

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет магістерської та
аспірантської підготовки
Кафедра океанології та
морського природокористування

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему: Гідрологічні та гідроакустичні характеристики вод у
західного узбережжя Австралії

Виконав студент 2 курсу групи МО- 61
спеціальності 8.04010502 Океанологія,
Гончар Артур Олегович

Керівник к.ф.-м.н., доц.
Рубан Ігор Георгійович

Консультант

Рецензент к.геогр.н., доц.
Лужбін Анатолій Михайлович

Одеса 2017

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Інститут, факультет магістерської та аспірантської підготовки
Кафедра океанології та морського природокористування
Освітньо-кваліфікаційний рівень магістр
Напрямок підготовки _____
(шифр і назва)
Спеціальність 8.04010502 «Океанологія»
(шифр і назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри океанології та
морського природокористування
Берлінський М.А
01” 11 2016 року

ЗАВДАННЯ

НА МАГІСТЕРСЬКУ РОБОТУ СТУДЕНТЦІ

Гончару Артуру Олеговичу
(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: Гідрологічні та гідроакустичні характеристики вод у
західного узбережжя Австралії

Керівник роботи Рубан Ігор Георгійович, к.ф.-м.н., доц.
(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

Затверджені наказом вищого навчального закладу від “14” 09 2016 року
№270 –С

2. Строк подання студентом роботи 1.02.2017 р

3. Вихідні дані до роботи: Були взяті осередненні поля температур зі Світового
атласу океанів -2009 (World Ocean Atlas –WOA; данні для окремих гідрологічних
станцій і розрізів з банку даних WOD-2005 (World Ocean Database)

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

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

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 1.11.2016 р

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ п/п	Назва етапів магістерської роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Фізико-географічний та гідрологічний опис індійського океану	01.11.16-01.12.16	68	Задовільно
2	Гідрологічні характеристики східної частини індійського океану	02.12.16-30.12.16	67	Задовільно
3	Рубіжна атестація	5-09.12.16	60	Задовільно
4	Гідроакустичні характеристики вод біля південно-західного узбережжя Австралії	31.12.16-15.01.17	68	Задовільно
5	Висновки	15.01.17-29.01.17	70	Задовільно
6	Кінцевий етап оформлення магістерської роботи	29.01.17-01.02.17	72	Задовільно
7	Попередній захист роботи	06.02.17	70	Задовільно
				Задовільно
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня за етапами)		69	Задовільно

Студент _____
(підпис)Гончар А.О.
(прізвище та ініціали)Керівник роботи _____
(підпис)Рубан І.Г.
(прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

магістерської роботи "Гідрологічні й гідроакустичні характеристики вод у західного узбережжя Австралії"
ст. гр. МО-61 Гончара Артура Олеговича

Актуальність: район дослідження перспективний з погляду видобутку корисних копалин, зокрема, нафти.

Ціль: вивчення режимних характеристик вод північно-східної частини Індійського океану

Завдання: вивчення просторово-часового розподілу елементів гідрологічного режиму й гідроакустичних характеристик.

Об'єкт дослідження: води північно-східної частини Індійського океану.

Предмет дослідження: гідрологічні й гідроакустичні характеристики вод

Методи дослідження: статистичний аналіз, динамічний метод розрахунків течій, обробка супутникових спостережень.

У роботі проведено дослідження просторового розподілу температури й солоності в західних берегів Австралії в різні сезони року. Розглянута циркуляція вод у цьому регіоні. Дана оцінка гідроакустичних характеристик вод у північно-західного узбережжя Австралії.

Робота містить: 62 стор., 21 мал., 3 табл., 30 джерел.

Ключові слова: ТЕМПЕРАТУРА, СОЛОНІСТЬ, ШВИДКІСТЬ ЗВУКУ, ВИТРАТА, РОЗПОДІЛ, ТЕЧІЯ ЛИВИНА.

SUMMARY

Actuality: The research area is perspective from the point of view of natural resources exploration, in particularly, oil and gas

The aim: Investigation of regime characteristics in the North-East part of the Indian ocean

The task: To study temporal and spacial distribution of hydrological regime and hydroacoustic characteristics

The subject of studies: The North-East part of the Indian ocean

The theme of studies: Hydrological and hydro acoustical water characteristics

Methods of studies: Statistical analysis, satellite data processing, dynamical method

The spacial distribution of temperature and salinity in the western Australia off-shore at various seasons has been studied. The water circulation in the region has been considered. The estimation of hydro acoustics characteristics near the north-east Australian coast line has been given.

The manuscript contents: 62 pages, 21 figures, 3 tables, 30 references.

Key words: TEMPERATURE, SALINITY, SOUND VELOCITY, DISTRIBUTION, LIVIN CURRENT, WATER FLOW

ЗМІСТ

ВСТУП.....	6
1 СТИСЛИЙ ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИЙ ТА ГІДРОЛОГІЧНИЙ ОПИС ІНДІЙСЬКОГО ОКЕАНУ.....	7
1.1 Границі океану і рель'єф дна.....	7
1.2 Клімат.....	11
1.3 Тепловий і водний баланс.....	15
1.4 Вертикальна структура і водні маси Індійського океану.....	18
1.5 Основні риси просторового розподілу гідрологічних та гідрохімічних характеристик.....	23
2 ГІДРОЛОГІЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ СХІДНОЇ ЧАСТИНИ ІНДІЙСЬКОГО ОКЕАНУ.....	26
2.1 Матеріали спостережень і методика їх обробки.....	26
2.2 Температурний режим.....	30
2.3 Режим солоності вод.....	36
2.4 Циркуляція вод біля західного узбережжя Австралії.....	41
3 ГІДРОАКУСТИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОД БІЛЯ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОГО УЗБЕРЕЖЖЯ АВСТРАЛІЇ.....	47
3.1 Просторово-часова мінливість поля швидкості звуку в океані.....	47
3.2 Гідроакустичні характеристики вод досліджуваного району...	51
ВИСНОВКИ.....	60
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	61

ВСТУП

Людство все частіше й наполегливіше звертається до гігантського простору океанів і морів, використовуючи його природні багатства - енергоносії, мінеральні ресурси, флору й фауну, рекреаційний і транспортно-комунікаційний потенціал - у якості джерела й резерву сталого розвитку. Індійський океан хоч і не має такі природні багатства, як Тихий, все-таки є джерелом багатьох коштовних мінеральних ресурсів.

Практично по всій шельфовій частині Індійського океану виявлені поклади нафти й газу або нафтогазопроявлення. Найбільші запаси, звичайно, зосереджені на шельфі Південно-східної Азії, де геологічні запаси оцінюються в 2,4 млрд. т нафти й 2,3 трлн. м³ газу, найбільш великі родовища розташовані в нафтогазоносному басейні Перської затоки. Однак і на західному й північно-західному шельфах Австралії відомо 10 родовищ нафти (потенційні запаси, що витягуються, 600-900 млн. т).

Звичайно, що інтенсифікація промислового освоєння океану повинна супроводжуватися вдосконалюванням системи контролю стану морського середовища, здатної да надійну інформацію для прийняття управлінських розв'язків, коректування діючих і обґрунтування майбутніх господарських проектів. Уміння контролювати й прогнозувати стан морського середовища дозволяє підвищити ефективність операцій на морі й уникнути негативних наслідків господарської діяльності.

Безперервний моніторинг морського середовища, звичайно, повинен охоплювати все різноманіття процесів, що протікають у морях і океанах, з урахуванням складних взаємозв'язків окремих компонентів. Однак морські течії, розподіли температури й солоності морської води, динаміка крижаного покриву й інші фізичні явища впливати на все компоненти морських систем. У силу цього рівень розвитку фізичної океанографії для визначення гідрологічного режиму окремих районів Світового й, зокрема, Індійського океану, є вирішальним для розвитку системи моніторингу морського середовища.

1 СТИСЛИЙ ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИЙ І ГІДРОЛОГІЧНИЙ ОПИС ІНДІЙСЬКОГО ОКЕАНУ

1.1 Границі океану і рельєф дна

Індійський океан - третій по величині. Його північна границя природня - узбережжя Азії. Західною границею служить узбережжя Африки, а далі на південь - умовна лінія, що проходить, від м. Голкового по 20° сх.д. до антарктичної конвергенції. Східна границя проходить по північному входу в Малаккську протоку, західному берегу о.Суматра, південному берегу о.Ява до о.Тимор. Далі, по даним Міжнародного гідрографічного бюро, границя йде через о.Роти до м.Лондондеррі на узбережжя Австралії, західному й південному берегам Австралії, західному входу в Бассову протоку, західному берегу о.Тасманії до м.Південний. Південніше Тасманія водна границя проходить по меридіану м.Південного (147° сх.д.) до лінії антарктичної конвергенції, яка служить південною границею океану. Деякі океанологи й геологи відносять Тиморское й Арафурське моря до Індійського океану й від о.Тимор границю з Тихим океаном проводять по дузі островів Банда до Нової Гвінеї, а потім через Торресов протока до м.Йорк (Австралія).

У тому випадку, коли Південний океан не виділяють у якості окремого, західну границю Індійського океану продовжують по меридіану м.Голкового (20° сх.д.) до берегів Антарктиди (Земля Королеви Мод), а східну границю - по меридіану м.Південного (147° сх.д.) також до узбережжя Антарктиди (Беріг короля Георга).

Площа Індійського океану разом з відповідним сектором Південного океану й з Тиморським і Арафурським морями, але без островів, становить 76,4 млн. км² [1]. Площа островів в Індійському океані - 826 м². Середня глибина океану - 3736 м, максимальна - 7209 м.

Берегова лінія сильно порізана тільки на півночі. Тут розміщуються Червоне, Аравійське, Андаманське моря й найбільш великі затоки - Аденська, Перська, Оманська, Бенгальська. Берега Африки на південь від м.Гвардафуй порізані слабо. У північній частині ці береги переважно корінні, а в південній - наносні. Західні береги Австралії також корінні й слабо порізані. Трохи більш порізане північне узбережжя Австралії, де перебувають Тиморское й Арафурське моря й затока Карпентарія. Південне узбережжя Австралії порізане менше, тут лише злегка вдається в сушу Велика Австралійська затока. Як північні, так і південні береги Австралії частково корінні, а частково наносні.

Острів в Індійському океані небагато, їхня загальна площа становить трохи більш 1 % площі океану. Найбільш великі острови - материкового походження й розташовані поблизу континентів. До них ставляться Мадагаскар, Шрі-Ланка, Сокотра (західна частина Аравійського моря). Бахрейн (Перська затока), деякі з Андаманських і Никобарських островів. У відкритому океані перебувають вулканічні острови: Маскаренські, Крозе, Принс-Едуард, Кергелен. У тропічних широтах на підводних вулканічних конусах піднімаються коралові острови: Мальдівські, Лаккасмские, Чагос, Кокосові, більшість Андаманських і Никобарських.

Шельфи в Індійському океані трохи більш вузькі, ніж в Атлантичному, але в середньому більш широкі, чим в Тихому океані. Особливо вузьким шельфом відрізняється західна країна (уздовж узбережжя Африки). У північній частині шельф місцями досить широкий: уся Перська затока лежить на шельфі, велику площу займають шельфові райони в Червоному й Аравійському морях. Особливо широкий шельф лежить уздовж західного узбережжя Індостана. Тут його ширина поблизу Бомбея досягає 200 км. Така ж ширина шельфу зустрічається й навколо деяких океанічних островів. Але особливо великі шельфи простягнуті біля північно-західних і північних берегів Австралії. Частина цих шельфів, що лежить в межах Арафурського моря й затоки Карпентарія, називається Арафурський шельф, у межах Тиморського моря - шельф Сахул, а уздовж північно-західних берегів Австралії в самому Індійському океані - шельф Раулі. Середня глибина на зовнішньому краї шельфів Африки, Азії й Австралії - близько 140 м,

Материковий схил в Індійському океані прорізаний численними підводними каньйонами (як і схил у багатьох інших районах Світового океану). Особливо довгі підводні каньйони лежать на продовженні рік Інду й Гангу [2].

Найбільше чітко вираженим елементом рельєфу дна Індійського океану є Центральньо-Індійський хребет - частина планетарного серединно-океанічного хребта. По суті, Центральньо-Індійський хребет є пряме продовження Серединно-Атлантичного хребта. Не перериваючись, він простягнеться від Південної Атлантики через Південний океан у вигляді Африканско- Антарктичного хребта, який переходить у Західно-Індійський. Трохи південніше Маскаренських островів у центрі океану, приблизно в районі 30° пд.ш. і 65° с.д., серединно-океанічний хребет роздвоюється. Один його кінець тягнеться на північ, потім на північний захід до о.Сокотра. Це Аравійсько-Індійський хребет. Південний кінець Центральньо-Індійського хребта від островів Сен-Поль і Амстердам повертає на схід і переходить в

Австрало-Антарктичне підняття, яке, простираючись далі, переходить, у свою чергу, у Південно-Тихоокеанське підняття.

Уздовж осі цього серединно-океанічного хребта тягнеться рифт. Кора хребта, очевидно, служить земною корою, що знову утворюється океанічною. Базальтові осколки, підняті при драгуванні, у районі хребта мають зовсім молодий вік.

З півночі до Аравійсько-Індійського хребта примикає витягнутий у меридіональному напрямку Мальдівський хребет, на якому розташовані острови Лаккадівські, Мальдівські й Чагос, Крім того, в Індійському океані є ще кілька меридіональних хребтів: хребет Меррея в Аравійському морі, Мадагаскарський, Маскаренський. Мозамбіцький, Кергелен. Від серединно-океанічного хребта відрізняються вони більш вирівняним рельєфом.

У східній частині океану на кілька тисяч кілометрів майже строго в меридіональному напрямку простягнувся Східно-Індійський хребет - один із самих прямолінійних хребтів Світового океану. Трохи південніше 30° пд.ш. на схід від нього відходить Західно-Австралійський хребет.

Система підводних хребтів ділить глибоководне ложе Індійського океану на окремі улоговини, дно яких являє собою плоску рівнину. У західній частині океану перебувають наступні улоговини: Оманська (сама північна, обмежена з півдня й сходу хребтом Меррея), Аравійська (лежача північніше Аравійсько-Індійського хребта), Сомалійська (південніше цього хребта), Маскаренська (між о. Мадагаскар і Маскаренським хребтом), Мадагаскарська (обмежена Мадагаскарським, Маскаренським хребтами й з півдня - Західно-Індійським), Мозамбіцька (між Мозамбіцьким і Мадагаскарським хребтами), Агульяс, або улоговина мису Голкового (обмежена з півдня Африкансько-Антарктичним хребтом), улоговина Крозе (до сходу від Західно-Індійського хребта). У межах Південного океану частково в Індійському, а частково в Атлантичному секторах лежить велика Африкансько-Антарктична улоговина.

У центральній частині Індійського океану між Центральньо-Індійським і Мальдівським хребтами із заходу й Східно-Індійським хребтом зі сходу перебуває улоговина Центральна.

До сходу від Східно-Індійського хребта лежать дві улоговини: Кокосова й Західно-Австралійська, розділені Кокосовим валом, на якому перебувають Кокосові острови. Ще на схід розташований невеликий Північно-Австралійський котлован. Південніше Західно-Австралійської улоговини розташована улоговина Натураліста, а до півдня від Австралії, частково в межах Великої Австралійської затоки, - Южно-Австралійська улоговина. Ця улоговина обмежена з півдня Австрало-Антарктичним підняттям. У межах

Південного океану до півдня від цього підняття лежить Австрало-Антарктична улоговина.

Уздовж дуги Великих Зондських островів тягнеться Яванський жолоб, на деяких картах він називається Зондским або Індонезійським. Яванський жолоб належить до типу периферійних жолобів. З боку океану він облямований пологим хребтом - Зондським валом. Максимальна глибина в жолобі 7209 м (по даним радянського дослідницького судна "Витязь"), яка і є максимальною глибиною Індійського океану.

Дно Індійського океану розчленовано декількома чітко вираженими зонами розламів, що проходять поперек серединно-океанічного хребта і його осі. До південно-сходу від о.Сокотра перебуває одна з найбільших зон розламу - Оуэн, яка зміщає вісь Аравійсько-Індійського хребта приблизно на 200 миль вправо стосовно його основного простирання. Тут перебуває жолоб Уэтлі із глибиною, що перевищує прилягаючу абісальну рівнину більш ніж на 1000 м (загальна глибина жолоба 6803 м). Південна частина Аравійсько-Індійського хребта перетинається ще декількома зонами розламів: Витязь, Вима (або Вема), Арго, Марія-Целеста. У районі островів Сен-Поль і Амстердам вісь серединно-океанічного хребта перетинає Амстердамська зона розламів.

В Індійському океані є великі зони розламів, які проходять не поперек серединно-океанічного хребта, а по рівному океанічному дну. Наприклад, зона розламу Маврикій, південний кінець якої проходить по дну Мадагаскарської улоговини, і зона розламу Діамантина у східній частині океану (до південно-заходу від Австралії).

Як ми вже відзначали, багато зон розламів мають відкриті тріщини - глибоководні жолоби, В Індійському океані є кілька таких жолобів, найбільш глибокі - жолоба Діамантина (з максимальної глибиною 7102 м) і жолоб Вима (6492 м).

Теригенні опади в Індійському океані поширені найбільшою мірою поблизу тропічних районів суші завдяки виносу ріками зважених матеріалів. Поблизу субтропічних узбереж, де клімат сухий, атмосферних опадів мало й відсутні великі ріки, терігених відкладань менше, вони виносяться с суші головним чином вітром і поширюються на відстані до 1000 км від берега.

Уздовж північної периферії океану осадовий матеріал переноситься каламутними потоками в глибоководні жолоби й прилеглі улоговини.

Вапняні мули (в основному глобигерінові) в Індійському океані поширені широко. Вони покривають 54% площі його дна від 20° пн.ш. до 40° пд.ш., за винятком східної частини океану, де переважають глибини більш

5000 м, і, отже, карбонат кальцію розчиняється. Невеликі ділянки дна біля берегів Австралії покриті птероподовим мулом.

Кременисті мули спостерігаються південніше 60° пд.ш., тобто вже в межах Південного океану. Однак це ставиться лише до діатомових мулів. Радіолярієєві мули зустрічаються поблизу Південного тропіка в глибоких улоговинах, де вони перемешуються червоною глиною.

Червона глина займає 25 % усієї площі дна Індійського океану, головним чином у східній частині, де вона вистилає дно Северо-Австралійської, Кокосової, Західно-Австралійської, Натураліста і Південно-Австралійської улоговин. У західній частині червона глина зустрічається в зоні від 10° пн.ш. до 40° пд.ш. лише місцями, у найбільш глибоководних районах.

В області серединно-океанічного хребта на дні спостерігаються накоплення вулканічної лави й попелу, які до периферій хребта переходять у тонкозернисті туффіти й пелагічний мул. У деяких місцях на вулканічних підставах перебувають коралові вапняки (Кокосові острови).

Опади коралових рифів поширені в західній частині Індійського океану від 20° пд.ш. до 15° пн.ш., а в Червоному морі - до 30° пн.ш. У східній частині коралові рифи спостерігаються в невеликій кількості уздовж Західно-Австралійського шельфу. Тут немає таких островів або мілководних плато, які могли б служити підставою для коралових рифів, за винятком Кокосових островів і мілководних ділянок біля о.Різдва.

1.2 Клімат

Циркуляція повітря над Індійським океаном істотно відрізняється від повітряної циркуляції над Атлантичним і Тихим океанами. Пояснюється ця відмінність іншим фізико-географічним положенням Індійського океану. Північна частина Індійського океану лежить тільки в тропічних широтах, далі на північ розташовується Азіатський континент, південна частина по своїх географічних умовах подібна з південними частинами Атлантичного й Тихого океанів. Тут у субтропічних широтах розташовується область високого тиску - Південно-Індійський максимум. Центр цього максимуму з тиском 1020 гПа перебуває поблизу островів Сен-Поль і Амстердам.

До півдня від області високого тиску спостерігається поступове пониження тиску в напрямку до субполярної депресії, вісь якої в Індійському секторі Південного океану проходить близько $64-65^{\circ}$ пд.ш. Тиск уздовж осі

субполярної депресії трохи нижче 990 гПа. До півночі від центру субтропічного максимуму атмосферний тиск також падає, тому що там розташовується екваторіальна депресія. В області екваторіальної депресії тиск становить 1009-1012 гПа.

Такий розподіл атмосферного тиску обумовлює в Південній півкулі два типи вітрових полів (як і в інших океанах): південно-східний пасат на екваторіальній периферії Південно-Індійського максимуму й західні вітри до півдня від субтропічного максимуму. Між 40° і 50° пд.ш. західні вітри дуже стійкі по напрямку й мають великі швидкості ("ревучі сорокові").

У північній частині в субтропічних широтах максимум атмосферного тиску сезонний. Узимку над Центральною Азією внаслідок вихоладжування розбудовується потужна область високого тиску. Центр цієї області з тиском 1032 гПа лежить північніше 40° пн.ш. У напрямку до екватора тиск знижується, але екваторіальна депресія в зимовий сезон Північної півкулі (січень) зрушена до 10° пд.ш. Такий розподіл тиску обумовлює в Північній півкулі Індійського океану в цю пору року північно-східний мусон. На екваторі вітер міняє напрямок на північний, а в Південній півкулі складає північно-західний напрямок. Отже, узимку в Північній півкулі північно-східний мусон збігається по своєму напрямкові з північно-східним пасатом в Атлантичному й Тихому океанах [3].

Улітку над Азіатським континентом завдяки прогріву розбудовується велика область зниженого атмосферного тиску. Екваторіальна депресія виявляється зрушеною до півночі від екватора. Вона розташовується над південною частиною Азіатського континенту, тобто північніше 20° пн.ш. Тиск у її центрі в липні близько 1000 гПа або ще нижче. До півдня від цієї депресії тиск поступово підвищується до 30° пд.ш. (до центру субтропічного максимуму тиску). У цю пору року південно-східний пасат Південної півкулі на екваторі міняє напрямок і в Північній півкулі переходить у південно-західний мусон. Літній мусон характерний значним посиленням у західній частині океану: у берегів Сомалі й в Аравійському морі.

