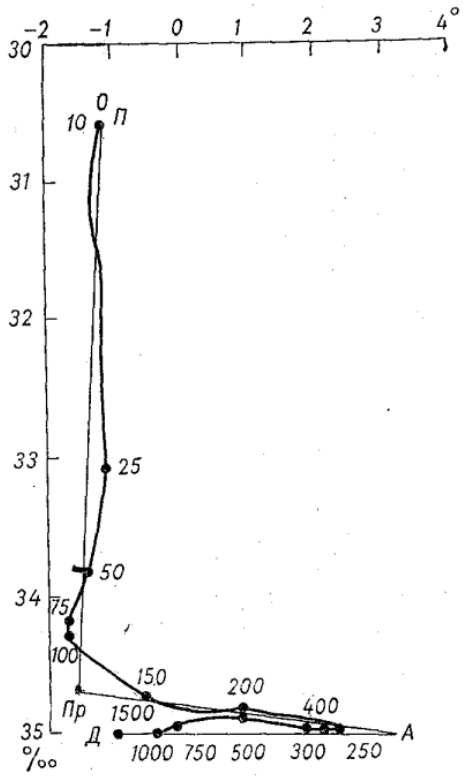

Рис. 4.1 – *TS*-крива гідрологічної станції (Гренландське море, серпень 1956 р.)[17]

Для визначення вертикальних меж водних мас достатньо розділити навпіл відрізки ламаної *ППр, ПрА, АД*. Для даного прикладу ці межі наступні: для полярної водної маси 0 – 23 м, проміжної – 23 – 200 м, атлантичної – 200 – 386 м, донної – 386 – 1500 м[17].

Слід зазначити, що метод *TS*-кривих непридатний для аналізу поверхневих вод в районах з великою амплітудою коливань температури і солоності, які обумовлюють конвекцію і зміну характеристик водних мас під дією зовнішніх факторів. Однак в деяких районах Світового океану, де спостерігається значне горизонтальне перемішування, також може бути використаний даний метод. В такому випадку для побудови кривої використовуються значення температури і солоності, які виміряні не по вертикалі, а вздовж ізопікнічної поверхні[17].

Розрахунок

Для виділення водних мас використовуються дані промірів 2017 року на станції 5Б з координатами 156,5 сх.д., 30,1 пд.ш.

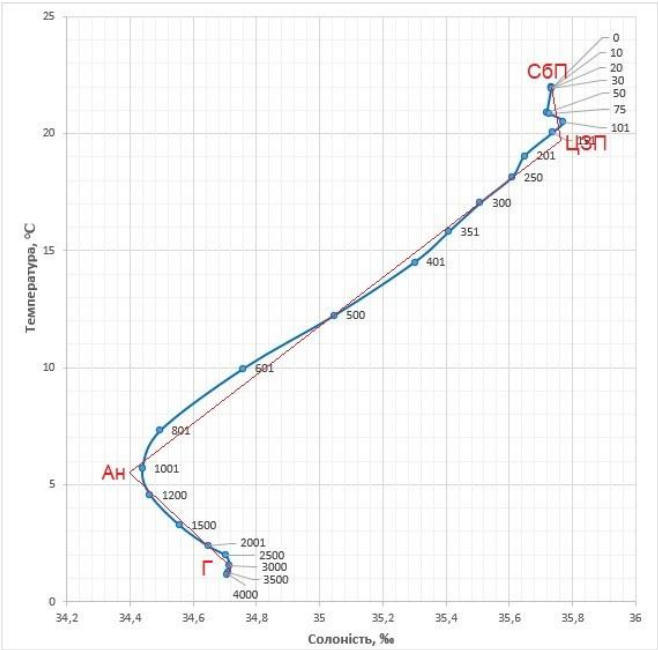

Рис. 4.2 – *TS*-крива гідрологічної станції

TS-крива на рис. 4.2 вказує про наявність чотирьох водних мас: субтропічної південної половини Тихого океану, центральної західної частини південної половини Тихого океану, антарктичної і глибинної.