Таким чином, завдяки сезонному ефекту нагрівання й охолодження Азіатського континенту в північній пасатній зоні Індійського океану вітер двічі в рік міняє напрямок. Узимку північно-східний мусон збігається по напрямкові з пасатними вітрами Північної півкулі, улітку має напрямок, зворотний пасатам Атлантичного й Тихого океанів. Така особливість у характері атмосферної циркуляції північної частини Індійського океану визначає істотні відмінності й у циркуляції вод.

Повторюваність сильних і штормових вітрів різна в різних широтних поясах океану. У зимовий сезон Північної півкулі, тобто в період північно-

східного мусону, у всій пасатній зоні штормових вітрів зі швидкістю більш 15 м/с майже не спостерігається (у цю пору року їх повторюваність менше 1 %). Тільки в районі, розташованому до північно-заходу від Австралії (близько 10°пд.ш. і між 85° і 95°сх.д.), іноді утворюються тропічні циклони, які рухаються на південний схід або південний захід. Улітку Північної півкулі південно-західний мусон нерідко досягає сили шторму у берегів Сомалі й у західній частині Аравійського моря. У червні-серпні повторюваність вітру 15 м/с і більше у цих районах становить 10-20%. Область слабких вітрів у тропічній зоні Індійського океану в цю пору року лежить до сходу від 70°сх.д. Повторюваність штормів тут не перевищує 1%.

Як відзначалося, найбільш сильні вітри в Індійському океані спостерігаються між 40° і 50°пд.ш. Улітку Південної півкулі (січень) повторюваність вітрів 15 м/с і більш не перевищує 10% а взимку (липень) досягає 15-20% [3].

Хоча Індійський океан лежить в основному в тропічних й субтропічних широтах, розподіл температури повітря змінюється від сезону до сезону у зв'язку з утвором сезонних областей високого й низького тиску над Азією й зміною вітрів над океаном,

У січні термічний екватор, як і екваторіальна депресія, зміщений до півдня від географічного екватора приблизно на 10°пд.ш. По обидві сторони від термічного екватора температура повітря перевищує +27°C. До півночі від цієї смуги температура повітря убуває досить швидко. Ізотерма +20°C проходить майже уздовж тропіка Раку: від південного краю Аравійського півострова, через Перську затоку в північну частину Бенгальської затоки. У Південній півкулі ця ізотерма в січні проходить південніше тропіка Козерога (приблизно уздовж 30°пд.ш.), Ізотерми +21°-27°C не займають строго широтного положення, вони проходять між паралелями 10 і 30°пд.ш. злегка похило, піднімаючись до півночі у берегів Австралії, тобто температура повітря в цій широтній смузі біля берегів Австралії трохи нижче (на 1-3°C), чим у берегів Африки. До півдня від цієї смуги ізотерми займають майже строго широтне положення, при цьому ізотерма +10°C, яку можна прийняти в якості границі між помірною й субполярною зонами, проходить уздовж 45°пд.ш.

У липні зона найбільш високих температур (термічний екватор) зрушується на північ і проходить трохи північніше тропіка Раку. Температура повітря тут перевищує +27°C, однак у районі Аравійського моря вона нижче, чим над Бенгальською затокою. Уздовж берегів Малійського півострова температура повітря нижче +25°C, тому що тут відбувається охолодження повітряних мас над більш холодною водою, що

піднімається із глибини до поверхні уздовж узбережжя. До півдня від 10° ю.ш. температура повітря в липні на 5°C нижче, чим у січні на тих самих широтах.

Амплітуди річного ходу температури повітря невеликі для всього Індійського океану. Для широтного пояса 10° пн.ш. - 10° пд.ш. амплітуда не перевищує 2°C , а в смузі 4° пд.ш. - 7° пд.ш. навіть менш 1°C . До півдня від 10° пд.ш. амплітуда поступово збільшується від 2° до 5°C у 40° пд.ш. У північних частинах Аравійського моря й Бенгальської затоки амплітуда перевищує 5°C .

Річна кількість опадів в Індійському океані в середньому вище, чим у Тихому, і, особливо, в Атлантичному океанах, однак і тут є райони, де річна сума опадів становить тільки 100-300 мм. Найменша кількість опадів випадає в самій західній частині Аравійського моря (у смузі, що прилягає до Аравійського півострова), в Аденській затоці в Червоному морі - менш 100 мм у рік. У Перській затоці й у всій західній частині Аравійського моря кількість опадів також невелика й не перевищує 300 мм у рік. У ці райони в період як північно-східного, так і південно-західного мусону надходить сухе повітря із Центральної Азії або з Африки, тому хмарність тут незначна протягом усього року, а опади вкрай рідкі. До сходу від цих районів кількість опадів збільшується; у східній частині Аравійського моря річна сума опадів перевищує 1000 мм, а біля узбережжя Індії досягає 2000 і місцями 3000 мм. У Бенгальській затоці річні суми опадів великі по всій його акваторії: у західній частині затоки вони становлять 1600-2000 мм, у східній - 3000 мм.

Екваторіальна зона інтенсивних опадів розташовується між екватором і 10° пд.ш. Вона тягнеться від островів Ява й Суматра, на захід до Сейшельських островів. Річні суми опадів усюди в цій смузі перевищують 2000 мм, а в самій східній частині - навіть 3000 мм [3]. До півночі й півдню від цієї смуги кількість опадів поступово зменшується до 1000 мм у рік.

У південних субтропічних широтах Індійського океану приблизно від 20° до 40° пд.ш. річні суми опадів трохи менш 1000 мм, за винятком районів океану, що прилягають до берегів Австралії, де річні суми опадів становлять 300-500 мм.

Між 40° і 50° пд.ш. кількість опадів збільшується й перевищує 1000 мм у рік, а південніше 50° пд.ш. знову поступово зменшується в напрямку до берегів Антарктиди,

Інтенсивність випадання опадів у найбільш дощових районах має річний хід. У смузі 5° пн.ш. - 10° пд.ш. максимум у випаданні опадів припадає на березень-квітень, а південніше максимум зміщується на літо Південної

півкулі. Між 10° і 26° пд.ш. найбільша кількість опадів випадає в грудні-лютому.

Хмарність над Індійським океаном має добре виражений річний хід. У північній частині океану в період північно-східного мусону хмарний покрив незначний. Над Аравійським морем і Бенгальською затокою хмарність у цей сезон менш 2 балів. При південно-західному мусоні хмарність у східній частині Аравійського моря й над усією акваторією Бенгальської затоки збільшується й досягає 6-7 балів.

Південніше екватора хмарність значна протягом усього року: 5-6 балів улітку Північної півкулі й 6-7 балів узимку. У зоні південно-східного пасату в Індійському океані, на відміну від Атлантичного й Тихого, безхмарне небо спостерігається вкрай рідко, у середньому хмарність тут близько 6 балів. Тільки поблизу узбережжя Західної Австралії хмарний покрив різко зменшується.

Морські тумани до півночі від 40° пд.ш., тобто в тропічному й субтропічних районах Індійського океану, рідкі. Виключення становить район, розташований уздовж узбережжя Сомалійського півострова. Тут завдяки підйому до поверхні холодних глибинних вод температура води завжди на $1-2^{\circ}\text{C}$ нижче температури повітря, що приводить до конденсації водяного пару. Цей ефект, очевидно, підсилюється пилом, що виноситься з Африки й Аравії. Повторюваність туманів у даному районі й у південній частині Аравійського моря - не менш 20%, а місцями досягає 40%.

1.3 Тепловий і водний баланси

В Індійському океані найбільші річні величини радіаційного балансу спостерігаються в зоні, розташованій між північною границею океану й тропіком Козерога. Тут середнє багаторічне значення радіаційного балансу перевищує $6000 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}$ у рік. До півдня від цієї зони річні суми радіаційного балансу убувають досить швидко зі збільшенням широти, а ізолінії радіаційного балансу займають на карті положення, близьке до широтного. На 30° пд.ш. річна сума радіаційного балансу становить близько $5000 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}$, а до 60° пд.ш. вона убуває до $2600 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}$.

У грудні-січні максимальні значення радіаційного балансу спостерігаються уздовж тропіка Козерога й у берегів Африки перевищують $700 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}$ на місяць. У східній частині океану ці значення трохи менше $600-650 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}$ на місяць.

У березні, коли Сонце перебуває в зеніті над екватором, найбільші значення радіаційного балансу спостерігаються, природно, в екваторіальній зоні, але у зв'язку з наявністю тут хмарного покриву ці значення не перевищують $550-580 \text{ МДж.м}^{-2}$ на місяць.

У червні-липні максимальні величини радіаційного балансу зміщуються до північної границі океану. Однак вони також не перевищують 550 МДж.м^{-2} на місяць через те, що в період південно-західного мусону тут розбудовується значна хмарність, за винятком Аденського й Перського заток і Червоного моря, де величини радіаційного балансу в цю пору року досягають 650 і навіть 700 МДж.м^{-2} на місяць [4]. У вересні у всій тропічній зоні Індійського океану значення радіаційного балансу однакові - близько 500 МДж.м^{-2} на місяць.

Втрати тепла через поверхню внаслідок контактного теплообміну з атмосферою значні в Південній півкулі Індійського океану. Найбільших значень (1000 МДж.м^{-2} у рік) ці втрати досягають у районі, розташованому трохи південніше Африки, внаслідок більших контрастів між температурою теплих вод, що виносяться сюди Мозамбіцькою і Мадагаскарською течіями, і температурою холодного повітря, що надходить із субполярної зони. У широтній смузі між тропіком Козерога й 50° пд.ш. втрати тепла в результаті контактного теплообміну з атмосферою істотні на всіх довготах і перевищують 500 МДж.м^{-2} у рік. До півночі ж від тропіка Козерога ці втрати зменшуються й поблизу північної границі океану становлять тільки близько 250 МДж.м^{-2} у рік [4].

По всій акваторії Індійського океану втрати тепла на випар великі, але особливо великих значень вони досягають у районі тропіка Козерога: $5000-5500 \text{ МДж.м}^{-2}$ у рік - у західній частині й $6000-6500 \text{ МДж.м}^{-2}$ у рік - у східній частині океану. До півдня від тропіка втрати тепла на випар зменшуються й на $50-55^\circ$ пд.ш. становлять $3000-2500 \text{ МДж.м}^{-2}$ у рік.

Розподіл річних величин зовнішнього бюджету тепла в Індійському океані, були побудовані за результатами розрахунків Н.А.Тимофєєва [4]. Хоча цей розподіл і не має цілком зонального характеру, як в інших океанах, все-таки зональність тут помітна трохи більше, чим у Тихому й, особливо, в Атлантичному океанах. Найбільші позитивні величини річного бюджету тепла спостерігаються в зоні екватора й досягають 2000 МДж.м^{-2} . На північ від цієї зони позитивні величини бюджету тепла зменшуються до $500-1000 \text{ МДж.м}^{-2}$ у рік у північній границі океану.

Таким чином, у північній частині Індійського океану бюджет тепла скрізь позитивний: приплив тепла від сонячної радіації перевищує його втрати внаслідок довгохвильового випромінювання, випару й контактного

теплообміну з атмосферою. У південній частині нульова ізолінія проходить від узбережжя Південної Африки, уздовж південного берега Мадагаскару й далі на північний схід майже до берегів о.Ява. Південніше о.Ява нульова ізолінія трохи опускається до півдня й підходить до узбережжя Австралії приблизно на 18° пд.ш. Убік екватора від цієї лінії річний бюджет тепла Індійського океану позитивний, до півдня від неї - скрізь негативний. Тут у південній частині є дві області найбільш інтенсивних втрат тепла. Одна з них розташована південніше Африки, друга - на захід від Австралії. Втрати тепла в атмосферу в центрах цих областей перевищують у рік його вступ від сонячної радіації відповідно на 2500 і 1500 м. Однак таких районів, як у північно-західних частинах Атлантичного й Тихого океанів, де втрати тепла через поверхню перевищують його вступ на $5000-7000$ МДж.м⁻² у рік, в Індійському океані немає.

Тепловий бюджет Індійського океану має досить добре виявлений річний хід. У грудні-січні нульова ізолінія проходить північніше екватора приблизно близько 10° пн.ш. До півночі від неї бюджет тепла негативний і в північній границі океану становить -300 МДж.м⁻² на місяць. До півдня від нульової ізолінії зовнішній тепловий бюджет скрізь поло-жительный. На екваторі його значення - близько 200 МДж.м⁻² на місяць. Максимальні позитивні значення бюджету тепла спостерігаються уздовж тропіка Козерога, де Сонце в цю пору року в зеніті. Внаслідок інтенсивного випару в зазначеній зоні тепло, одержуване від Сонця, майже повністю передається в атмосферу, і тепловий бюджет становить $100-200$, а в центрі океану - менш 100 МДж.м⁻² на місяць. До півдня від тропіка бюджет тепла збільшується й у зоні $35^{\circ}-50^{\circ}$ пд.ш. досягає максимальних значень: 300 МДж.м⁻² на місяць (і навіть трохи більше). Потім ці величини починають убувати убік високих південних широт,

У червні-липні нульова ізолінія розташовується приблизно уздовж екватору. До півночі бюджет тепла скрізь позитивний і в Червоному морі складає $300-400$ МДж.м⁻² на місяць. До півдня від екватора тепловий бюджет негативний. Найбільших негативних значень він досягає в зоні, розташованій між тропіком Козерога й 50° пд.ш. (-400 , місцями -500 МДж.м⁻² на місяць).

Таким чином, найбільш значні сезонні коливання зовнішнього бюджету тепла в Індійському океані спостерігаються в північній границі океану, особливо в Червоному морі й Перській затоці (300 МДж.м⁻² на місяць улітку, -300 МДж.м⁻² на місяць узимку) і в зоні $30^{\circ}-50^{\circ}$ пд.ш. (300 МДж.м⁻² на місяць улітку, -400 МДж.м⁻² на місяць узимку). У цих районах повинні спостерігатися й найбільші амплітуди річного ходу температури води.

Завдяки наявності річного ходу хмарності на екваторі також спостерігаються сезонні коливання бюджету тепла, хоча амплітуда їх невелика.

Середня для всього океану річна величина випару - 145 см, що становить $111 \cdot 10^3 \text{ км}^3$. Середнє по всій акваторії Індійського океану річна кількість опадів - 128 см, або $98 \cdot 10^3 \text{ км}^3$.

Річковий стік в Індійський океан рівний $6,1 \text{ тис. км}^3$ у рік, що в перерахуванні на його площу дає 8 см. У сумі опади й річковий стік становлять 136 см. Таким чином, прибуткові й видаткові складові зовнішнього бюджету води Індійського океану не збалансовані. Отже, баланс зберігається за умови, що приплив води з інших океанів компенсує різницю в прісних складах.

Величина різниці опади-випар значно міняється по акваторії океану. Позитивні значення цієї різниці спостерігаються в екваторіальній зоні, особливо в східній її частині, де ці значення досягають 130 см у рік, а також у Бенгальській затоці. Негативні значення різниці опади-випар у південній частині океану розташовуються широкою смугою уздовж тропіка. Особливо більші негативні значення, що досягають -200 см, спостерігаються в цій смузі в східній частині, у районі, що примикає до берегів Австралії, а крім того, у Червоному морі й північно-західної частини Аравійського моря.

1.4 Вертикальна структура і водні маси Індійського океану

У межах Індійського океану можна виділити чотири зони, кожної з яких відповідає певна вертикальна структура: субантарктична, південна субтропічна, екваторіальна (або тропічна), аравійська. Південною границею субантарктичної зони, як і між Індійським і Південним океанами, служить антарктична конвергенція (південний полярний фронт). Північна границя субантарктичної зони - субантарктичний фронт, який нижче 200 м збігається із субтропічною конвергенцією. У поверхневому шарі субантарктичний фронт проходить трохи південніше субтропічної конвергенції. До півночі від субантарктичного фронту (субтропічної конвергенції) лежить південна субтропічна зона, північною границею якої служить південний тропічний фронт. Між південним і північним тропічними фронтами перебуває екваторіальна зона. Північніше цієї зони до берегів Азії розташовуються води аравійської структури.

Поверхневі води. Температура поверхневого шару води в субантарктичній зоні характеризується помітними сезонними коливаннями. Літній шар прогріву досягає товщини 50-70 м. Температура води в ньому 16-20°C у північній границі зони й близько 5°C у південній. Солоність води перевищує 35 ‰. поблизу північної границі зони й опускається до 34 ‰ поблизу південної границі. У зимовий сезон температура води знижується на 4-5°C у районі субантарктичного фронту й тільки на 2-2,5°C у районі антарктичної конвергенції. Товщина шару конвекції - до 150-200 м.

Найбільші сезонні зміни температури води на поверхні спостерігаються на південній периферії субтропічної зони. Літні значення температури тут високі, вони змінюються від 20 до 26°C у напрямку з півдня на північ. Різниця між літніми й зимовими значеннями досягає 5-6°C. Південній субтропічній зоні властива висока солоність води. Ізогаліна 35,5 ‰ охоплює досить широку смугу океану між 25 і 35° пд.ш., що простягнувся майже від берегів Африки до берегів Австралії. Найбільш високі в цій зоні значення солоності, що досягають 36 ‰, перебувають у східній частині океану поблизу Австралії й збігаються з максимальними значеннями різниці випар-опадів. Висока солоність води на поверхні, наявність спадних рухів у середині південного субтропічного круговороту вод приводять до того, що в зимовий сезон, коли завдяки охолодженню додатково розбудовується щільнісна конвекція, перемішування досягає 500 м.

В екваторіальній зоні, обмеженої з півдня й з півночі тропічними фронтами, сезонні коливання температури води найменші. У східній частині цієї зони вони ледь досягають 1° і збільшуються до берегів Африки до 2,5-3°C, однак протягом усього року температура води тут перевищує 25°C. Солоність поверхневої води в екваторіальній зоні суттєво нижче, чим у субтропічній. Мова води з низькою солоністю поширюється від о. Суматра спочатку на південний захід, а потім на захід і залишається помітним на картах солоності аж до берегів Африки, хоча значення солоності в ньому поступово підвищуються від 33,5 ‰ біля узбережжя Суматри до 35 ‰ поблизу Африки. Осолонення поверхневих екваторіальних вод західної частини океану відбувається за рахунок вступу високосоленої води Аравійського моря [5].

Поверхневі води Аравійського моря відрізняються по своїй солоності від вод Бенгальської затоки. В Аравійському морі, завдяки інтенсивному випару й невеликій кількості опадів, солоність поверхневої води протягом усього року перевищує 36 ‰ й лише в самій південній частині зменшується до 35,5-35,4 ‰. У Бенгальській ж затоці солоність води найнижча в

Індійському океані. У південній частині затоки солоність на поверхні близько 34 ‰, а у вершині затоки зменшується до 31 ‰ взимку й до 30 ‰ й навіть менш улітку. Температура поверхневих вод північної частини Індійського океану висока. Улітку вона досягає 27 в Аравійському морі й 28°C у Бенгальській затоці.

Підповерхневі води. В Індійському океані, як і в інших океанах подповерхностная субтропічна водна маса характеризується наявністю максимуму солоності на кривій її вертикального розподілу. Вона формується в межах південної субтропічної зони. Звідси з вогнища високої солоності, що перебуває поблизу берегів Австралії, високосолона вода поширюється в межах усєї південної субтропічної структури й захоплює субантарктичну зону. Максимум солоності розташовується в пикнокліні, однак у межах субантарктичної структури він виражений дуже слабо.

В екваторіальній зоні поширюється аравійська підповерхнева водна маса підвищеної солоності. Ця маса формується в північній частині моря, її солоність у вогнищі формування перевищує 36,5 ‰. Підповерхневий максимум солоності, відповідний до цієї води, спостерігається до південного тропічного фронту, але до півдня від екватора виражений слабо. У смузі екватора підповерхнева аравійська вода переноситься на схід течією Тареева. Поблизу південного тропічного фронту ця вода змішується з південної підповерхневою субтропічною водою. У Бенгальську затоку аравійська підповерхнева вода не проникає.

Проміжні води. У південній частині океану в субантарктичній і субтропічній зонах поширюється проміжна водна маса зниженої солоності, що формується в зоні антарктичної конвергенції. В Індійському океані вона рухається на північ між ізопікнічними поверхнями 27,2-27,4 ум.од. Між зонами антарктичної й субтропічної конвергенцій ця водна маса має низьку солоність (34,2 - 34,5 ‰). досить низьку температуру (3,4-4,0°C) і високий зміст кисню (6,5-4,5 мол/л). Спостерігається вона в цьому районі на глибинах 200-700 м. У зоні субтропічної конвергенції вона опускається й далі на північ просувається в шарі 800-1500 м. На широті південного тропічного фронту (10°пд.ш.) вона знову піднімається на глибину 500-900 м. Тут відбувається змішування її з більш солоними проміжними водами, що прийшли з півночі, і поступово вона втрачає свою відмітну властивість - мінімум солоності.

У північній частині Індійського океану поширюються високосолоні проміжні води Перської затоки й Червоного моря. Вода Перської затоки із солоністю 36,1-35,00 ‰ спостерігається між ізопікнічними поверхнями 26,4 і 26,8 ум.од, у шарі 300-400 м. Через Ормузьку протоку вона надходить в

Оманську затоку, потім просувається до півдня в західній частині океану до екватора. В екваторіальній зоні ця вода переноситься на схід і попадає вже сильно трансформована навіть у Бенгальську затоку.

Вода Червоного моря через Баб-ель-Мандебську протоку надходить в Аденську затоку й направляється далі на південь і південний схід між ізопікнічними поверхнями 27,1-27,3 ум.од. у шарі 600-900 м. Солоність цієї води мінняється від 36,3 до 34,9 ‰. Приблизно на 10° пд.ш. червономорська водна маса підвищеної солоності змішується із субантарктичною проміжною водою низької солоності, тому що максимум першої й мінімум другий лежать на одній і тій же ізопікнічній поверхні 27,2 ум.од. Таким чином, в Індійському океані, на відміну від Атлантичного й Тихого, субантарктична проміжна вода не досягає екватора.

У східній частині океану, у районах, що прилягають до Зондських островів і північно-західним берегам Австралії, поширюється проміжна водна маса моря Банда з низькою солоністю 34,60-34,70 ‰ і з температурою 4-5°C. Ця вода спостерігається в шарі 1000-1400 м, тобто нижче інших проміжних вод.

Глибинні води. В Індійському океані поширюється глибинна вода, що пересувається Циркумполярною течією з Атлантичного океану. На захід Центрально-Індійського хребта рух цієї водної маси має північну складову, а на схід хребта - південну. У міру просування глибинної атлантичної води із суцільного водного кільця на північ її термохалінні характеристики змінюються, температура підвищується, а солоність спочатку незначно знижується внаслідок змішування із проміжною субантарктичною водою, а потім підвищується за рахунок домішки червономорської води. На глибині 2000 м температура води в субантарктичній зоні підвищується з півдня на північ від 1 до 2°C, а в західній частині океану - навіть до 2,8°C. Північніше 20° пд.ш. температура води на цій глибині становить 2,5°C навіть у східній частині. В Аравійському морі й Бенгальській затоці температура досягає 3°C. Солоність води на цій глибині підвищується від 34,7‰ в субантарктичній зоні до 34,9 ‰ в Аравійському морі.

До півночі від південного тропічного фронту, тобто в екваторіальній зоні, зникає відмітна риса глибинної атлантичної води - максимум солоності. У районі океану, розташованому північніше південного тропічного фронту (10° пд.ш.), на думку Т.Ічіє, поширюється вже інша глибинна водна маса - північноіндійська, яка формується, змішуючись із червономорською. Глибинну ж воду, що спостерігається в районі між 35° пд.ш. і південним тропічним фронтом, він називає південноіндійською, вважаючи, мабуть, що атлантична водна маса в цьому районі вже досить трансформована для

того, щоб уважатися іншою водною масою. Очевидно, для останнього найменування все-таки мало підстав, тому що в південній субтропічній зоні аж до широти південного тропічного фронту глибинна вода зберігає основну властивість атлантичної водної маси - глибинний максимум солоності. Зберігається й характерний для атлантичної глибинної води високий вміст кисню, що досягає в цьому районі 4,0-5,0 мол/л, суттєво знижується воно лише до півночі від південного тропічного фронту. Отже, тільки північніше 10° пд.ш. глибинну воду можна з деякою підставою вважати новою водною масою (північноіндоокеанською).

Донна вода. У нижньому шарі вод Індійського океану поширюється антарктична донна водна маса, яка формується в морі Уэддела. В індоокеанському секторі поблизу антарктичного материкового схилу також є вогнища утвору донної води. Згідно Т.Ічіє, у західній частині Індійського океану поширюється донна вода, що надходить із атлантичного сектору, а в східній переважає донна вода, що утворюється в індоокеанському секторі на схід від 90° сх.д. При поширенні на північ із улоговини в улоговину донна вода поступово змішується із глибинною водною масою, тому її характеристики, (особливо температура) змінюються. На глибині 4000 м температура змінюється від 0,2-0,4 на 50° пд.ш. до 1,6-1,7°С у північній частині океану, солоність - від 34,72 до 34,75-34,76 ‰, кисень - від 4,7- 4,8 до 4,0 мол/л. Т.Ічіє вважає, що північніше південного тропічного фронту антарктична донна вода в результаті її змішування із північноіндоокеанською глибинною водою трансформується настільки, що її можна вважати іншою водною масою, і називає північноіндоокеанською донною водою. Однак аналогічна трансформація антарктичної донної води спостерігається в Атлантичному й Тихому океанах, і все-таки ця водна маса йменується антарктичною відповідно до її джерела. Тому навряд чи є особлива потреба в іншому найменуванні її в Індійському океані.

1.5 Основні риси просторового розподілу гідрологічних та гідрохімічних характеристик

Температура води. У південній частині Індійського океану розподілу температури води на поверхні властива досить строга зональність. Від південної границі океану (антарктична конвергенція) температура поступово підвищується зі зменшенням широти, хоча горизонтальні градієнти не скрізь однакові, а ізотерми не розташовані строго по паралелі.

Узимку Південної півкулі (серпень) температура води на поверхні поблизу південної границі близько 2-3°C, а на екваторі досягає 28°C. Між 40 і 46-48° пд.ш. спостерігається згущення ізотерм, тут проходить субантарктичний фронт. Південніше фронту ізотерми відхиляються від широтного напрямку до півдня в західній частині, що обумовлене переносом теплих вод з півночі на південь Мадагаскарською і Мозамбіцькою течіями. Північніше о.Мадагаскар ізотерми відхиляються від широтного напрямку у зворотну сторону, тому що у західних берегів океану спостерігається підйом до поверхні більш холодних вод. Особливо яскраво підйом глибинних вод виражений до півночі від екватора. У цей сезон у берегів Сомалі й Аравії температура води на поверхні завдяки підйому знижується місцями до 20°C и нижче. У центральній частині Аравійського моря вона досягає 27°C, у Бенгальській затоці 28°C. Найбільші сезонні коливання температури спостерігаються в центральній частині океану близько 30° пд.ш., де вони досягають 7°C. Убік північної границі океану різниця між літньою й зимовою температурою убуває до 2-3, а до екватора до 1°C. До півночі від екватора ця різниця знову зростає й у північних частинах Аравійського моря й Бенгальської затоки становить близько 5°C (у Червоному морі й Перській затоці сезонні коливання набагато більше). Улітку Південної півкулі (лютий) температура води поблизу південної границі океану 4-5°C. Термічний екватор з температурою води, що трохи перевищує 28°C, зміщається до півдня від географічного екватора, особливо в західній частині океану. Нахил ізотерм північніше субантарктичного фронту залишається таким же, як і взимку. У північній частині океану, де лютий - зимовий місяць, температура знижується до 23-24°C у північних частинах Аравійського моря й Бенгальської затоки.

Зниження із глибиною температури води в Індійському океані характеризується тими ж особливостями, що в Атлантичному й Тихому океанах, тобто більш висока температура в підповерхневому і проміжному шарах спостерігається в центральних частинах антициклонічних круговоротів. Так, на глибині 200 м найбільш висока температура відзначається в зоні субтропічної конвергенції - більш 17°C, а місцями уздовж 20° пд.ш. вона перевищує 19°C. У південній границі океану температура води на цій глибині тільки близько 1°C, а в екваторіальній зоні - 13-14°C. В Аравійському морі вона знову підвищується в напрямку до Оманської затоки до 18°C, що пов'язане із зануренням тут поверхневої більш теплої води, що надходить із Перської затоки.

Такий же характер розподілу температури води зберігається на глибині 500 і 1000 м, лише абсолютні значення температури убувають. На горизонті

500 м у центрі агульясского круговороту температура 13°C , у зоні південного тропічного фронту - близько 9 , у північній частині Аравійського моря - 12°C . Горизонту 1000 м властиві деякі нові особливості, пов'язані з тим, що зона субтропічної конвергенції зміщається до півдня, тому й область найбільш високої температури води в Південній півкулі зрушується приблизно до 35° пд.ш, а уздовж 20° пд.ш. проходить область більш низької температури.

Нижче 1000 м горизонтальний розподіл температури води пов'язан з розподілом глибинних і донних вод. У зв'язку з тим, що ці водні маси просуваються з півдня на північ, температура води підвищується в цій же напрямку внаслідок перемішування з більш теплими проміжними водами. На горизонті 2000 м температура підвищується від 1°C у південній границі океану до 3°C у Аравійському морі, на рівні 3000 м - від $0,5$ до $1,8^{\circ}\text{C}$, 4000 м - від 0 до $1,3^{\circ}\text{C}$.

Солоність. Розподіл солоності води на поверхні відповідає розподілу випару й опадів. У південній частині океану найбільш низькі значення солоності перебувають поблизу зони антарктичної конвергенції й становлять $33,8-33,9$ ‰. Різне збільшення солоності поверхневої води спостерігається між 48 і 40° пд.ш. До півдня від 40° пд.ш. солоність скрізь вище 35 ‰, за винятком смуги вод у берегів Африки, де солоність, завдяки значній кількості опадів, залишається в межах $34,0-34,8$ ‰. Найбільш високі значення солоності спостерігаються уздовж 35° пд.ш., особливо в берегів Австралії, - до 36 ‰. Далі на північ починається зниження солоності. Область мінімальних її значень розташовується в східній частині Бенгальської затоки й у берегів Суматри. Звідси вісь мінімальних значень солоності проходить до північного краю Мадагаскару. У західній частині океану до півночі від екватора спостерігається особливо значне збільшення солоності внаслідок переваги випару над опадами. У північній частині Аравійського моря солоність перевищує $36,3$ ‰.

На глибинах $100-300$ м розподіл солоності пов'язан з розповсюдженням підповерхневої субтропічної води. Максимальні значення в південній частині океану так само, як і на поверхні, перебувають у центральній частині субтропічного антициклонічного круговороту. На горизонті 200 м вони досягають $35,6-35,7$ ‰. Зона мінімальних значень займає строго широтне положення, її вісь проходить по $8-9^{\circ}$ ю.ш. Однак навіть у цій зоні значення солоності на глибині 200 м у західній і центральній частинах океану перевищують 35 ‰, і тільки в східній частині зони поблизу берегів Яви вони опускаються до $34,7-34,8$ ‰. Північніше $5-6^{\circ}$ пд.ш. солоність на глибині 200 м вище 35 ‰, за винятком східної частини Бенгальської затоки, де вона на цій глибині не досягає 35 ‰.

Нижче 300-400 м горизонтальний розподіл солоності визначається поширенням проміжних вод. На глибині 500 м область високої солоності зберігається в південній субтропічній зоні. На остальній акваторії південної частини океану на глибині 500 м солоність нижче 35 ‰, а північніше екватора - повсюдно вище 35 ‰, що пов'язане з розповсюдженням проміжних вод Перської затоки й Червоного моря, окремі гілки яких досягають Бенгальської затоки.

На горизонті 1000 м солоність майже рівномірно підвищується з півдня на північ від 34,6-34,7 ‰ у південній границі океану до 35,4 ‰ в центральній частині Аравійського моря. Тільки в зоні субтропічної конвергенції, яка на цій глибині зміщується на 40-42° пд.ш., завдяки опусканню ядра проміжної субантарктичної води солоність падає до 34,3-34,5 ‰.

Солоність глибинних і придонних шарів Індійського океану досить однорідна як у горизонтальному, так і у вертикальному напрямках: на глибині 2000 м вона змінюється від 34,70 ‰ на півдні до 34,80 ‰ на півночі, а на глибині 4000 м - від 34,65 ‰ на півдні до 34,75 ‰ на півночі.

2. ГІДРОЛОГІЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ СХІДНОЇ ЧАСТИНИ ІНДІЙСЬКОГО ОКЕАНУ

2.1 Матеріали спостережень і методика їх обробки

У даній главі були використані дані спостережень із двох джерел. Зі Світового атласу океанів - 2009 (World Ocean Atlas - WOA) були взяті осередненні поля температур. Крім того були використані дані окремих гідрологічних станцій і розрізів з банку даних WOD-2005 (World Ocean Database), по яких будувалися криві й профілі вертикального розподілу температури й солоності, а також розраховувалися геострофічні швидкості течій у даному регіоні.

Світовий атлас океанів.

Світовий атлас океанів (World Ocean Atlas - WOA) - це атлас даних океанологічних характеристик, отриманих за весь період спостережень у Світовому океані й оброблених у Лабораторії клімату океану Національного океанографічного центру даних (США). Він являє собою кліматичні поля океанологічних параметрів, отримані для всього Світового океану. Уперше такий Атлас був випущений в 1994 році й з тих пор приблизно через кожні чотири роки (1998, 2001, 2005 і 2009) виходить новий випуск, доповнений останніми даними.

Кліматичні поля являють собою дані, осередненні по одноградусних квадратах для всього Світового океану за допомогою математичного апарата об'єктивного аналізу. Поля ці трьохвимірні й по вертикалі проінтерпольовані на 33 стандартних горизонтах (від поверхні до глибини 5500 м). Осереднення за часом проводилося таким чином, що були отримані карти середньорічні, сезонні й середньомісячні. Атлас океанів містить у собі поля температури, солоності, розчиненого кисню, фосфатів, окиси кремнію й нітратів. У ранніх редакціях були також включені такі характеристики, як товщина перемішаного шару й висота поверхні моря. Як приклад, на рисунку 2.1 показана середньорічна карта розподілу температури на поверхні океану, побудована за багаторічним даними.

Крім осереднених полів океанологічних характеристик, WOA також містить деякі статистичні величини цих характеристик. Це такі величини, як кількість спостережень у квадраті, по яким проводилося осереднення, їхнє стандартне відхилення й стандартна помилка. Існують також поля з більш низьким просторовим дозволом - по 5-градусним квадратам. Усі дані зберігаються у форматі ASCII, а з 2005 року ще й у форматі netcdf.

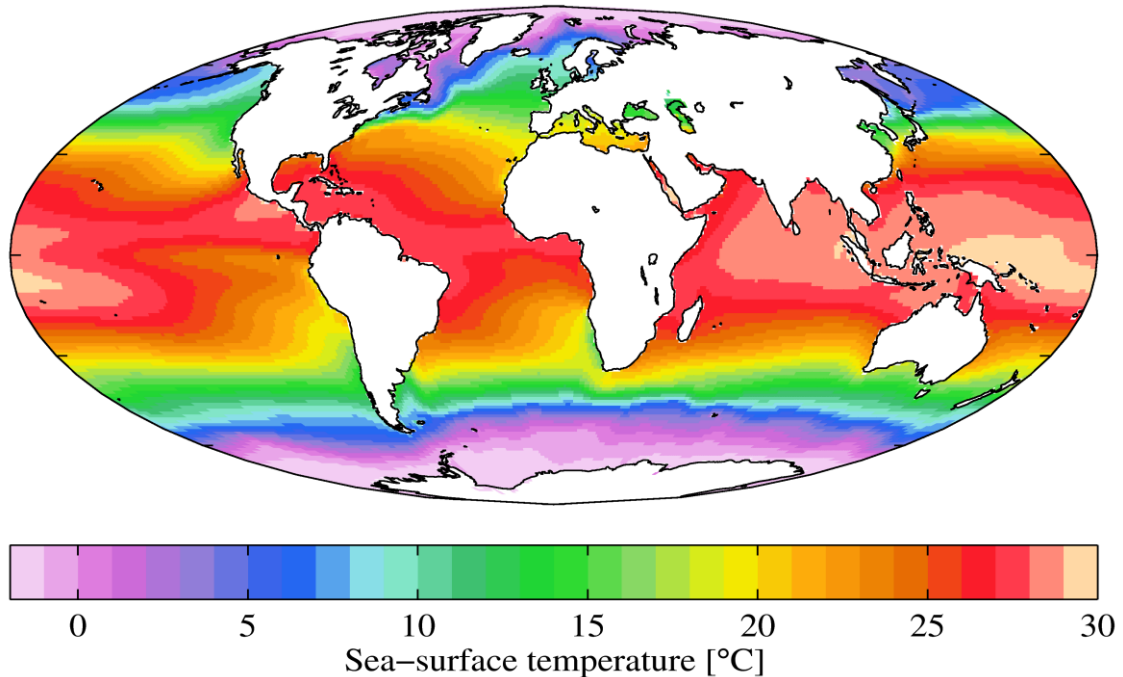


Рис. 2.1 Карта середньорічного розподілу температури поверхні океану

Банк даних по Світовому океану

У пропонованій главі роботи були використані дані, накопичені в результаті гідрографічних вимірів з 1930 до 2002 року в банку даних WOD-2005 (World Ocean Database).

Усього було оброблено 5 розрізів і 8 станцій на різних ділянках акваторії, що прилягає до північно-західного краю Австралії. Усі представлені станції на розрізах мають глибину вимірів перевищуючу 1000 м., тому що це мінімальна глибина, яка ухвалювалася за "нульову" поверхню при розрахунках швидкостей геострофічних течій динамічним методом. В інших випадках глибина "нульової" поверхні звичайно ухвалювалася по глибині найглибшої станції на даному розрізі.

Кількість станцій у розрізах коливається від 5 до 25. Були оброблені станції як STD -вимірів, так і розрізи, гідрологічні виміри на яких виконувалися за допомогою батометра. Обробка даних, побудова карт і різні розрахунки були зроблені за допомогою програми: "Ocean Data View" (version 5.6 - 2002, Reiner Schlitzer).

"Ocean Data View" (ODV) - комп'ютерна програма для інтерактивних пошуково-дослідницьких операцій і графічного відображення океанографічних даних (батиметрії, STD, ХВТ, і т.д.). ODV дозволяє в інтерактивному режимі переглядати великі масиви даних океанографічних спостережень. Стає можливим високоякісно оцінити станції, графічно

відобразити інформацію, що втримується в базі даних, будувати якісні розрізи, профілі, а також карти розподілу основних океанографічних і хімічних характеристик у різних шарах і глибинах. Робиться можливим інтерактивні розрахунки великої кількості різних характеристик. Отримані результати можуть бути відображені й проаналізовані в такий же спосіб як вихідні дані, збережені на диску. Програма ODV є гнучкою й легкою у використанні. Користувачеві абсолютно не потрібно знати внутрішню структуру формату зберігання даних, і при цьому не потрібно мати досвід у програмуванні. ODV завжди відображає карту використовуваних станцій на екрані й полегшує керування даними, дозволяючи оперативно здійснювати необхідні операції. Формат екрана й інші різні конфігураційні елементи можуть легко змінюватися, і всі необхідні формати можуть бути збережені в конфігураційному архіві на диску для подальшого використання. ODV може створювати й управляти дуже великими масивами даних. Тому стає можливим сполучати глобальні історичні гідрографічні дані разом із сучасними й без більших економічних і технічних витрат проводити їхній аналіз у різних умовах, наприклад, у лабораторії, удома або в польових умовах. Крім того, ODV може бути використана як доповнення до фактичних дослідницьких додатків, так і в якості навчального посібника.

Формат зберігання даних, використовуваний у даній програмі дозволяє щільно стиснути дані в архів і забезпечує швидкий доступ до будь-якої станції навіть при наявності великої кількості інформації. Формат даних гнучкий: можна накопичувати до 50 змінних. Наприклад, для ODV потрібно тільки 1МБ дискового простору для 1600 станцій батиметрії, що містять дані по 7 змінних.

ODV дозволяє вводити нові дані в загальну інформативну базу, а також виводити інформацію як текстові файли. У систему програми ODV можуть бути імпортовані гідрографічні дані, що зберігаються в наступних форматах:

- Формат WOCE WHP (розповсюджуваний через Інтернет),
- Всесвітній Океанічний Атлас 1994 року (WOA94; виданий на CD-Rom),
- Всесвітня Океанічна База даних 1998 (WOD98; видана на CD-Rom),
- Формат SD2,
- ODV формат електронної таблиці,
- netcdf (, щодозволяє обробляти чотиривимірні масиви даних).

На додаток до основних океанографічних характеристик, що зберігаються у файлах даних, ODV може обчислювати й представляти інші різні характеристики. Ці характеристики втримуються в програмному забезпеченні ODV: потенційна температура, потенційна напруженість, динамічна висота, нейтральна оптична щільність, швидкість звуку, насичення

кисню, і т.д. Будь-яка основна або отримана змінна може бути відображена графічно.

У роботі також використовуються дані спостережень, які були отримані під час спеціалізованої геологічної експедиції в грудні - березні 2013 року. Експедиція охоплювала акваторію Індійського океану, обмежену координатами: 10° пд.ш. - 30° пд.ш. по широті й 110° сх.д. - 130° сх.д по довготі. Експедиційні роботи містили в собі вивчення гідрологічного режиму даної акваторії, а також її гідроакустичних характеристик, які надалі використовувалися для коректування даних сейсмічної розвідки корисних копалин у цьому районі.

2.2 Температурний режим

В Індійському океані розподілу температури води на поверхні властива досить строга зональність. Від південної границі океану (антарктична конвергенція) температура поступово підвищується зі зменшенням широти, хоча горизонтальні градієнти не скрізь однакові, а ізотерми не розташовані строго по паралелі (рис.2.2).

Узимку Південної півкулі (серпень) температура води на поверхні поблизу південної границі близько $2-3^{\circ}\text{C}$, а на екваторі досягає 28°C . Між 40 і $46-48^{\circ}$ пд.ш. спостерігається згущення ізотерм, тут проходить субантарктичний фронт. Південніше фронту ізотерми відхиляються від широтного напрямку до півдня в західній частині, що обумовлене переносом теплих вод з півночі на південь Мадагаскарською і Мозамбіцькою течіями. У центральній частині Аравійського моря вона досягає 27°C , у Бенгальській затоці 28°C . Найбільші сезонні коливання температури спостерігаються в центральній частині океану близько 30° пд.ш., де вони досягають 7°C . Убік південної границі океану різниця між літньою й зимовою температурою убуває до 2-3, а до екватора до 1°C . До півночі від екватора ця різниця знову зростає й у північних частинах Аравійського моря й Бенгальської затоки становить близько 5°C (у Червоному морі й Перській затоці сезонні коливання набагато більше). Улітку Південної півкулі (лютий) температура води поблизу південної границі океану $4-5^{\circ}\text{C}$.

Термічний екватор з температурою води, що трохи перевищує 28°C , зміщається до півдня від географічного екватора, особливо в західній частині океану. Нахил ізотерм північніше субантарктичного фронту залишається

таким же, як і взимку. У північній частині океану, де лютий - зимовий місяць, температура знижується до 23-24°C у північних частинах Аравійського моря й Бенгальської затоки.