Субтропічна водна маса південної половини Тихого океану поширюється до глибини 75 м, її ядро розташоване на глибині 50 м. *TS*-індекс водної маси складає 21°С, 35,7 ‰.

Нижче субтропічної розташовується центральна водна маса західної частини південної половини Тихого океану. Її глибина залягання від 75 до 480 м, горизонт залягання ядра – 150 м. *TS*-індекс водної маси дорівнює 19,5°С, 35,75 ‰.

З 480 до 1500 м розташовується антарктична водна маса. Ядро залагає на глибині 1050 м, *TS*-індекс складає 5,5°С, 34,4 ‰.

Нижче антарктичної водної маси до глибини 4000 м поширюється глибинна водна маса. Глибина залягання ядра – 1050 м, *TS*-індекс – 1,3°С, 34,7 ‰.

Табл. 4.1 – Розподіл водних мас та їх характеристики

№	Вид водної маси	Глибина залягання водної маси, м	Глибина залягання ядра, м	Вертикальна потужність, м	*TS*-індекс
1	Субтропічна південної половини Тихого океану	0 – 75	50	75	21°С, 35,7 ‰
2	Центральна західної частини південної половини Тихого океану	75 – 480	150	405	19,5°С, 35,75 ‰
3	Антарктична	480 – 1500	1050	1020	5,5°С, 34,4 ‰
4	Глибинна	1500 - 4000	3000	2500	1,3°С, 34,7 ‰

ВИСНОВКИ

В ході даної роботи було описано фізико-географічні і кліматичні характеристики океанічних вод східної частини Австралії. Розглянуто особливості циркуляції Східно-Австралійської течії як основного фактора, формуючого термохалінну структуру регіону. Проаналізовано просторово-часову мінливість основних гідрологічних параметрів. За даними промірів визначено характеристики потенційних водних мас.

В результаті виконаного дослідження можна зробити наступні висновки:

1. За даними 2017 року на досліджуваній акваторії температура верхнього шару, який безпосередньо взаємодіє з атмосферою, збільшилася в середньому на 0,5°С в порівнянні з 1992 роком.

2. Солоність зменшується до глибини близько 1000 м з середнім значенням 34,46 ‰ для 1992 року і 34,44 ‰ для 2017 року, тобто спостерігається зниження солоності за 25 років на даній ділянці моря. Нижче горизонта 1000 м спостерігається збільшення вмісту солей. Середнє значення на даних горизонтах становить 34,62 ‰ для 1992-го і 34,63 ‰ для 2017-го року, що говорить про тенденцію до підвищення солоності.

3. Розподіл густини води і її температури в цілому є дзеркально симетричними. Спостерігається зниження густини верхнього квазіоднорідного шару за 25 років на 0,1 кг/м^3, більшою мірою в східних точках. Це насамперед пояснюється потеплінням води в даному регіоні, так як густина більшою мірою залежить від температури, ніж від солоності.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. The Coral Sea [Електронний ресурс]. – Режим доступу: https://eatlas.org.au/content/coral-sea

2. Rotschi H., Lemasson L. Oceanography of the Coral and Tasman seas. – London: Publ. George Allen and Unwin Ltd., 1967. — 49 pg.

3. Coral Sea [Електронний ресурс]. – Режим доступу: https://en.wikipedia.org/wiki/Coral_Sea

4. Brewer, D.T., Flynn, A., Skewes, T.D., Corfield, J., Pearson, B., Alowa, J., and Young, J. W. (2007). Ecosystems of the East Marine Planning Region. Report to Department of Environment and Water Resources. CSIRO, Cleveland. 150 pg.