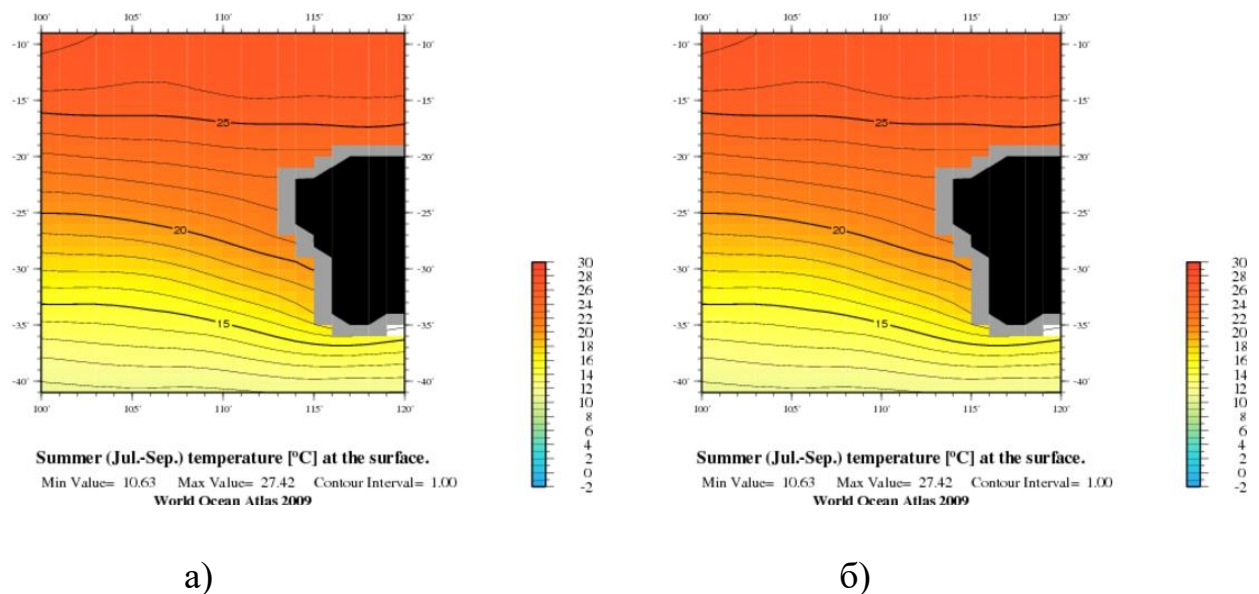


Рис.2.2 Розподіл температури води на поверхні. а - літо, б) - зима

Зниження із глибиною температури води в Індійському океані характеризується тими ж особливостями, що в Атлантичному й Тихому океанах, тобто більш висока температура в підповерхневому і проміжному шарах спостерігається в центральних частинах антициклонічних кругообертів. Так, на глибині 200 м найбільш висока температура відзначається в зоні субтропічної конвергенції - більш 17°C, а місцями уздовж 20°пд.ш. вона перевищує 19°C. У південній границі океану температура води на цій глибині тільки близько 1°C, а в екваторіальній зоні - 13-14°C. В Аравійському морі вона знову підвищується в напрямку до Оманської затоки до 18°C, що пов'язане із зануренням тут поверхневої більш теплої води, що надходить із Перської затоки.

Такий же характер розподілу температури води зберігається на глибині 500 і 1000 м, лише абсолютні значення температури убувають. На горизонті 500 м у центрі агульського круговороту температура 13°C, у зоні південного тропічного фронту - близько 9, у північній частині Аравійського моря - 12°C. Горизонту 1000 м властиві деякі нові особливості, пов'язані з тим, що зона субтропічної конвергенції зміщається до півдня, тому й область найбільш високої температури води в Південній півкулі зрушується приблизно до 35°пд.ш, а уздовж 20°пд.ш. проходить область більш низької температури.

Нижче 1000 м горизонтальний розподіл температури води зв'язан з розподілом глибинних і донних вод. У зв'язку з тим, що ці водні маси просуваються з півдня на північ, температура води підвищується в цім же напрямку внаслідок перемішування з більш теплими проміжними водами. На горизонті 2000 м температура підвищується від 1°C у південній границі океану до 3°C у Аравійському морі, на рівні 3000 м - від 0,5 до 1,8°C, 4000 м - від 0 до 1,3°C.

На рисунку 2.3 наведені схеми просторового розподілу температури на горизонтах 50, 100, 200, 500, 1000 і 2000 метрів.

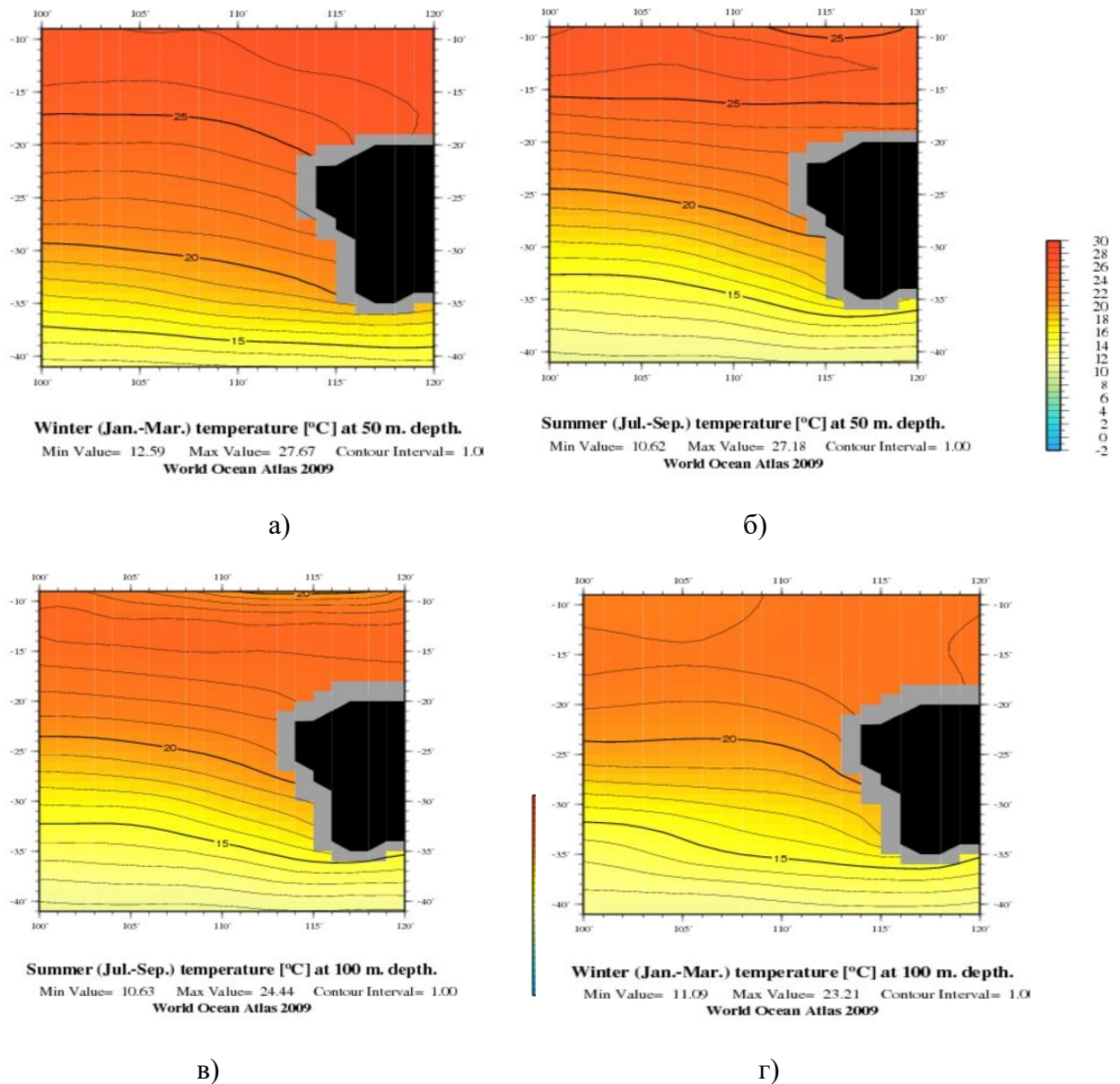
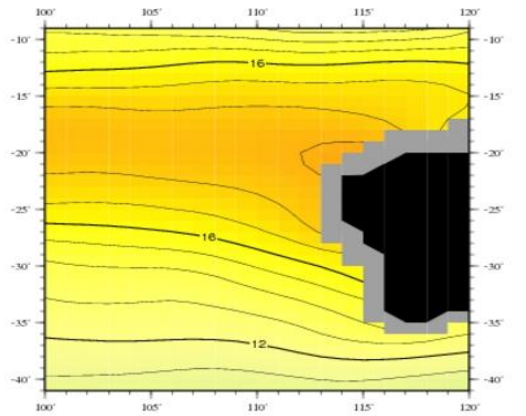
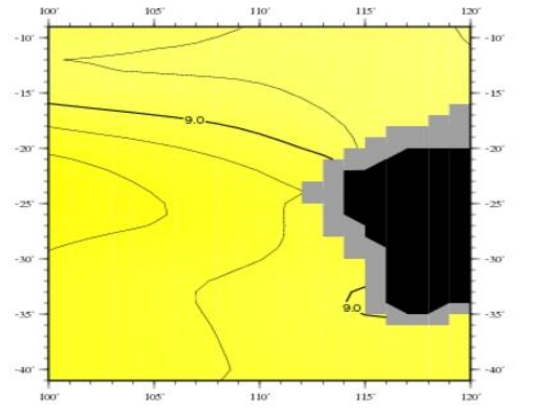


Рис.2.3 Розподіл температури води на горизонтах 50 м (а – зима, б – літо); 100 м (в – зима, г – літо); 200 м (д); 500 м (е); 1000 м (ж) і 2000 м (з)



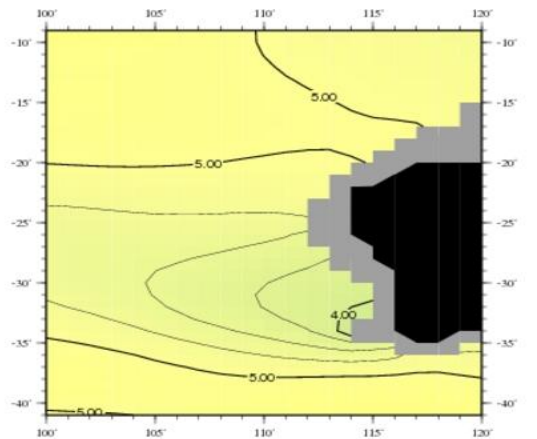
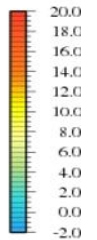
Summer (Jul.-Sep.) temperature [°C] at 200 m. depth.
 Min Value= 10.11 Max Value= 19.65 Contour Interval= 1.0
World Ocean Atlas 2009

д)



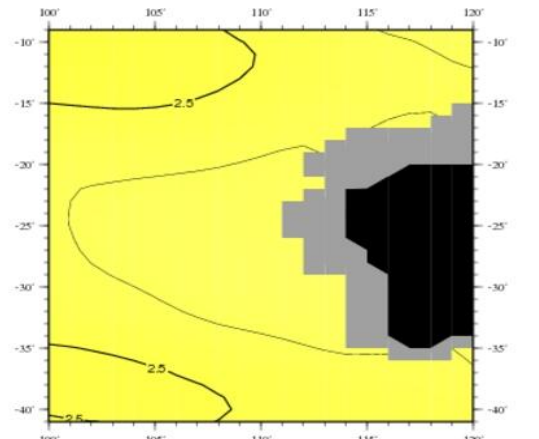
Annual temperature [°C] at 500 m. depth.
 Min Value= 7.84 Max Value= 10.31 Contour Interval= 0.50
World Ocean Atlas 2009

е)



Annual temperature [°C] at 1000 m. depth.
 Min Value= 3.79 Max Value= 5.25 Contour Interval= 0.2
World Ocean Atlas 2009

ж)



Annual temperature [°C] at 2000 m. depth.
 Min Value= 2.30 Max Value= 2.60 Contour Interval= 0.10
World Ocean Atlas 2009

з)

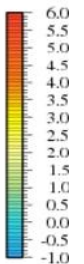


Рис.2.3 Продовження

На рис.2.4 наведені вертикальні розрізи температури води в районі океанографічної зйомки и послідуочего визначення звукових характеристик. Треба зауважити, що зйомка проводилась в жовтны – листопады 2012 р., а акустичні характеристики визначались в грудні 2012 – січні 2013 року. Звісно, якісь зміни в структурі гідрологічних полів за ці декілька місяців могли трапитися, але вони не мали бути значними, оскільки обидві зйомки віносяться до теплого сезону. Одночасної зйомки, на жаль, у нас не трапилось.

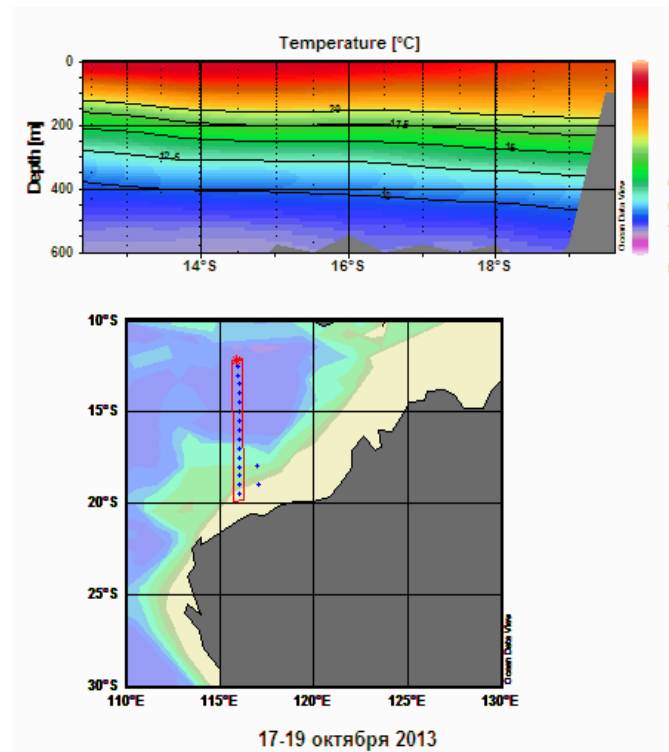
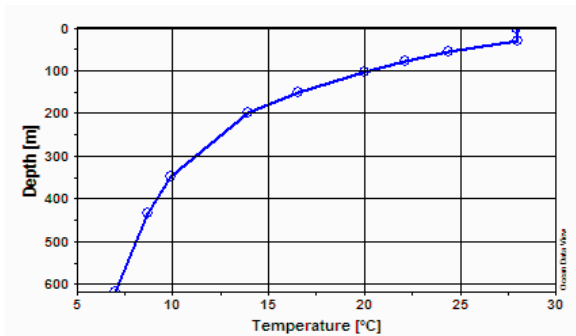
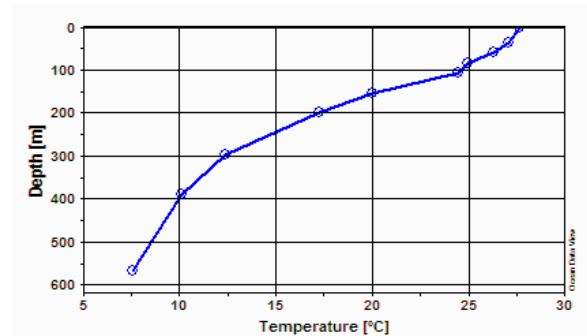


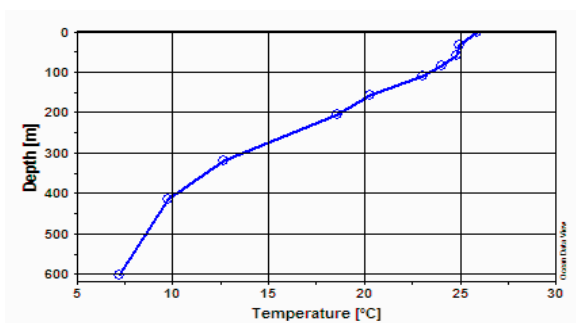
Рис.2.4 Вертикальний розріз температури по 118°сх.д.



а)



б)



в)

Рис.2.5 Вертикальні профілі температури води на станціях розрізу по 118°сх.д. (а – 17 жовтня, б – 18 жовтня, в – 19 жовтня)

Вертикальні розрізи температури на гідрологічних станціях, що перебувають на 118 меридіані (рис.2.5) показують, що температурне поле на цьому розрізі досить однорідне. На поверхні температура міняється від 28°C у північній частині розрізу до 26°C у південній. 17 жовтня на профілі добре проглядається верхній квазіоднорідний шар (ВКШ) товщиною близько 20 м. На глибині 600 м температура на всіх станціях однакова - близько 7°C. У північній частині розрізу відбувається більш швидкий спад температури, чим в південній. На глибині 100 м 17 жовтня вона становила 20°C, у той час як 19 жовтня 25°C.

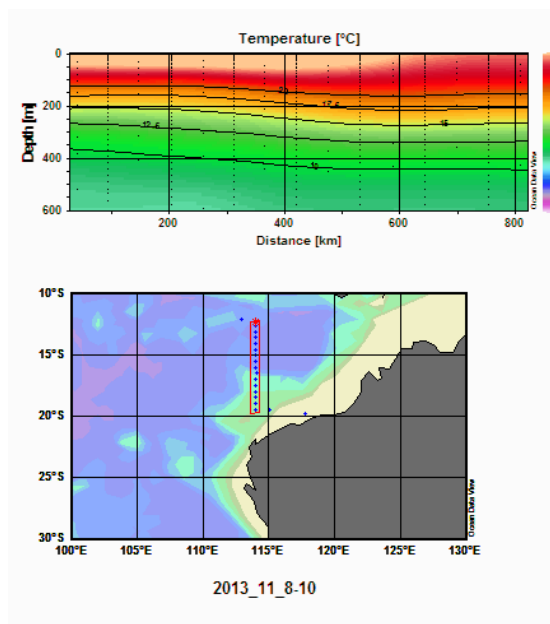


Рис. 2.6 Вертикальний розріз температури по 114°сх.д.

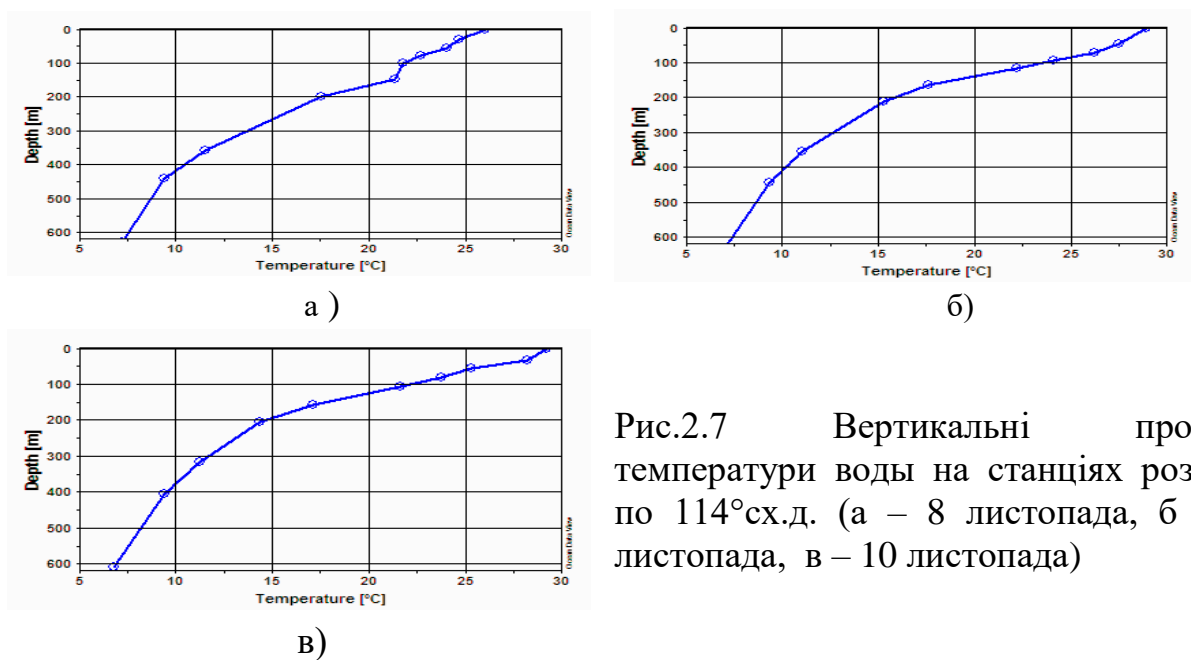


Рис.2.7 Вертикальні профілі температури води на станціях розрізу по 114°сх.д. (а – 8 листопада, б – 9 листопада, в – 10 листопада)

Основні риси вертикального розподілу температури на розрізі по 118° сх.д. зберігаються й на розрізі по 114° сх.д. (рис.2.6, 2.7), і на розрізі по 112° сх.д. (рисл.2.8, 2.9). Нахил ізотерм від північної частини розрізу до південної збільшується (глибина залягання ізотерми 20°C збільшується з 120 м 11 листопада до 150 м 15 листопада, а ізотерми 16°C збільшується з 200 м 11 листопада до 300 м 15 листопада).

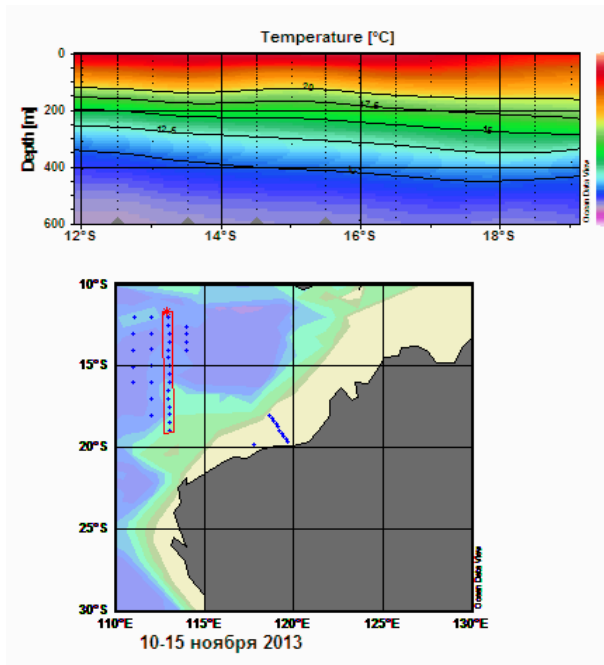
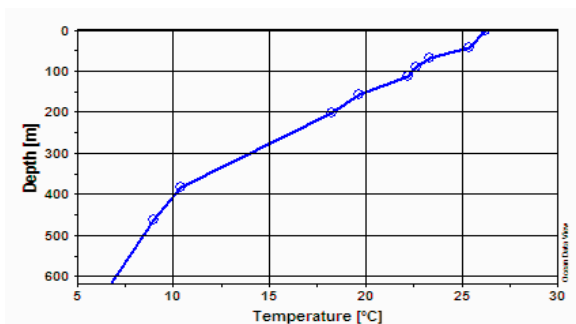
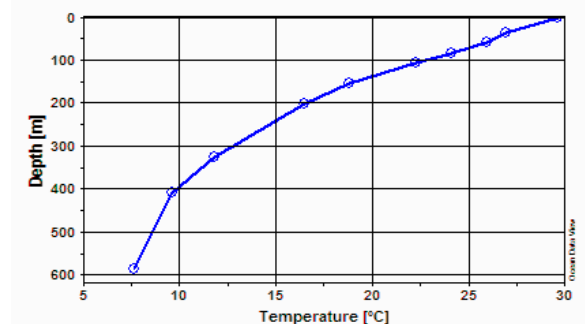


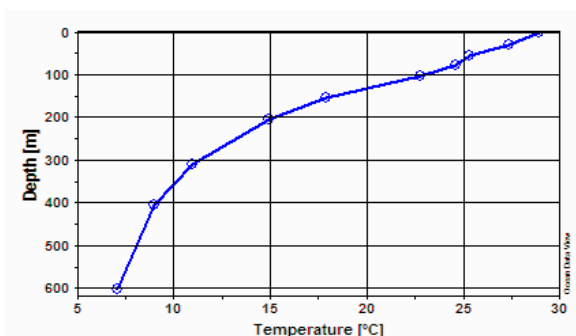
Рис. 2.8 Вертикальний розріз температури по 112° сх.д.



а)



б)



в)

Рис.2.9 Вертикальні профілі температури води на станціях розрізу по 112° сх.д. (а – 10 листопада, б – 13 листопада, в – 15 листопада)

2.3 Режим солоності вод

Розподіл солоності води на поверхні відповідає розподілу випару й опадів. У південній частині океану найбільш низькі значення солоності перебувають поблизу зони антарктичної конвергенції й становлять 33,8-33,9 ‰. Найбільш високі значення солоності спостерігаються уздовж 35°пд.ш., особливо у берегів Австралії, - до 36 ‰. Далі на північ починається зниження солоності. Область мінімальних її значень розташовується в східній частині Бенгальської затоки й у берегів Суматри. Звідси вісь мінімальних значень солоності проходить до північного краю Мадагаскару (рис.2.10 а-г).

На глибинах 100-300 м розподіл солоності пов'язане з розповсюдженням підповерхневої субтропічної води. Максимальні значення в південній частині океану так само, як і на поверхні, перебувають у центральній частині субтропічного антициклонічного круговороту. На горизонті 200 м вони досягають 35,6-35,7 ‰. Зона мінімальних значень займає строго широтне положення, її вісь проходить по 8-9°пд.ш. Однак навіть у цій зоні значення солоності на глибині 200 м у західній і центральній частинах океану перевищують 35 ‰, і тільки в східній частині зони поблизу берегів Яви вони опускаються до 34,7-34,8 ‰. Північніше 5-6°пд.ш. солоність на глибині 200 м вище 35 ‰, за винятком східної частини Бенгальської затоки, де вона на цій глибині не досягає 35 ‰ (рис. 2.10 д-ж). Нижче 300-400 м горизонтальний розподіл солоності визначається поширенням проміжних вод. На глибині 500 м (рис.2.10 з) область високої солоності зберігається в південній субтропічній зоні. На іншій акваторії південної частини океану на глибині 500 м солоність нижче 35 ‰, а північніше екватора - повсюдно вище 35 ‰, що пов'язане з поширенням проміжних вод Перської затоки й Червоного моря, окремі галузей яких досягають Бенгальської затоки.

На горизонті 1000 м (рис. 2.10 і) солоність майже рівномірно підвищується з півдня на північ від 34,6-34,7 ‰ біля південної границі океану до 35,4‰ в центральній частині Аравійського моря. Тільки в зоні субтропічної конвергенції, яка на цій глибині зміщується на 40-42°пд.ш., завдяки опусканню ядра проміжної субантарктичної води солоність падає до 34,3-34,5 ‰.

Солоність глибинних і придонних шарів Індійського океану досить однорідна як у горизонтальному, так і у вертикальному напрямках: на глибині 2000 м вона змінюється від 34,70 ‰ на півдні до 34,80 ‰ на півночі, а на глибині 4000 м - від 34,65 ‰ на півдні до 34,75 ‰ на півночі.

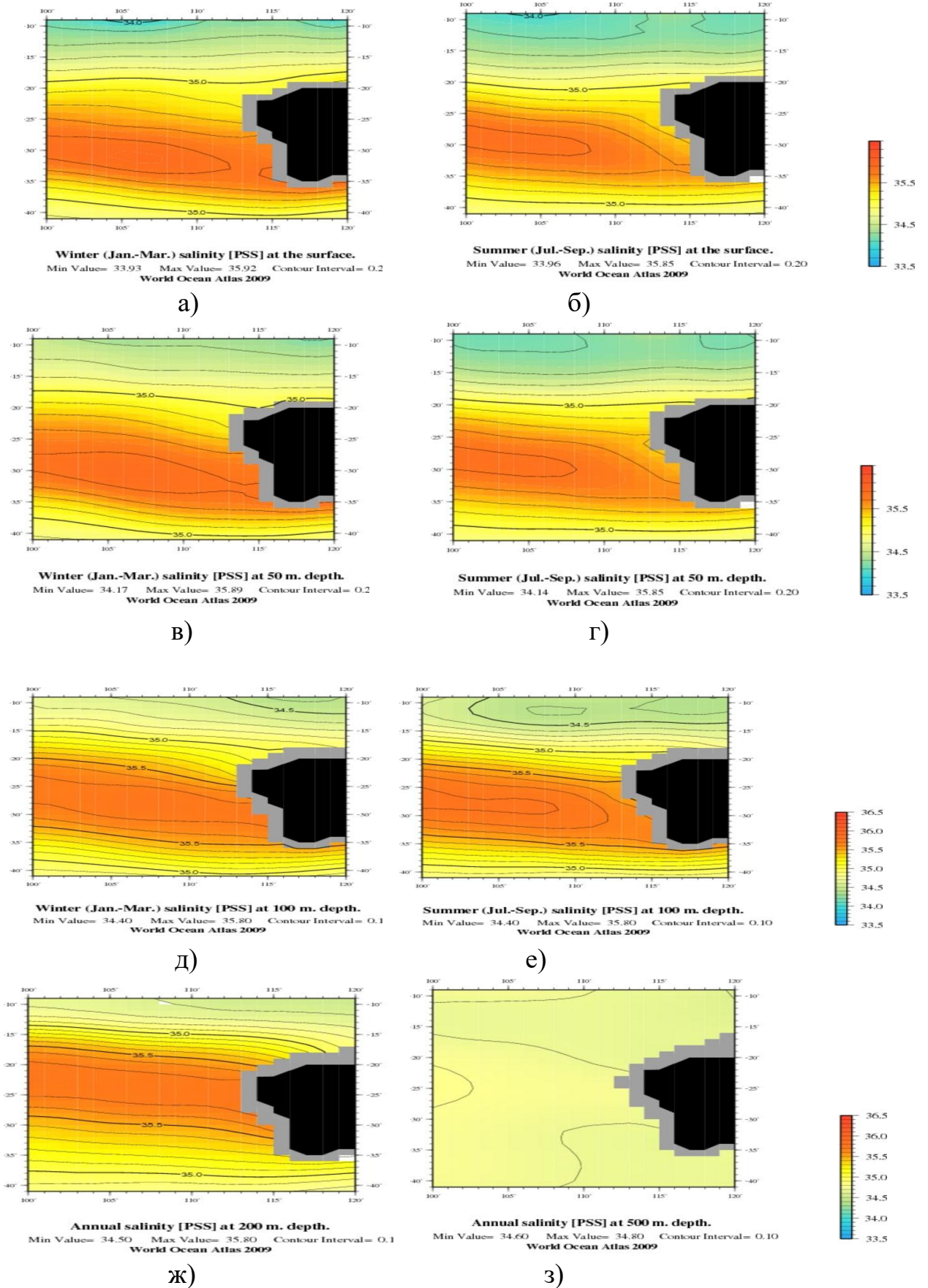


Рис.2.10 Розподіл солоності води на горизонтах 0 м (а – зима, б – літо); 50 м (в, г); 100 м (д, е); 200 м (ж); 500 м (з), 1000 м (і) и 2000 м (к)

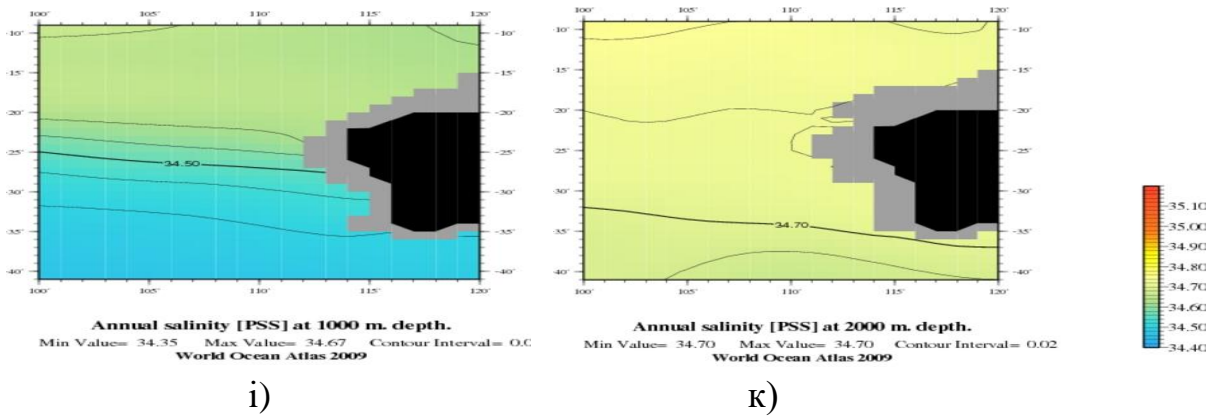


Рис.2.10 Продовження

Розподіл солоності по вертикалі на розрізах по 118, 114 і 112°сх.д. тісно пов'язане із циркуляцією вод у цьому регіоні (рис.2.11-2.13). У самого узбережжя Австралії з півночі на південь проходить течія Лівіна (докладніше про циркуляцію вод у цьому регіоні буде сказано в наступному підрозділі). Води цієї течії беруть свій початок у Тихому океані й потім через індонезійські середземноморські протоки проникають в Індійський океан і поширюються далі на південь уздовж західного узбережжя Австралії. Ці води відрізняються більш високою солоністю в порівнянні з індоокеанськими. На всіх розрізах, у їхній південній частині прослідковуються ці високосолоні води. Швидкість цієї течії невелика - $10 - 20 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$.

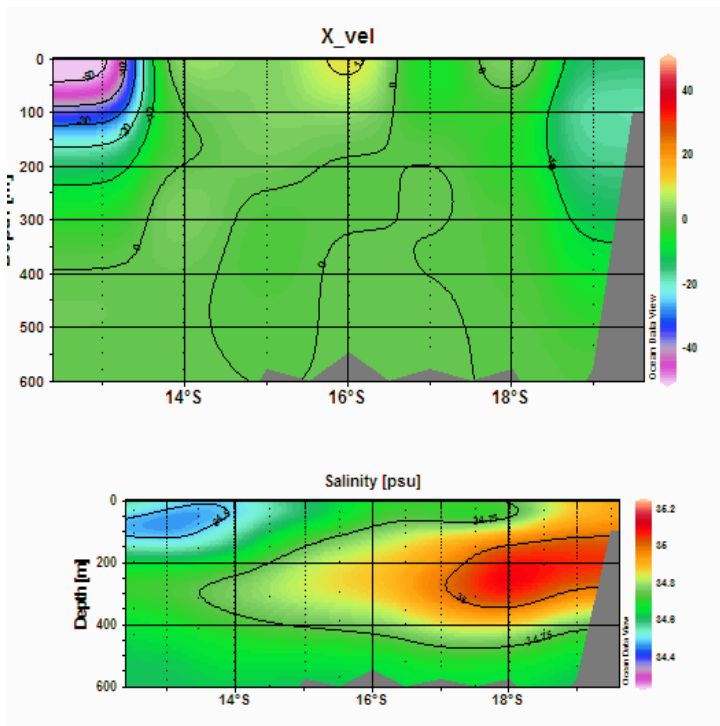


Рис. 2.11 Вертикальний розподіл швидкості течії (зверху) и солоності (знизу) на розрізі по 118° сх.д.

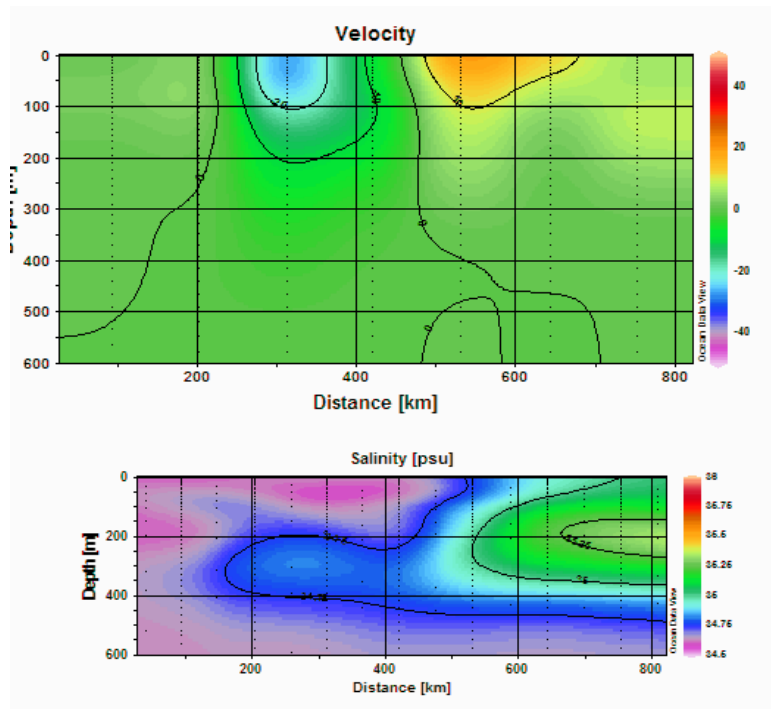


Рис. 2. 12 Вертикальний розподіл швидкості течії (зверху) і солоності (знизу) на розрізі по 114° сх.д.

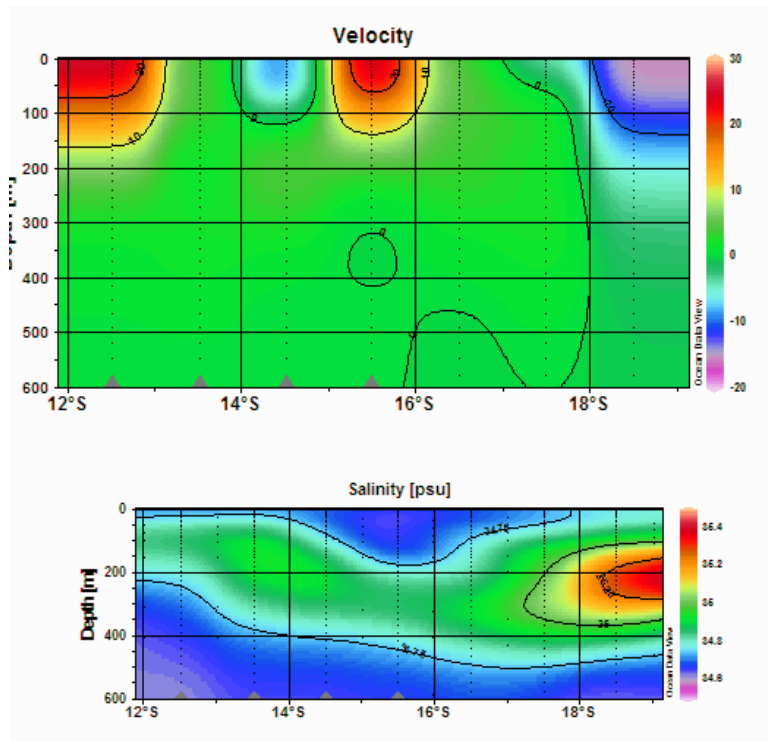
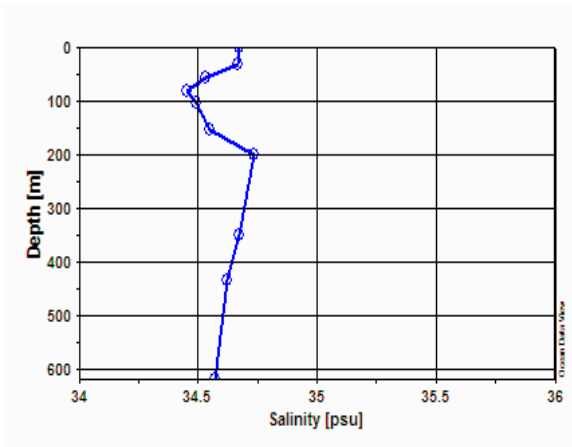


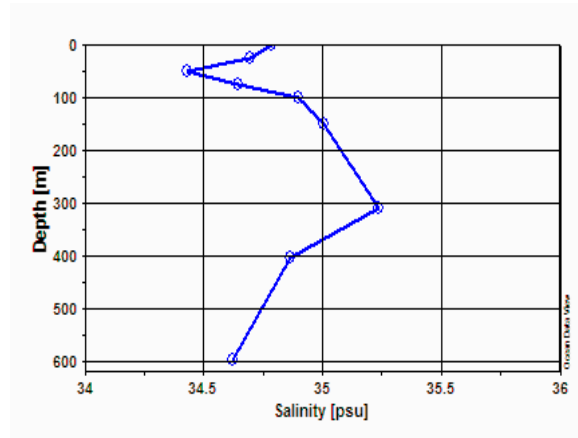
Рис. 2.13 Вертикальний розподіл швидкості течії (зверху) і солоності (знизу) на розрізі по 112° сх.д.

Сама течія неглибока і займає шар від поверхні до глибини приблизно 300-400 м. Максимальні швидкості перебувають у верхньому шарі. Ядро високосоленої води розташоване на глибині близько 200 м. На глибині 50-100 м перебуває проміжний мінімум солоності, що відповідає подповерхневій водній масі (див. підрозділ 1.4)

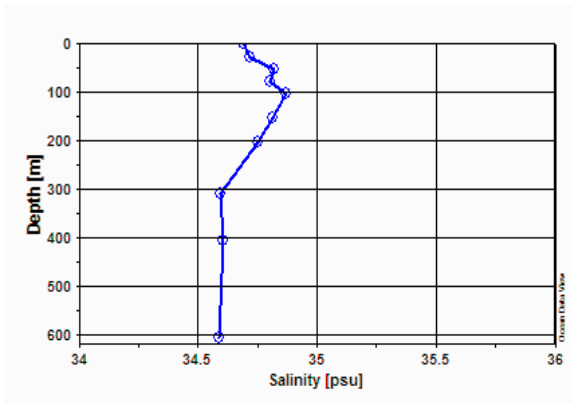
На рис. 2.14 показані вертикальні профілі солоності на станціях, розташованих у північній і південній частинах розрізів.