5. Map showing Coral Sea bathymetry [Електронний ресурс]. – Режим доступу: https://www.researchgate.net/figure/Map-showing-Coral-Sea-bathymetry-with-isobaths-in-meters-and-locations-of-TOPEX-ground_fig3_252510677

6. Тасманове море [Електронний ресурс]. – Режим доступу: https://ru.wikipedia.org/wiki/Тасманово_море

7. Тасман, Абель Янсзон [Електронний ресурс]. – Режим доступу: https://ru.wikipedia.org/wiki/Тасман,_Абель_Янсзон

8. Східно-Австралійська котловина [Електронний ресурс]. – Режим доступу: https://ru.wikipedia.org/wiki/Восточно-Австралийская_котловина

9. Тасманове море [Електронний ресурс]. – Режим доступу: https://geosfera.org/avstraliya-i-okeaniya/685-tasmanovo-more.html

10. Ken Ridgway, Katy Hill. The East Australian Current [Електронний ресурс]. – Режим доступу: https://www.researchgate.net/publication/228492387_The_East_Australian_Current

11. The East Australian Current [Електронний ресурс]. – Режим доступу: https://en.wikipedia.org/wiki/East_Australian_Current#cite_note-:0-6

12. John H. Steele, Steve A. Thorpe, Karl K. Turekian. Ocean currents. – London: Acadimic press, 2009. — 626 pg.

13. A current affair: the movement of ocean waters around Australia [Електронний ресурс]. – Режим доступу: https://theconversation.com/a-current-affair-the-movement-of-ocean-waters-around-australia-96779

14. Carcinus maenas [Електронний ресурс]. – Режим доступу: https://en.wikipedia.org/wiki/Carcinus_maenas

15. Centrostephanus rodgersii [Електронний ресурс]. – Режим доступу: https://en.wikipedia.org/wiki/Centrostephanus_rodgersii

16. World Ocean Database [Електронний ресурс]. – Режим доступу: https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-database

17. Єгоров М.І. Фізична океанографія / Єгоров М.І. – Ленінград: Гидрометеоиздат, 1974. – 456 с.

18. Густина і рівняння стану морської води [Електронний ресурс]. – Режим доступу: https://studme.org/338904/prochie/plotnost_uravnenie_sostoyaniya_morskoy_vody

19. Розрахунки густини морської води за різними рівняннями стану [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://eprints.library.odeku.edu.ua/id/eprint/671/1/Praktichni%20roboty%20fizichna%20okeanologiya.pdf

20. 6.3 Density. Introduction to oceanography [Електронний ресурс]. – Режим доступу: https://rwu.pressbooks.pub/webboceanography/chapter/6-3-density/#:~:text=The%20density%20of%20fresh%20water,salinity%20%2C%20or%20increasing%20the%20pressure.

21. Тімонов В.В., Алекін О.А. Дослідження з проблеми океан-атмосфера. Збірник 3. – Ленінград: ЛГМІ, 1969. – 86 с.

22. Водні маси Тихого океану [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://aeroporty-na-karte.ru/vodnyye-massy-v-tikhom-okeane-svoystva-vodnykh-mass-kratko-poverkhnostnykh-osobennosti-kharakteristika-opisaniye.htm

23. Торресова протока [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://geosfera.org/avstraliya-i-okeaniya/2436-torresov-proliv.html

24. Рибалко Є.С., Дерик О.В. Курсова робота: “Особливості циркуляції Східно-Австралійської течії і її вплив на клімат Австралії. Визначення характеристик вертикального розподілу вод та аналіз їх часової мінливості в акваторії проходження САТ”. – Одеса: ОДЕКУ, 2021. – 24 с.

25. Рибалко Є.С., П’ятакова В.Ф., Дерик О.В. Визначення характеристик вертикального розподілу вод та аналіз часової мінливості в акваторії проходження Східно-Австралійської течії. ІІ міжнародна науково-практична інтернет-конференція “Шляхи розвитку науки в сучасних кризових умовах”. – Дніпро, Україна, 2021. – 394-395 с.

26. Рибалко Є.С., Дерик О.В. Курсова робота: “Аналіз гідрологічних і гідродинамічних характеристик океанічних вод уздовж східного берега Австралії”. – Одеса: ОДЕКУ, 2021. – 32 с.

ДОДАТКИ

Додаток №1 – Проміри температури та солоності вод східної частини Австралії (липень, 1992 р.)