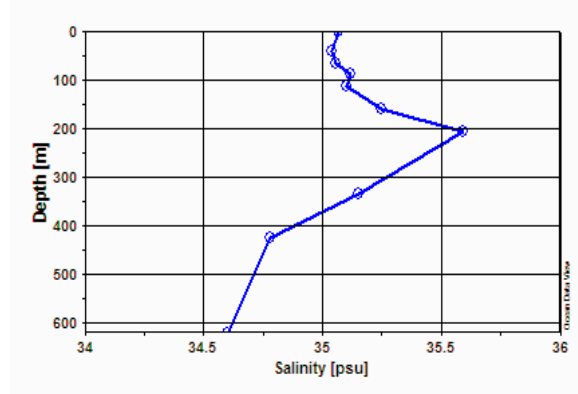
а)



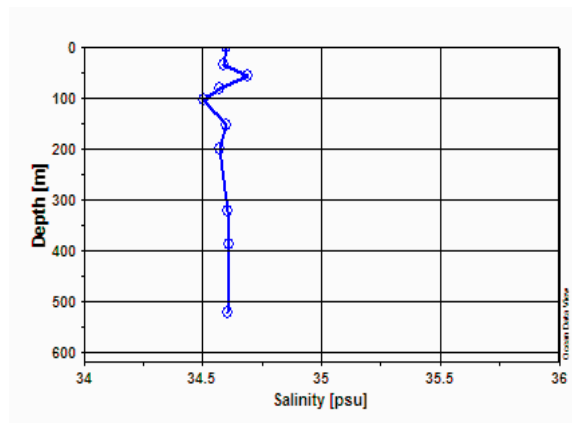
б)



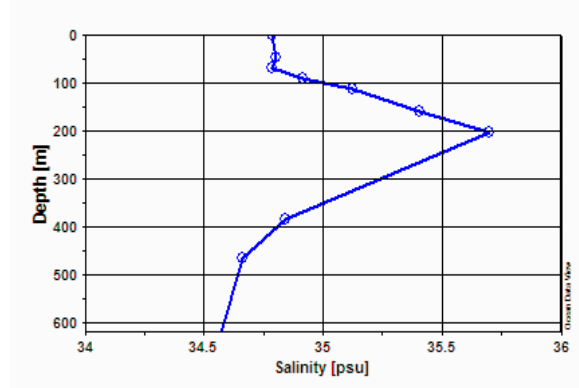
в)



г)



д)



е)

Рис. 2.14 Вертикальні профілі солоності, що розташовані на розрізах по 118° сх.д. (а – північна станція, б – південна); по 114° сх.д. (в – північна станція, г – південна); по 112° сх.д. (д – північна станція, е – південна)

2.4 Циркуляція вод біля західного узбережжя Австралії

Східні прикордонні течії в Індійському океані відрізняються від аналогічних течій в інших океанах: Канарського й Бенгельського в Атлантичному, Каліфорнійського й Перуанського в Тихому. Усі ці чотири течії мають загальні особливості - це широкі повільні течії, їх мориста границя виражена слабо, ширина їх становить не менш 800-1000 км, витрати в середньому не перевищують 20 Св. У зв'язку з тим, що течії перебувають на східних периферіях субтропічних антициклонів, вітри уздовж берегів Африки й Америки спрямовані у бік екватора, у результаті чого утворюються прибережні області всіх згаданих течій і добре виражені великі апвелінги. На деяких ділянках цих прибережних областей інтенсивність апвелінга настільки значна, що різниця в значеннях температури води поверхневого шару між прибережною смугою й районами в центрі океанів досягає 6-7, у деяких випадках 8°C [1-4]. На картах температури води поверхневого шару Індійського океану [1,2] не можна виявити ознак апвелінга уздовж західного берега Австралії. Напроти, ізотерми в цьому районі трохи відхиляються до півдня, що може свідчити про вступ теплої води з низьких широт у більш високі, принаймні у верхньому шарі води, і відсутності апвелінга. Причинами цього є відмінності у формуванні циркуляції вод Індійського океану від циркуляції інших океанів. Головними з таких причин можна вважати дві. Перша з них - наявність у північній частині Індійського океану мусонних круговоротів, у яких залежно від сезону змінюється не тільки напрямок течій, але й площі, займані круговоротами, і обсяги вод, що переносяться. Другою причиною є сполучення Індійського океану з Тихим через протоки Австрало-Азіатського Середземномор'я. Слід зазначити, що не всі протоки дають можливість для проходження тихоокеанської води. Сама північна протока - Малаккська, вузька у своїй південній частині, мілководна і на виході в Південно-Китайське море має безліч дрібних островів. Друга протока - Зондська (між Явою й Суматрою) також вузька, мілководна, посередині неї перебуває вулкан Кракатау, який час від часу при своєму виверженні залишає острови. Таким чином, в Індійський океан може надходити тихоокеанська вода тільки через протоки, розташовані на схід Яви з моря Банда через моря Суву й Тиморське. Саме ж велике море Банда поповнюється тихоокеанською екваторіальною водою через широку й глибоку (близько 2000 м) Молуккську протоку між островами Сулавеси й Хальмахера.

Що ж стосується мусонних кругообертів, то на їхній східній периферії в обоє сезону можливе відділення гілок, спрямованих на південь уздовж

західного берега Австралії, що й переносять теплу воду. У зимовий сезон у північній півкулі (січень) кругооберт спрямований проти годинникової стрілки. Зимовий ПнС мусон формально збігається зі ПнС пасатом. У північній частині течія іде зі сходу на захід (як і Північна пасатна течія в інших океанах), потім уздовж Сомалі на південь і переходить в екваторіальну протитечію, яка з'являється з осені північніше екватора, потім його південна границя переходить у південну півкулю й у січні вона досягає 10° пд.ш. Уздовж екватора існує струмінь протитечії з підвищеними швидкостями (течія Тареєва). На східному краї протитечія проходить уздовж берегів Суматри і Яви, а потім його води повертають у Південну пасатну течію і, імовірно, частина їх проходить на південь уздовж Австралії.

Улітку північної півкулі (липень) мусонний кругооберт спрямований за годинниковою стрілкою. Сомалійський течія іде на північ, швидкості її збільшуються, тому що ПдЗ мусонний вітер сильний, і на заході нерідко досягає сили шторму. Минаючи Африку, течія повертає до сходу. Фактично в цей сезон уся мусонна течія, спрямована на схід, є протитечією стосовно Південної пасатної течії. На південь протитечія (мусонна течія) поширюється тільки до 5° пд.ш., в екваторіальній смузі, як і в зимовий сезон, швидкості протитечії збільшуються (течія Тареєва спостерігається в обоє сезону). На своєму східному кінці протитечія повертає на захід, де вливається в південну пасатну течію [2].

Для розрахунків карт динамічної топографії й швидкостей геострофіческих течій використовувалася стандартна програма ODV (Ocean Data View). За обчисленими значенням динамічних висот побудовані карти, які дозволяють судити про відмінності в системі течій розглянутого регіону в порівнянні із течіями в східних прикордонних зонах інших океанів. Як видно на рис.2.15, Південно-Індоокеанська течія улітку (січень) у верхньому шарі океану підходить до узбережжя Австралії широкою смугою південніше 19° пд.ш. Деяка частина вод цієї течії (самий північний її край) повертає на захід і разом із частиною вод Екваторіальної протитечії, яка існує в цей сезон року між течіями північно-східного мусону й Південною пасатною течією і теж частково розвертається на захід, утворює початок Південної пасатної течії (близько 100° сх.д.). Інша частина вод Південно-Індоокеанської течії повертає уздовж австралійського берега до півдня. Це добре видно на карті вільної поверхні океану: ізогіпси досить чітко відхиляються до півдня уздовж західного берега Австралії.

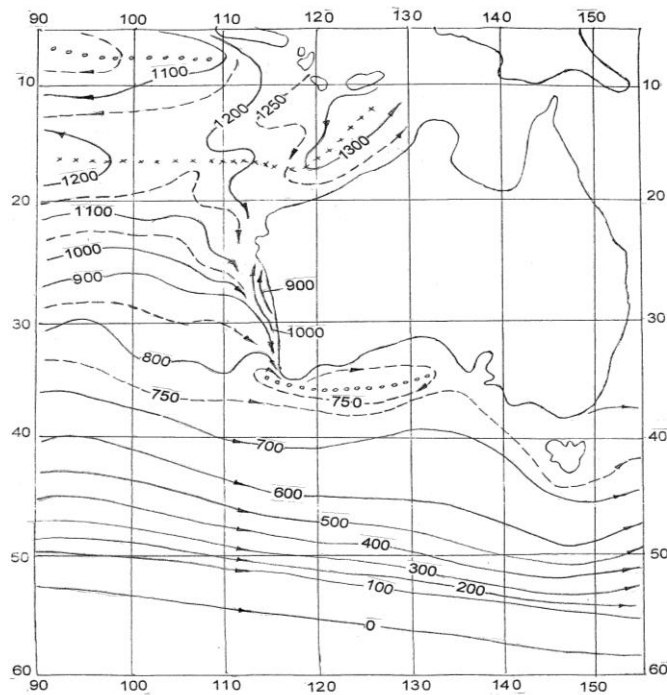


Рис.2.15 Динамічний рельєф вільної поверхні океану (дин.мм) вздовж західного узбережжя Австралії.

Течія до півдня була виявлена й прямими вимірами, а також на картах поверхні океану по даним супутникових альтиметричних спостережень [5,6] і одержало назву течія Лівіна, яка в прибережній частині обходить південно-західний край Австралії й проходить далі на схід уздовж її південного берега. Інтенсивного апвелінга уздовж західного берега Австралії, подібного апвелінгам уздовж західних берегів обох Америк, Піренейського півострова й Африки, природно, немає, тому що течія спрямований на південь, і беріг перебуває ліворуч від нього. Згідно з роботою [5] температура води на поверхні океану в прибережній зоні на 2-3°C вище, чим на тих же широтах (20, 25, 30° пд.ш.) на відстані 1600-1800 км від берега. Це пов'язане із струмом теплої води з морів Тиморського, Саву, Флорес у прибережній течії, спрямованої на південь у більш високі широти. Однак спостереження останніх років дозволили виявити локальний прибережний апвеллінг приблизно між широтами 25 і 30° пд.ш., особливо помітний улітку південної півкулі. Цей апвеллінг може бути пов'язаний з місцевими вітрами.

У літній сезон над Австралією утворюється область зниженого атмосферного тиску, а тиск у південно-Індоокеанському субтропічному антициклоні підвищується. У зв'язку із цим у зазначених широтах з'являються прибережні вітри з півдня на північ, які й приводять до появи апвеллінга у вузькій смузі океану уздовж берега.

Південніше Австралійського континенту ізогіпси спрямовані на схід, але відхиляються від паралелей, що цілком зрозуміло, тому що й сам південний берег Австралії прогинається усередину континенту, а його східний край перебуває приблизно на 10° південніше, чим західний. Течія Лівіна проходить на схід вузькою смугою уздовж берега, а на південь від нього перебуває улоговина динамічного рельєфу, хоч і слабо виражена. Течія Лівіна обходить улоговину за годинниковою стрілкою, частина її вод проходить через мілководну Бассову протоку між Австралією й Тасманією в Тихий океан, а частина води повертає у зворотному напрямку, утворюючи циклонічний кругооберт у Великій Австралійській затоці, сильно витягнутий у широтному напрямку. Найбільші значення швидкості течії Лівіна спостерігаються в районі, де вона обходить південно-західний край Австралії, і досягають (можливо не завжди) величин 40-50 см/с. Однак у зв'язку з тим, що течія неглибока, її витрата невелика. На 20° пд.ш. вона становить усього 3.1 Св і збільшується до 35° пд.ш. до 7.2 Св у верхньому 200-метровому шарі.

Показані на рис.2.15 деталі геострофической циркуляції, які описані вище, зберігаються на картах 50 і 100 дб поверхонь, нижче відбувається перебудова циркуляції вод. На глибині 200 дб поверхні улоговини у Великій Австралійській затоці вже немає. Напроти, тут з'являються ознаки субтропічної конвергенції - слабкий гребінь динамічного рельєфу. Ще нижче, на картах 300 (рис.2.16) і 500 дб поверхонь добре виражена субтропічна конвергенція проходить до півдня від австралійського берега, приблизно по $37-38^\circ$ пд.ш., а на схід меридіана 140° сх.д. опускається до Тасманії, її гребінь на довготі Тасманії розташовується на $45-46^\circ$ пд.ш. Уздовж північної периферії цього гребеня течія спрямована на захід, це і є течія Фліндерса, про яку є згадування ще в літературі 60-70х років. Минаючи південно-західний виступ Австралії, течія Фліндерса повертає до півночі (прибережна гілка) і північний захід. Ці дві гілки замикають уздовж західного берега Австралії великий субтропічний антициклонічний кругооберт у південній півкулі Індійського океану, тобто саме їх можна назвати властиво Західно-Австралійською течією, подібним іншим течіям уздовж аналогічних берегів Північної й Південної Америки, однак в Індійському океані ця течія проміжного шару й у прибережній зоні океану, як було показано вище, на поверхню не виходить.

У районі океану, розташованому на південь від Австралії, субтропічна конвергенція фактично є й субполярним фронтом: на північ від неї перебувають води субтропічні, на південь субполярні. Як було показано Бурковим [1], субполярні кліматичні фронти в Південній півкулі Індійського

й Тихого океанів виражені не дуже чітко й можуть бути визначені тільки у верхньому шарі води, приблизно до 200 -300 м. Субтропічна ж конвергенція в цьому верхньому шарі води розташована північніше субполярного фронту.

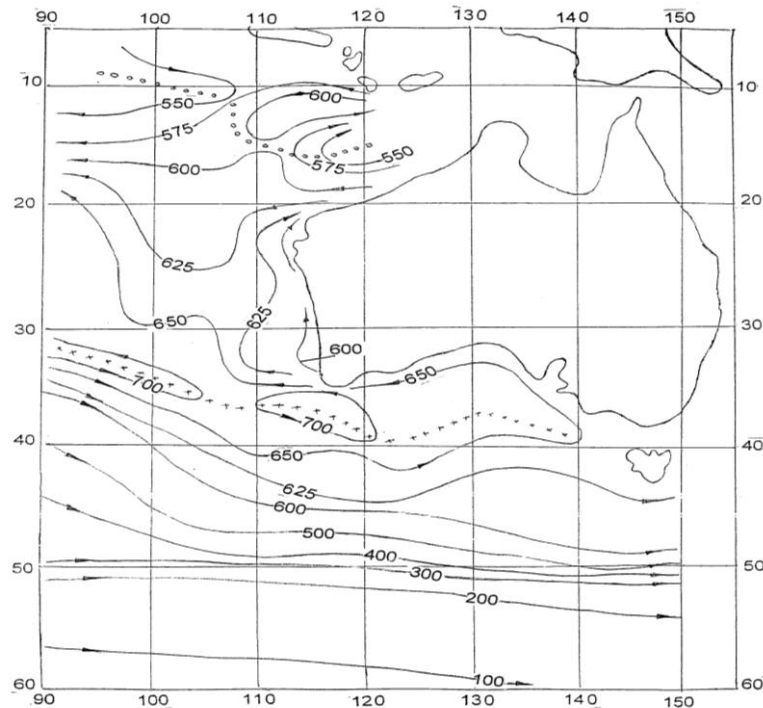


Рис.2.16 Динамічний рельєф ізобаричної поверхні 300 дб (дин.мм) вздовж західних берегів Австралії.

Зі збільшенням глибини, конвергенція зміщається до півдня й на глибині 300м уже збігається із субполярним фронтом. У Південній Атлантиці субполярний фронт виражений більш чітко, однак і там спостерігається зрушення субтропічної конвергенції до півдня зі збільшенням глибини, але збігається конвергенція із субполярним фронтом тільки на глибині близько 800 м.

За схемою Екмана для повних дрейфових потоків були розраховані також дрейфові складові уздовж берега Австралії між 90°сх.д. і прибережною смугою. Швидкість і напрямок вітрів запозичені з Атласу [7]. Результати розрахунків показали, що як зональний, так і меридіональний дрейфовий переноси в розглянутому регіоні невеликі. Зонального переносу тут взагалі майже немає, а максимальні значення меридіонального переносу спрямовані до півдня, їх найбільші значення спостерігаються взимку південної півкулі до 30°пд.ш. Південніше меридіональний дрейфовий перенос зникає, але з'являється невелика зональна складова. У сумі геострофический і дрейфовий перенос на південь (течія Лівіна) показана у табл.2.1.

Таблиця 2.1 – Геострофічний, дрейфовий и сумарний переноси води течією Лівіна

Товщина шару (м) Широта	Геострофічний перенос, Св		Дрейфовий перенос, Св	Сумарний перенос, Св
	0-200 м	0-300 м		
15° пд.ш.	2.8	2.8	2.2	5.0
20° пд.ш.	3.1	3.1	1.7	4.8
25° пд.ш.	4.5	5.2	0.8	6.0
30° пд.ш.	6.4	7.1	0	7.1
35° пд.ш.	7.2	7.2	0	7.2

3 ГІДРОАКУСТИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОД БІЛЯ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО УЗБЕРЕЖЖЯ АВСТРАЛІЇ

3.1 Просторово-часова мінливість поля швидкості звуку в океані

Швидкість звуку є узагальненою характеристикою водних мас океану. Найбільш повно акустичні властивості морської води характеризує комплексне поле швидкості звуку $c^*(\omega, r, t)$, де ω - частота; r - просторовий вектор; t - час. Фізичний зміст комплексної швидкості звуку полягає в тому, що її речовинна частина відповідає швидкості поширення плоскої монохроматичної хвилі, а уявна - визначає загасання енергії акустичних коливань.

Діапазон мінливості поля швидкості звуку охоплює масштаби від відстаней між молекулами до розмірів океану й від тисячних часток секунди до вікових коливань. При його аналізі фахівці [3, 14, 19, 28] розділяють вихідні дані на дві складові: осереднену (регулярну або детерміновану) і випадкову (пульсаційну). Цей поділ, строго говорячи, умовний, оскільки спектр масштабів неоднородностей в океані безперервний і чіткі границі відсутні. Тому вибір масштабу осереднення носить найчастіше суб'єктивний характер.

Середнє значення швидкості звуку у Світовому океані прийняте рівним $1500 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, а можливий діапазон мінливості $1400 - 1600 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (рис. 3.1). В окремих географічній точці у відкритих районах океану відхилення значень швидкості звуку від середнього не перевищують $\pm 2,5\%$, у різних точках і в різні сезони $\pm 5\%$, а самі граничні можливі відхилення укладаються в інтервал $\pm 10\%$.

Регулярна складова мінливості поля швидкості звуку у відкритих районах океанів найбільше чітко виражена по вертикальному градієнту G_v ; горизонтальні градієнти G_g у середньому на 2-3 порядку менше.

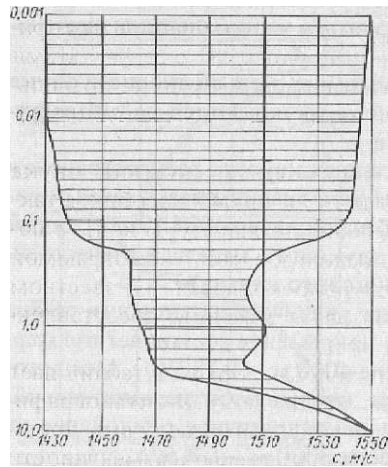


Рис.3.1 Мінливість швидкості звуку у Світовому океані

Особливості вертикального розподілу швидкості звуку по океанах у регулярній області в значній мірі відбивають графіки, представлені на рис. 3.2. На графіках виділено чотири шари (I - приповерхневий, II - сезонної мінливості, III - зменшення регулярної складової, IV - збільшення регулярної складової), границі яких у різних районах і різних сезони роки перебувають на різних глибинах. Найбільш мінливим є приповерхневий шар глибиною до 100 - 200 м. Тут спостерігаються вертикальні градієнти, що перевищують $2 \text{ (м·с}^{-1}\text{)/км}$. Максимальні горизонтальні градієнти швидкості звуку обмірювані в приповерхневому шарі фронтальних зон течій Гольфстрім і Курошио, на стиках циркуляцій водних мас і синоптичних вихрів [25].

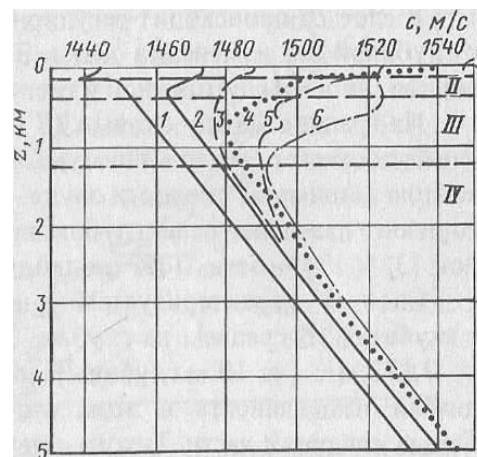


Рис. 3.2 Вертикальний розподіл швидкості звуку в глибоководних районах: 1 — Атлантичні води (60° пд. ш.) ; 2 — Тихий океан ($45 \dots 55^\circ$ пн. ш.); 3 — Індійський океан (40° пд. ш.) ; 4 — Північний Льодовитий океан; 5 — Індійський океан поблизу Червоного моря; 6 — Атлантичний океан біля Гібралтара

У шарі I знаки градієнтів можуть змінитися на протилежні в обидва боки, а значення - на порядок величини за час, що не перевищує одиниць і десятків хвилин. Регулярна мінливість поля швидкості звуку в поверхневому шарі має періоди до місяця в діапазоні десятків метрів у секунду в масштабі неоднорідностей з радіусами до 100 км.

Параметри регулярної складової поля швидкості звуку в шарі сезонної мінливості прийнято представляти по чотирьом (зима, весна, літо, осінь) або двом (лютий, серпень) сезонам. За час між сезонами знаки градієнтів на глибинах 200 ... 500 м можуть змінитися на протилежні. Річна амплітуда в одній точці океану в цьому шарі може скласти 7,4 - 12,7 мс⁻¹ [28].

У шарах I і II часто зустрічаються проміжні (10 - 100 м) і тонкі (1 - 10 м) прошарки, що мають горизонти з мінімальними значеннями швидкості звуку.

У шарі III відбувається регулярне зменшення середньої швидкості звуку із глибиною без зміни знака. Цей шар характеризується не тільки сезонною, але й міждогочичною мінливістю.

На границі між шарами III й IV значення швидкості поширення звуку досягає свого мінімуму. Глибина цієї границі називається горизонтом мінімуму швидкості звуку. У закордонній літературі [9,32] такий горизонт називають віссю глибоководного звукового каналу, в вітчизняній течественний [3, 4, 19] - віссю ПЗК (підводного звукового каналу).

Шар IV характеризується монотонним збільшенням швидкості звуку із глибиною. У середньому на глибині 2000 м збільшення становить приблизно 0,172 мс⁻¹ (на 10 м глибини), на глибині 4000 м - 0,182 мс⁻¹. Міжрічна мінливість у цьому шарі також виявляється незначною. Так, у північній частині Тихого океану середньоквадратичне відхилення на глибині 2000 м становить 1,1 мс⁻¹, на глибині 3000 м - 0,8 мс⁻¹.

Найбільш сучасні осередненні дані про мінливість поля швидкості звуку в шарах I-IV Тихого, Атлантичного й Індійського океанів представлені на картах (M= 1:60000000 і N1= 1:120000000 для поверхні й глибин 25, 50, 100, 200, 300, 500, 1000, 2000, 3000 і 5000 м) [6, 7].

В області випадкової пульсаційної складової поля швидкості звуку дослідники виділяють дрібномасштабну мінливість, тонку структуру й мікроструктуру.

Прийнято вважати, що в області внутрішніх масштабів турбулентності, де зовнішні сили й сили інерції переважають над силами плавучисті, поле швидкості звуку є зображеним у тривимірному просторі. Починаючи із критичного масштабу воно стає анізотропним відносно вертикального напрямку. Характерний радіус кореляції неоднорідності залежно від

глибини за рівнем 0,5 становить 4 - 6 м, що узгодиться з даними за тонкою структурою інших гідрофізичних полів. Дисперсія флуктуацій вертикальних неоднорідностей поля швидкості звуку у верхньому шарі океану може змінюватися на кілька порядків. Коефіцієнт вертикальної анізотропії становить 0,2 - 0,5.

Деяка уява про характер тонкої структури поля швидкості звуку на глибині дають графіки з робіт [34, 35], наведені на рис. 3.3, де для порівняння представлені також дані стандартних гідрологічних спостережень. Товщина тонких шарів може становити частки й одиниці метрів. Їхній середній час життя змінюється від десятків секунд до десятків хвилин. Горизонтальна стійкість таких шарів залежить від їхньої товщини [34,35].

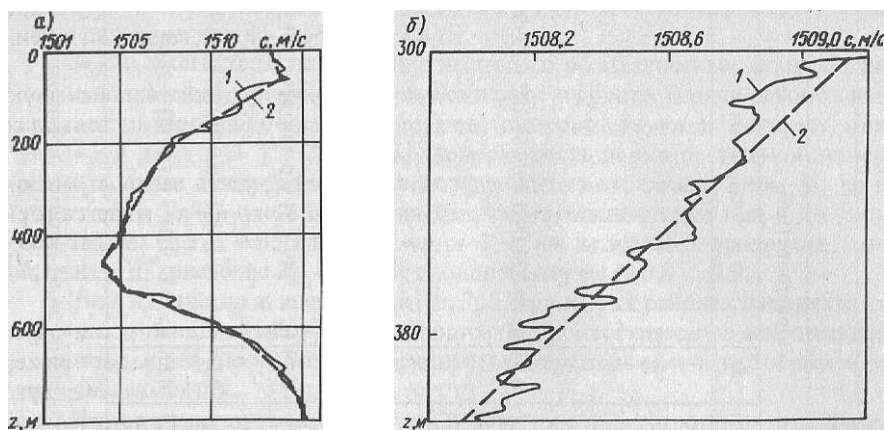


Рис. 3.6. Результати вимірювань тонкої структури поля швидкості звуку 1 і осередненні значення даних гідрологічних спостережень 2 в крупному масштабі (а) і розтянутому діапазоні (б)

В. І. Бабій досліджував анізотропію поля швидкості звуку [8] у горизонтальній площині в масштабі від одиниць метрів до кілометрів і показував, що коефіцієнт горизонтальної анізотропії перебуває в межах 0,1 - 0,3. У якості основної характеристики використовувалися структурні функції. Розподіл логарифму структурних функцій виявився близьким до нормального закону. Горизонтальна анізотропія характеризується графіками неправильної складної форми з асиметрією щодо великий і малої горизонтальних вісей. Орієнтація вісей пов'язана з векторами течій [8,24,25].

Про мінливість поля швидкості звуку в океані у всьому діапазоні масштабів опублікований ряд робіт [3, 8, 19, 23], матеріали яких можуть знайти безпосереднє застосування в гідроакустиці.

Для повного опису особливостей поширення низькочастотних і інфразвукових хвиль в океанічному середовищі необхідно також знати швидкості поширення звуку в придонних шарах і корінних породах дна.

3.2 Гідроакустичні характеристики вод досліджуваного району

У грудні 2012 - квітні 2013 року біля північно-західного узбережжя Австралії проводилася експедиція по розвідці нафтових і газових родовищ. Експедиція охоплювала акваторію Індійського океану, обмежену координатами: 10° пд.ш. - 30° пд.ш. по широті й 110° сх.д. - 130° сх.д по довготі. Експедиційні роботи містили в собі вивчення гідрологічного режиму даної акваторії, а також її гідроакустичних характеристик, які надалі використовувалися для коректування даних сейсмічної розвідки корисних копалин у цьому районі.

Виміри гідрологічних характеристик і швидкості звуку в морській воді на станціях полігона проводилися за допомогою зондувального обладнання Midas SVX2 фірми Valeport (рис.3.3).



Рис. 3.3 Зовнішній вигляд зондувального пристрою Midas SVX2

Технічні характеристики цього пристрою наведені в таблиці 3.1.

Таблиця 3.1 – Технічні характеристики пристрою Midas SVX2

Измеряемый параметр	Температура (°C)	Электропроводность (мС/см)	Тиск (бар)	Швидкість звуку (м/с)
Діапазон виміру	-5 - +35	0 - 80	300 – 600	1400-1600
Здатність до розділення	0.005	0.003	0.001%	0.001
Точність виміру	±0.01	±0.01	±0.01%	±0.03

Вимірювальне обладнання випускається в трьох модифікаціях, залежно від глибини його занурення: RS 232 для глибин до 200 м, RS 485 до 1000 м і RS 422 до 1500 м. Датчик кожного параметра містить мікропроцесор, за допомогою якого проводиться калібрування й контроль роботи цього датчика. Є також головний мікропроцесор з інтерфейсом Datalog Express, який здійснює координацію роботи всіх датчиків і вивід на екран монітора обмірюваних даних. Первинна обробка даних вимірів і їх графічна візуалізація здійснюється програмою TS Dip фірмою, що випускає сам прилад. Обсяг пам'яті головного мікропроцесора 16 Мб, що дозволяє зробити 1 600 000 циклів вимірів. Дискретність вимірів по вертикалі залежить від швидкості занурення обладнання. У середньому вона становить величину близько 1 метра. Дані вимірів швидкості звуку, отримані за допомогою датчика контролюються шляхом розрахунків цієї швидкості по температурі, солоності й тиску по формулі Вільсона. Приклад такого контролю наведено в таблиці 3.2.

Таблиця 3.2 – Зрівняння величин швидкості звуку, що вимірялась датчиком та розрахованих по формулі Вільсона.

Sound velocity check

Time	SV	Depth	Temp	Conductivity	Calc Salinity	Calc Density	Calc SV
12.04.2012 8:30	1540,97		0,986890985	27,975	56,076	34,912	1541,197
12.04.2012 8:30	1541,02		1,000804822	28,009	56,072	34,884	1541,243
12.04.2012 8:31	1540,524		1,998623231	27,825	55,838	34,856	1540,823
12.04.2012 8:31	1539,19		2,986498423	27,441	55,244	34,721	1539,84
12.04.2012 8:31	1537,698		3,988282484	26,758	54,446	34,662	1538,245
12.04.2012 8:31	1537,264		4,991055472	26,364	54,25	34,817	1537,519
12.04.2012 8:31	1536,868		6,019662901	26,264	54,158	34,826	1537,314
12.04.2012 8:31	1536,496		7,001555803	25,994	53,958	34,886	1536,764
12.04.2012 8:31	1536,439		7,959592519	26	53,926	34,858	1536,764
12.04.2012 8:31	1536,106		8,946445158	25,92	53,738	34,781	1536,512
12.04.2012 8:31	1535,99		9,960125698	25,775	53,69	34,856	1536,268
12.04.2012 8:31	1535,938		10,93504313	25,741	53,662	34,862	1536,21

Продовження табл.3.2

12.04.2012 8:31	1535,915	11,93480074	25,722	53,644	34,863	23,068	1536,183
12.04.2012 8:31	1535,913	12,95542301	25,71	53,634	34,864	23,077	1536,174
12.04.2012 8:31	1535,925	13,92933241	25,711	53,632	34,862	23,079	1536,19
12.04.2012 8:31	1535,941	14,92311274	25,708	53,632	34,864	23,086	1536,202
12.04.2012 8:31	1535,927	15,95465162	25,703	53,616	34,855	23,086	1536,199
12.04.2012 8:31	1535,833	16,94941589	25,67	53,568	34,845	23,092	1536,126
12.04.2012 8:31	1535,706	17,89051211	25,607	53,508	34,849	23,119	1535,997
12.04.2012 8:32	1535,592	18,89719209	25,545	53,45	34,854	23,146	1535,872
12.04.2012 8:32	1535,431	19,91181716	25,488	53,37	34,838	23,156	1535,737
12.04.2012 8:32	1535,339	20,9204747	25,425	53,322	34,851	23,189	1535,618

Як вказувалося вище, було зроблено одинадцять гідрологічних станцій. Дані по цих станціях наведені нижче (рис.3.4).

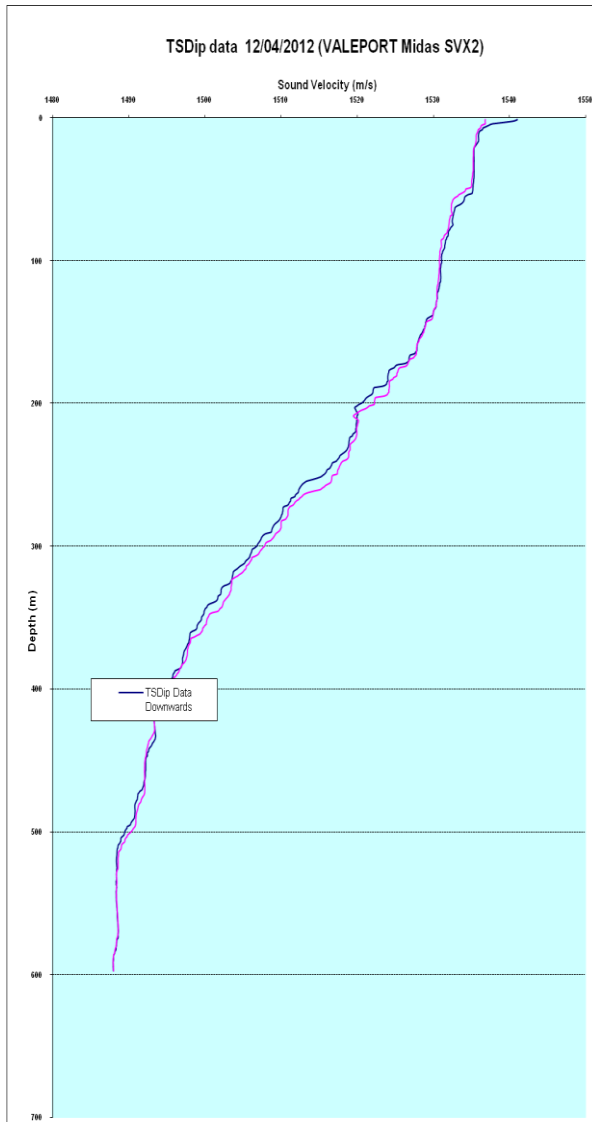
Станція 1

Client	TGS	Sound velocity results	
Area	Australia	Full column	1509,76 m/s
Job Nb	312009A	Streamer depth (8 m)	1536,18 m/s
Date/time	04.12.2012 08:28:23		
Latitude	20° 42' 20" S	TS Dip site #	1
Longitude	114° 35' 38" W	Max. water depth (m)	597,47 m

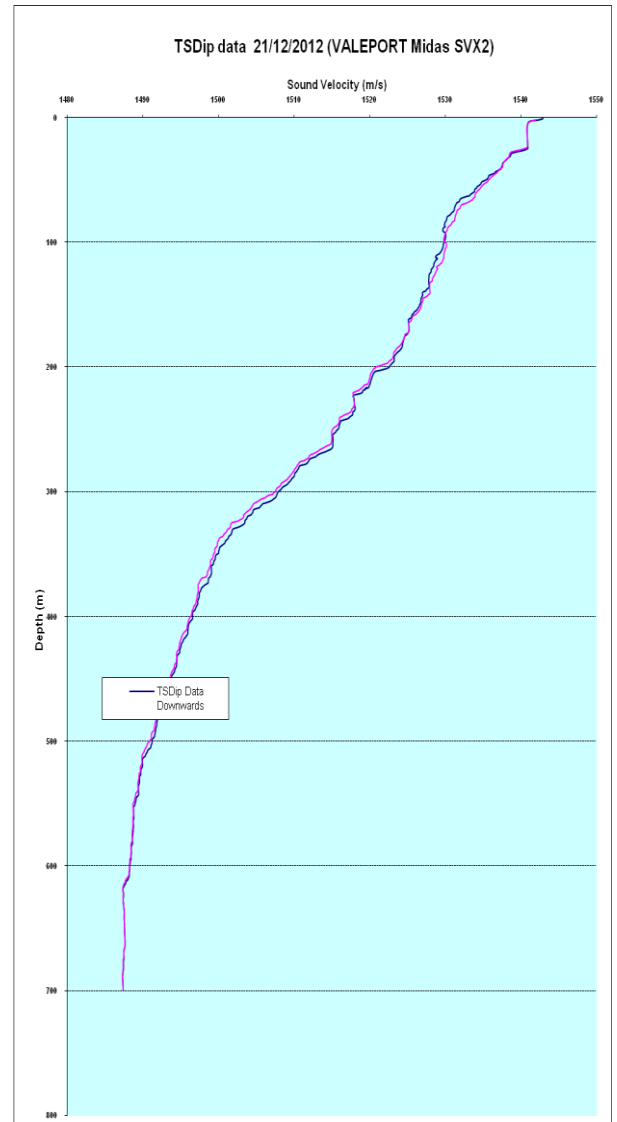
Станція 2

Client	TGS	Sound velocity results	
Area	3 BEARS	Full column	1506,80 m/s
Job Nb	312009A	Streamer depth (8 m)	1540,85 m/s
Date/time	21/12/2012 06:34:37		
Latitude	20° 39' 47" S	TS Dip site #	3
Longitude	114° 33' 00" E	Max. water depth (m)	699,56 m

Станція 1



Станція 2



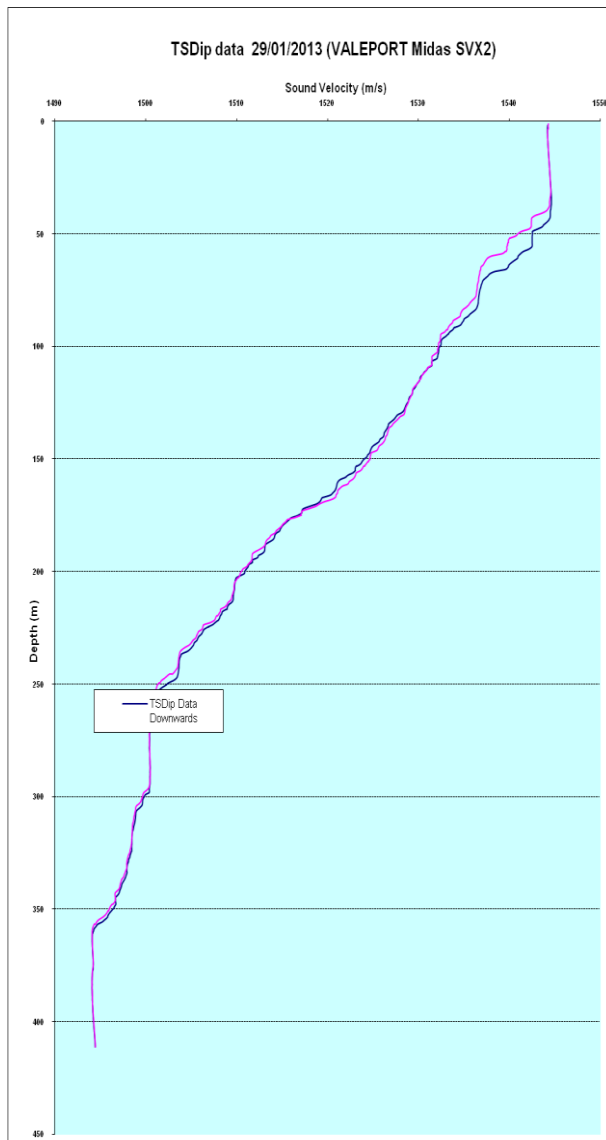
Станція 3

Client	FMCS	Sound velocity results	
Area	Schild MC3D	Full column	1515,16 m/s
Job Nb	313001A	Streamer depth (10 m)	1544,27 m/s
Date/time	29/01/2013 01:17		
Latitude	13° 48' 37" S	TS Dip site #	1
Longitude	122° 42' 34" E	Max. water depth (m)	411,24 m

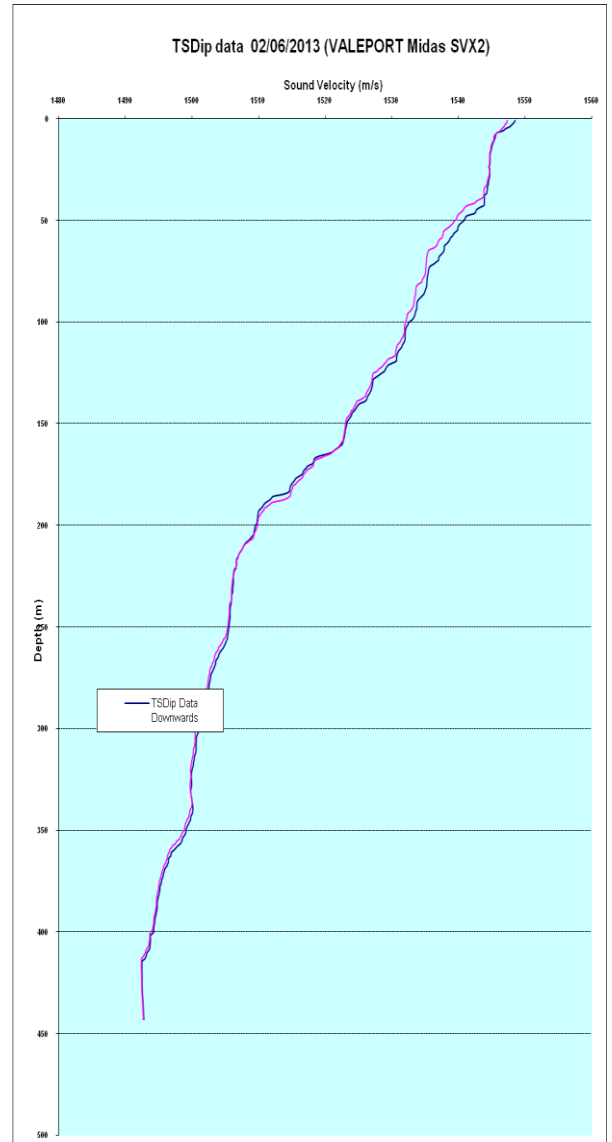
Станція 4

Client	FMCS	Sound velocity results	
Area	Schild MC3D	Full column	1514,02 m/s
Job Nb	313001A	Streamer depth (10 m)	1545,40 m/s
Date/time	06.02.2013 07:01:00		
Latitude	13° 55' 04" S	TS Dip site #	2
Longitude	122° 35' 12" E	Max. water depth (m)	442,98 m

Станція 3



Станція 4



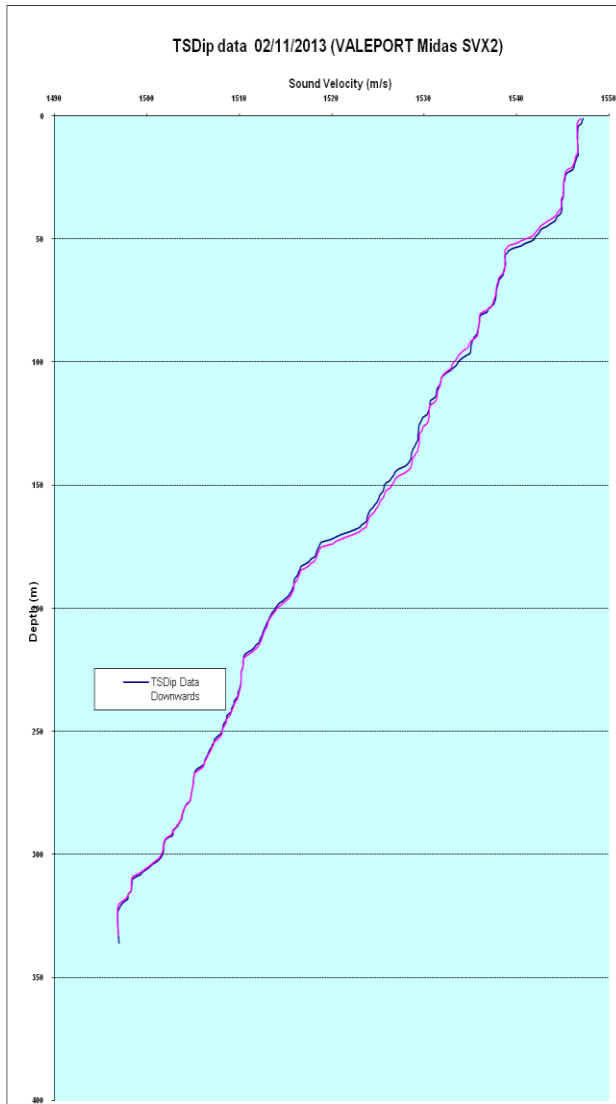
Станція 5

Client	FMCS	Sound velocity results	
Area	Schild MC3D	Full column	1521,86 m/s
Job Nb	313001A	Streamer depth (10 m)	1546,60 m/s
Date/time	11.02.2013 03:24:00		
Latitude	13° 48' 18" S	TS Dip site #	3
Longitude	122° 57' 48" E	Max. water depth (m)	335,86 m