Станція	Ст. 1А (26 липня) 154,0 сх.д., 30,1 пд.ш.			Ст. 2А (27 липня) 154,5 сх.д., 30,1 пд.ш.			Ст. 3А (23 липня) 155,5 сх.д., 30,1 пд.ш.			Ст. 4А (23 липня) 156,0 сх.д., 30,1 пд.ш.			Ст. 5А (23 липня) 156,5 сх.д., 30,1 пд.ш.		
№	*Z*, м	*T*, ºC	*S*, ‰	*Z*, м	*T*, ºC	*S*, ‰	*Z*, м	*T*, ºC	*S*, ‰	*Z*, м	*T*, ºC	*S*, ‰	*Z*, м	*T*, ºC	*S*, ‰
1	1	21,03	35,52	1	20,25	35,55	1	20,67	35,23	1	20,84	35,55	1	20,22	35,57
2	11	21,02	35,52	11	20,26	35,55	11	20,82	35,53	11	20,88	35,52	11	20,24	35,56
3	21	21,02	35,52	21	20,24	35,55	21	20,82	35,53	21	20,89	35,52	21	20,23	35,55
4	31	21,03	35,52	31	20,23	35,56	31	20,82	35,53	31	20,89	35,52	31	20,23	35,55
5	51	21,04	35,52	51	20,22	35,56	51	20,82	35,53	51	20,88	35,52	51	20,23	35,55
6	76	21,05	35,52	76	20,21	35,56	76	20,83	35,53	76	20,89	35,52	76	20,23	35,55
7	100	21,02	35,51	100	19,88	35,58	100	20,83	35,53	100	20,88	35,52	100	20,23	35,55
8	150	20,99	35,52	150	19,39	35,57	150	20,83	35,53	150	20,88	35,52	150	19,58	35,55
9	200	19,52	35,58	200	18,83	35,56	200	20,26	35,58	200	19,93	35,57	200	18,98	35,55
10	251	18,03	35,53	251	18,04	35,53	251	19,53	35,57	251	18,90	35,54	251	17,79	35,53
11	301	16,81	35,45	301	17,29	35,50	301	18,70	35,55	301	18,15	35,54	301	16,34	35,43
12	350	15,52	35,35	350	16,29	35,42	350	17,76	35,51	350	16,82	35,45	350	15,27	35,36
13	400	14,30	35,26	400	15,00	35,31	400	17,21	35,48	400	15,11	35,33	400	13,83	35,22
14	501	11,65	34,97	501	12,33	35,05	501	12,07	35,01	501	12,52	35,10	501	11,59	34,98
15	600	9,57	34,74	600	10,32	34,82	600	8,61	34,64	600	9,93	34,78	600	9,63	34,75
16	800	7,20	34,52	800	7,63	34,55	800	6,58	34,48	800	7,23	34,52	800	6,97	34,51
17	1000	5,61	34,46	1000	5,64	34,46	1000	5,28	34,46	1000	5,43	34,46	1000	5,57	34,47
18	1201	4,36	34,49	1201	4,51	34,49	1201	4,10	34,50	1201	4,16	34,50	1201	4,24	34,50
19	1501	3,23	34,57	1501	3,20	34,57	1501	3,09	34,58	1501	3,06	34,58	1501	3,18	34,57
20	2000	2,34	34,66	2000	2,42	34,66	2000	2,38	34,66	2000	2,29	34,67	2000	2,35	34,66
21	2501	1,89	34,72	2501	1,96	34,71	2501	1,84	34,72	2501	1,86	34,72	2501	1,92	34,72
22	3001	1,48	34,72	3001	1,52	34,73	3001	1,46	34,72	3001	1,42	34,72	3001	1,51	34,72
23	3501	1,22	34,72	3501	1,22	34,72	3501	1,22	34,72	3501	1,17	34,72	3501	1,23	34,72
24	4001	1,17	34,72	4001	1,16	34,72	4001	1,16	34,72	4001	1,15	34,72	4001	1,17	34,72

Додаток №2 – Проміри температури та солоності вод східної частини Австралії (липень, 2017 р.)