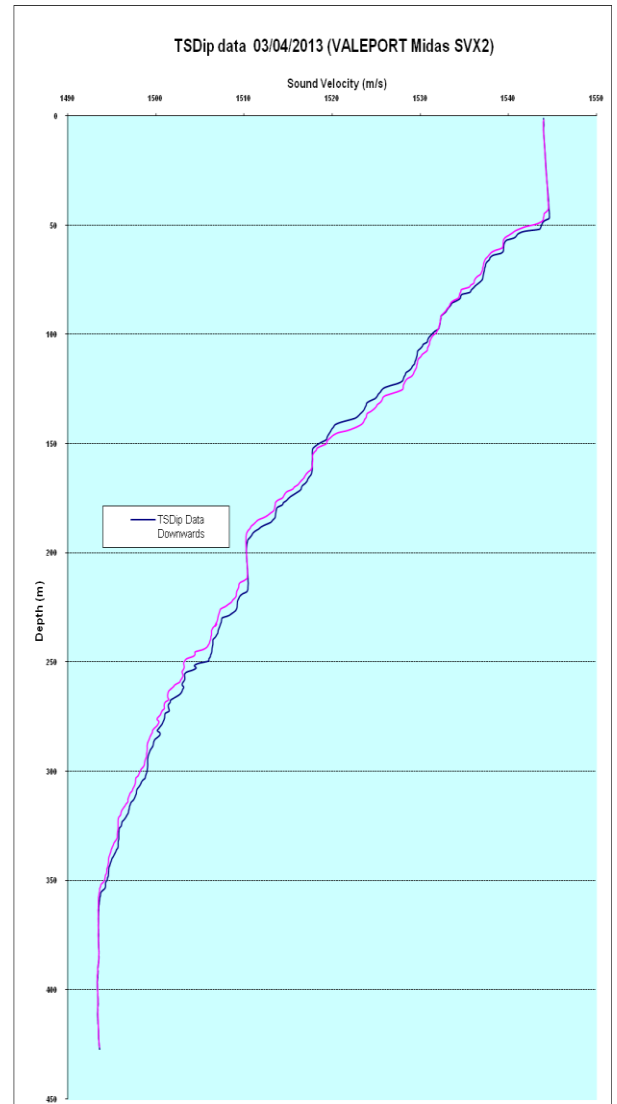
Станція 6

Client	FMCS	Sound velocity results	
Area	Schild MC3D	Full column	1513,54 m/s
Job Nb	313001A	Streamer depth (10 m)	1544,06 m/s
Date/time	04.03.2013 01:03:31		
Latitude	14° 00' 37" S	TS Dip site #	4
Longitude	122° 35' 56" E	Max. water depth (m)	427,10 m

Станція 5



Станція 6



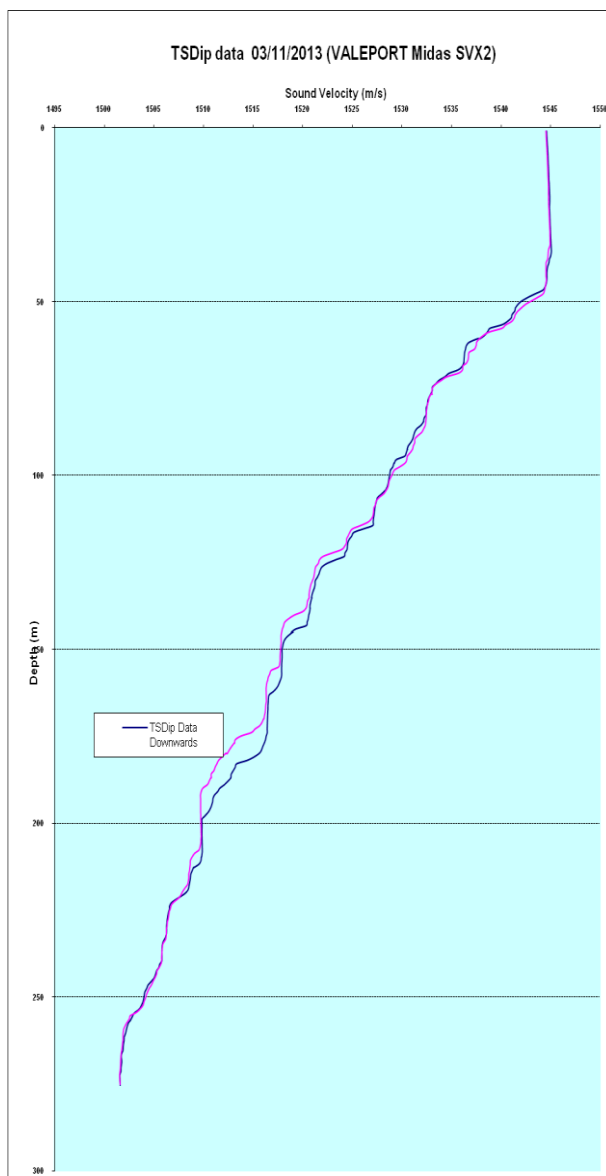
Станція 7

Client	FMCS	Sound velocity results	
Area	Schild MC3D	Full column	1522,78 m/s
Job Nb	313001A	Streamer depth (10 m)	1544,73 m/s
Date/time	11.03.2013 04:54:45		
Latitude	13° 57' 50" S	TS Dip site #	5
Longitude	122° 59' 50" E	Max. water depth (m)	275,26 m

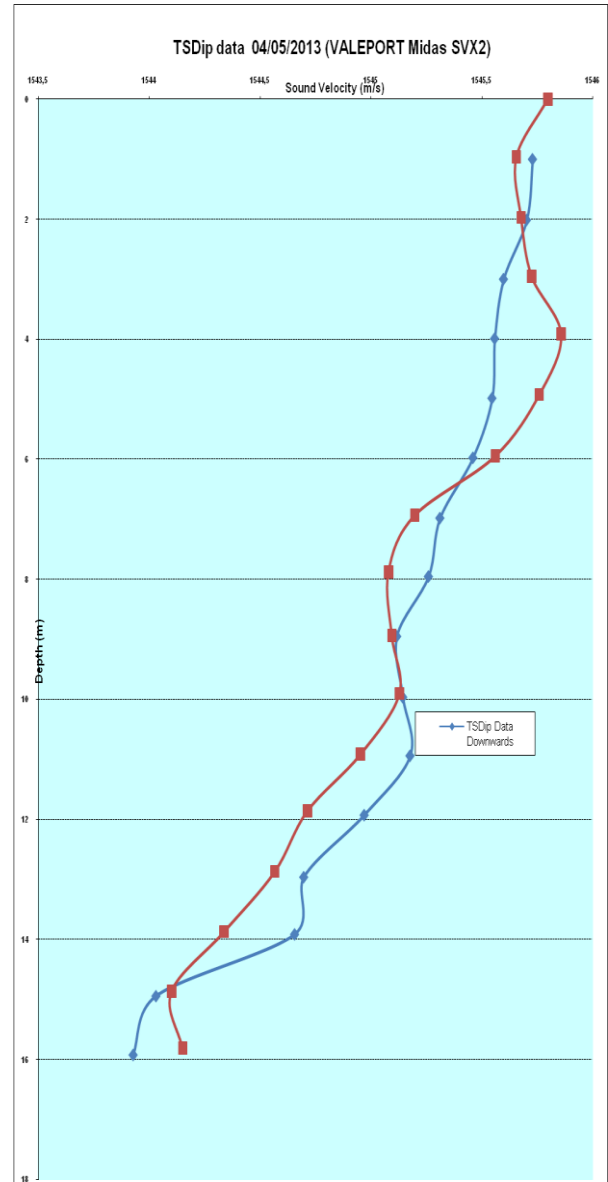
Станція 8

Client	Chevron Australia	Sound velocity results	
Area	Aperio 3D - Probe 28935	Full column	1545,13 m/s
Job Nb	313002A	Streamer depth (8 m)	1545,14 m/s
Date/time	05.04.2013 07:26:56		
Latitude	18° 00' 02" S	TS Dip site #	1
Longitude	122° 13' 07" E	Max. water depth (m)	15,93 m

Станція 7



Станція 8



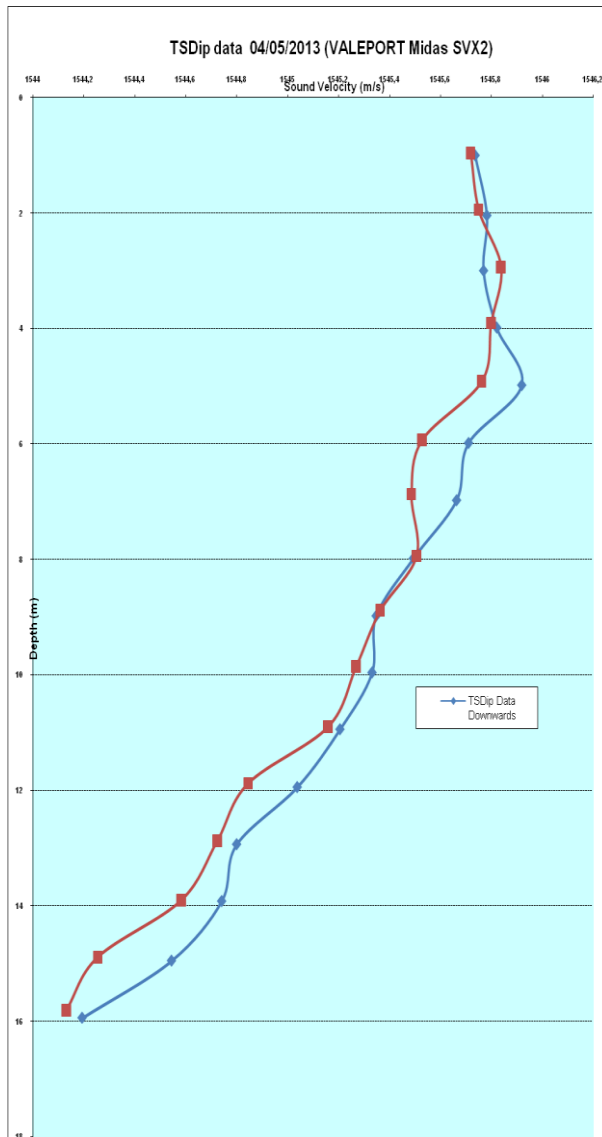
Станція 9

Client	Chevron Australia	Sound velocity results	
Area	Aperio 3D - Probe 28934	Full column	1545,28 m/s
Job Nb	313002A	Streamer depth (8 m)	1545,43 m/s
Date/time	05.04.2013 07:53:00		
Latitude	18° 00' 02" S	TS Dip site #	1
Longitude	122° 13' 07" E	Max. water depth (m)	15,95 m

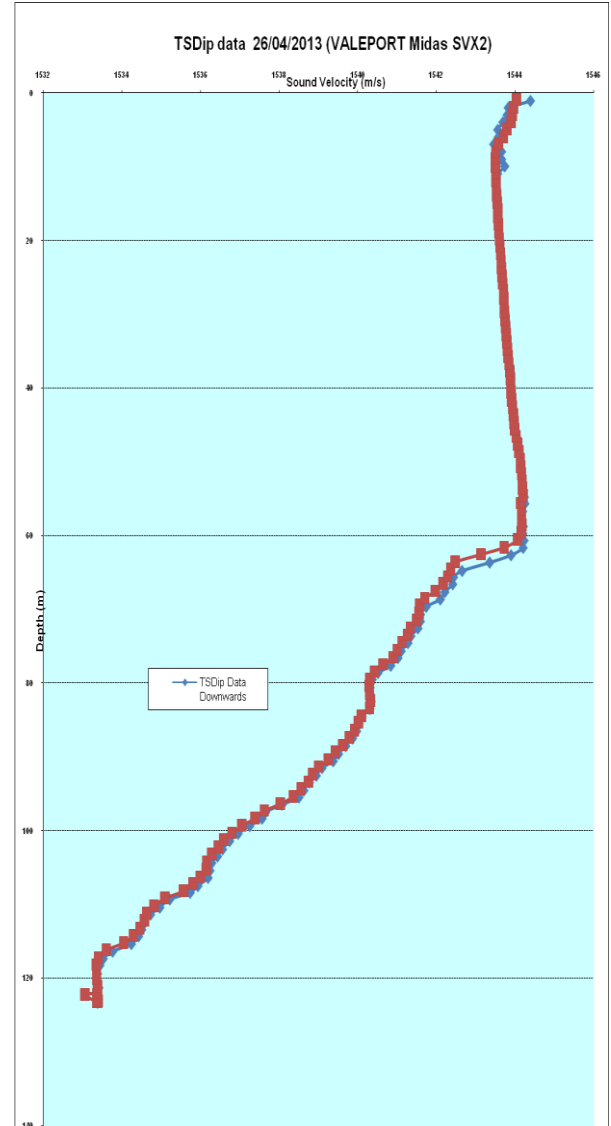
Станція 10

Client	Chevron Australia Pty Ltd	Sound velocity results	
Area	North West Australia	Full column	1540,80 m/s
Job Nb	313002A	Streamer depth	1543,77 m/s
Date/time	26/04/2013 06:15	Average from 8 to 50m	
Latitude	20° 11' 22" S	TS Dip site #	3
Longitude	115° 05' 24" E	Max. water depth (m)	123,32 m

Станція 9



Станція 10



Станція 11

Client	Chevron Australia Pty Ltd	Sound velocity results	
Area	North West Australia	Full column	1506,43 m/s
Job Nb	313002A	Streamer depth	1544,58 m/s
Date/time	18/04/2013 07:47	Average from 8 to 50m	
Latitude	20° 10' 32" S	TS Dip site #	2
Longitude	114° 46' 57" E	Max. water depth (m)	830,26 m

Станція 11

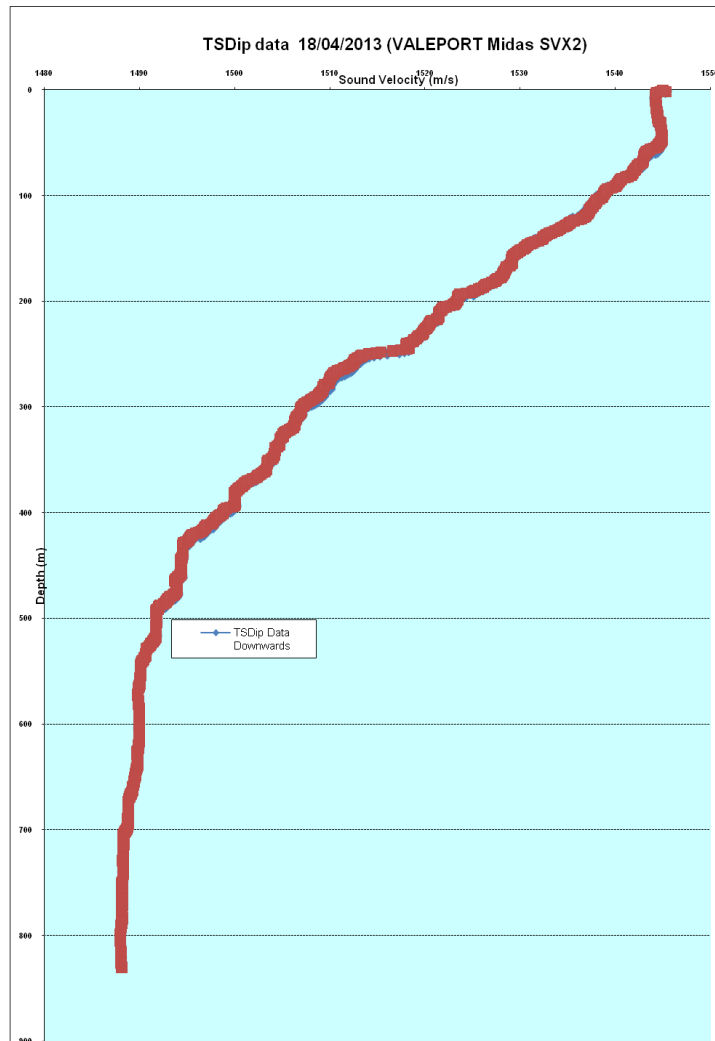


Рис. 3.4 Вертикальні профілі швидкості звуку на станціях полігону

Діапазон зміни швидкості звуку на поверхні від $1506,4 \text{ мс}^{-1}$ на 11 станції до $1545,28 \text{ мс}^{-1}$ на 9 станції. На всіх станціях полігона спостерігається зменшення швидкості звуку із глибиною. У деяких випадках це зменшення відбувається рівномірно по всіх глибинах, а в деяких є верхній шар з постійною величиною швидкості звуку. Добре вираженого підводного звукового каналу не виявлене на жодній станції.

Мінімальна швидкість перебуває на самому нижньому горизонті й становить близько 1490 мс^{-1} . Середня швидкість становить величину порядку 1520 мс^{-1} .

ВИСНОВКИ

1. В Індійському океані розподілу температури води на поверхні властива досить строга зональність. Від південної границі океану (антарктична конвергенція) температура поступово підвищується зі зменшенням широти, хоча горизонтальні градієнти не скрізь однакові, а ізотерми не розташовані строго по паралелі.

2. Більш висока температура в підповерхневому і проміжному шарах спостерігається в центральних частинах антициклонічних кругообертів.

3. Нижче 1000 м горизонтальний розподіл температури води пов'язан з розподілом глибинних і донних вод.

4. Розподіл солоності води на поверхні відповідає розподілу випару й опадів.

5. На глибинах 100-300 м розподіл солоності пов'язан з розповсюдженням підповерхневої субтропічної води.

6. Солоність глибинних і придонних шарів Індійського океану досить однорідна як у горизонтальному, так і у вертикальному напрямках

7. Води, що надходять в Індійський океан з моря Банда через протоки на схід від о. Ява й з Тиморського моря, утворюють початок течії Лівіна.

8. Течія Лівіна особливо добре виражена в зимовий по південній півкулі період. Її швидкості збільшуються в напрямку на південь, близько 30° пд.ш. вони досягають 20-25 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$, а біля мису Лівін навіть 40-50 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Ширина течії від берега у бік океану становить близько 400 км.

9. У зв'язку з тим, що течія Лівіна з океанської сторони поповнюється водами Південно-Індоокеанської течії, його витрата в напрямку на південь збільшується.

10. Добре вираженого підводного звукового каналу не виявлене на жодній станції.

11. Мінімальна швидкість звуку перебуває на самому нижньому горизонті й становить близько 1490 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Середня швидкість становить величину порядку 1520 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Фролов Ю.С. Новые фундаментальные данные по морфометрии Мирового океана // Вестн. ЛГУ. - 1971. - № 6. - Вып. I. - С.85-90.
2. Канаев В.Ф. Рельеф дна Индийского океана. - М.: Наука, 1979
3. Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны / Под ред. С.Г.Горшкова. - Л.: Изд-во ГУНИО, 1977.
4. Атлас теплового баланса океанов / Под ред. А.Г.Колесникова. - Севастополь: Изд-во МГИ АН УССР, 1970.
5. Marine Climatic Atlas of the World. Vol.3. Indian Ocean,- U.S.Navy, 1976.- 348 p.
6. Бурков В.А., Нейман В.Г. Общая циркуляция вод Индийского океана. - М.: Наука, 1977. - С.3-90.
7. Бурков В.А. Общая циркуляция Мирового океана. - Л.: Гидрометеиздат, 1980.
8. Головастов В.А., Соколов В.А. Сезонная циркуляция вод тропической зоны западной части Индийского океана //Экспресс-информация ВНИИ ГМИ . Сер. Океанология. - 1978. - Вып. 3 (46). - С. 1-11.
9. Schmitz, W. J., Jr. 1996b. On the World Ocean Circulation: Volume 11. The Pacific and Indian Oceans/A Global Update. Woods Hole Oceanographic Institution TR WHOI-96-03. 141 pp.
10. Weijer, de Ruijter, and Dijkstra. Freshwater Flux and Agulhas Heat and Salt Sources/ J.of Phys.Ocean. – 2001. –N8. – P.2385-2402.
11. Lutjeharms J.R.E. Three decades of research on the greater Agulhas current/ Ocean Science.- 2007. – N3. – P.129-147.
12. <http://www.nodc.noaa.gov/cgi-bin/OC5/SELECT/woaselect.pl>
13. Суховой В.Ф., Гонзалес М.Е., Монсон С.О. Геострофическая циркуляция вод в восточной пограничной зоне Тихого океана // Морской гидрофизический журнал. – 2001. - №6. – С.21-31.
14. Суховой В.Ф., Рубан И.Г., Пятакова В.Ф. Циркуляция вод юго-восточной части Тихого океана // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2006. -Вип.3. – С.201-209.
15. Суховой В.Ф., Баскаран Б.В. Особенности циркуляции вод юго-восточной части Индийского океана // Морской гидрофизический журнал. - 1995. - №3. – С.21-35.
16. Gesswell G.R. and Golding T.J. Observations of south-flowing current in the southeastern Indian Ocean // Deep – Sea Res. – 1980. – 27. – P.449-466.
17. Акустика океана/Под ред. Л. М. Бреховских. М.: Наука, 1974. 694 с.

18. Акустика океана: Современное состояние/Под ред. Л. М. Бреховских, И. Б. Андреева. М.: Наука, 1982. 246 с.
19. Бабий В. И. Мелкомасштабная структура поля скорости звука в океане: Л.: Гидрометеиздат, 1983. 200 с.
20. Боголепов К. В., Чиков Б. М. Геология дна океана. М.: Наука, 1976. 247 с.
21. Гидроакустика за 20 лет: Пер. с англ./Под ред. Ю. Ф. Тарасюка. Л.: Судостроение, 1975. 172 с.
22. Доронин Ю. П., Хейсин Д. Е. Морской лед. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 318 с.
23. Матвиенко В. Н., Тарасюк Ю. ф. Дальность действия гидроакустических средств. Л.: Судостроение, 1981. 208 с.
24. Распространение волн и подводная акустика: Пер. с англ. М.: Мир, 1980. 230 с.
25. Серавин Г. Н. Измерение скорости звука в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 136 с.
26. Толстой И., Клей К. С. Акустика океана: Теория и эксперимент в подводной акустике: Пер. с англ. М.: Мир, 1969. 301 с.
27. Урик Р. Дж. Основы гидроакустики: Пер. с англ./Под ред. Е. Л. Шендерова. Л.: Судостроение, 1978. 448 с.
28. Федоров К. Н. Тонкая термоклинная структура океана. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 184 с.
29. Физика океана: В 2 т. М.: Наука, 1978. Т. 1-2.
30. Шишкова Е. В. Физические основы промысловой гидроакустики. М.: Пищ. пром-сть, 1977. 247-с.