Станція	Ст. 1Б (6 липня) 154,0 сх.д., 30,1 пд.ш.			Ст. 2Б (6 липня) 154,5 сх.д., 30,1 пд.ш.			Ст. 3Б (7 липня) 155,5 сх.д., 30,1 пд.ш.			Ст. 4Б (7 липня) 156,0 сх.д., 30,1 пд.ш.			Ст. 5Б (8 липня) 156,5 сх.д., 30,1 пд.ш.		
№	*Z*, м	*T*, ºC	*S*, ‰	*Z*, м	*T*, ºC	*S*, ‰	*Z*, м	*T*, ºC	*S*, ‰	*Z*, м	*T*, ºC	*S*, ‰	*Z*, м	*T*, ºC	*S*, ‰
1	0	21,31	35,73	0	20,70	35,49	0	21,88	35,69	0	22,53	35,74	0	21,95	35,73
2	10	21,33	35,73	10	20,69	35,49	10	21,89	35,69	10	22,53	35,74	10	21,96	35,73
3	20	21,33	35,73	20	20,70	35,49	20	21,89	35,69	20	22,54	35,74	20	21,96	35,73
4	30	21,33	35,73	30	20,71	35,49	30	21,87	35,69	30	22,53	35,73	30	21,95	35,73
5	50	21,27	35,73	50	20,71	35,49	50	21,28	35,64	50	22,50	35,73	50	20,90	35,72
6	75	20,52	35,78	75	19,47	35,59	75	21,11	35,62	75	21,92	35,76	75	20,85	35,73
7	101	19,74	35,71	101	17,58	35,50	101	20,77	35,78	101	21,19	35,75	101	20,51	35,77
8	151	18,30	35,55	151	15,74	35,37	151	18,53	35,60	151	20,19	35,72	151	20,04	35,74
9	201	17,12	35,48	201	14,56	35,26	201	17,38	35,55	201	19,54	35,69	201	19,06	35,65
10	250	15,76	35,37	250	13,50	35,16	250	15,93	35,38	250	18,47	35,60	250	18,15	35,61
11	300	14,18	35,23	300	12,55	35,07	300	14,14	35,20	300	16,97	35,47	300	17,05	35,51
12	351	12,54	35,04	351	11,52	34,94	351	13,18	35,13	351	15,73	35,36	351	15,81	35,41
13	401	11,49	34,93	401	10,65	34,84	401	12,21	35,03	401	14,13	35,22	401	14,51	35,30
14	500	9,99	34,77	500	8,97	34,65	500	10,28	34,80	500	11,91	34,98	500	12,25	35,05
15	601	8,51	34,60	601	7,66	34,52	601	8,98	34,65	601	9,71	34,72	601	9,98	34,76
16	801	6,42	34,45	801	6,26	34,45	801	6,74	34,46	801	6,97	34,48	801	7,31	34,49
17	1001	5,07	34,45	1001	4,94	34,45	1001	5,26	34,44	1001	5,58	34,44	1001	5,68	34,44
18	1200	3,99	34,49	1200	3,96	34,49	1200	4,28	34,48	1200	4,33	34,48	1200	4,56	34,46
19	1500	2,90	34,59	1500	2,97	34,58	1500	3,20	34,56	1500	3,37	34,55	1500	3,27	34,56
20	2001	2,27	34,67	2001	2,25	34,67	2001	2,41	34,64	2001	2,47	34,64	2001	2,39	34,65
21	2500	1,87	34,71	2500	1,82	34,71	2500	2,04	34,70	2500	2,02	34,70	2500	1,98	34,70
22	3000	1,52	34,71	3000	1,49	34,71	3000	1,57	34,71	3000	1,57	34,71	3000	1,53	34,71
23	3500	1,22	34,71	3500	1,20	34,71	3500	1,26	34,71	3500	1,24	34,71	3500	1,27	34,71
24	4000	1,18	34,71	4000	1,17	34,71	4000	1,19	34,71	4000	1,19	34,71	4000	1,19	34,71