

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ, МОЛОДІ ТА СПОРТУ УКРАЇНИ  
Одеський державний екологічний університет

**В. І. Михайлов**  
**Н. В. Кучеренко**

# **СПЕЦІАЛЬНІ РОЗДІЛИ ФІЗИЧНОЇ ОКЕАНОЛОГІЇ**

Підручник

Затверджено  
Міністерством освіти і науки України  
як підручник для студентів  
вищих навчальних закладів

Одеса  
«Екологія»  
2011

## Зміст

<b>Передмова .....</b>	<b>4</b>
<b>1. Світовий океан та морфологія океанічних басейнів .....</b>	<b>6</b>
Співвідношення площ материків та океанів (6). Структура океанічної кори та основні елементи рельєфу дна (9). Основні позиції тектоніки плит (12). Рівень моря в океанічних басейнах (20).	
<b>2. Склад та основні властивості води Світового океану .....</b>	<b>24</b>
Будова молекули води. Водневий зв'язок (24). Деякі аномальні фізичні властивості води (27). Створення водної та сольової маси Світового океану (35). Хімічний склад та солоність морської води (36).	
<b>3. Акустичні властивості морської води.....</b>	<b>54</b>
Природа звуку та методи його визначення (54). Рефракція звуку в морі (58). Затухання (ослаблення) акустичних хвиль в океані (61). Морські шуми в Океані (64).	
<b>4. Взаємодія океану та атмосфери .....</b>	<b>68</b>
Поверхневий мікрошар гідросфери Землі (68). Тепломасообмін в системі океан – атмосфера (71). Складові теплового балансу (72).	
<b>5. Перемішування та обмін в океані.....</b>	<b>84</b>
Формули змішування (85). Стійкість шарів (87). Частота Вьяйсяля- Брента (89). Види перемішування (90).	
<b>6. Хвилі в океані.....</b>	<b>106</b>
Перша теорія хвиль (Трохоїдальна теорія) (106). Вплив глибини моря на фазову швидкість хвилі (110). Трансформація хвиль біля берега (111). Виникнення та розвиток вітрових хвиль (119). Прогноз хвилювання (121). Сейши (124). Внутрішні хвилі (127). Цунамі (130).	
<b>7. Припливи в океані.....</b>	<b>143</b>
Статична теорія припливів Ньютона (143). Нерівності висот припливів (146). Деякі недоліки статичної теорії припливів (151). Динамічна теорія припливів Лапласа (153).	
<b>8. Течії в океані .....</b>	<b>159</b>
Теорія вітрових течій Екмана (166). Деякі додаткові аспекти екманівської теорії (170). Апвелінг (172). Екваторіальна підповерхнева протитечія в Тихому океані (течія Кромвелла) (174). Апвелінг на екваторі в Тихому океані (176). Явище Ель – Ніньо (177). Загальна циркуляція води у Світовому океані (181).	
<b>Література .....</b>	<b>187</b>
<b>Словник термінів.....</b>	<b>191</b>
<b>Предметний покажчик.....</b>	<b>218</b>

## ПЕРЕДМОВА

Останні десятиліття є знаменними для океанології у зв'язку з використанням даних космічного моніторингу Світового океану. Успіх досліджень погодно-кліматичних умов та закономірностей їх змін в екосистемі Земля залежить від того, наскільки вірно встановлені зв'язки океанологічних процесів з атмосферними та літосферними процесами. І саме розвиток нових технологій моніторингу та обробки супутникових даних спостережень дає можливість дещо або навіть по іншому “бачити” та пояснювати явища в цих середовищах.

При всьому різновиді процесів, що відбуваються в Океані, він являє собою єдиний специфічний фізичний об'єкт. Тому однією із задач курсу є формування у студента уявлення про його будову та основні процеси, що відбуваються в ньому, як єдине ціле та як результат взаємодії між іншими оболонками Землі – атмосферою та літосферою.

Дисципліна “Спеціальні розділи фізичної океанології” належить до професійно – орієнтованого циклу підготовки спеціалістів у напрямку гідрометеорологія, спеціалізація – океанологія.

Курс лекцій та навчальний посібник «Спеціальні розділи фізичної океанології», що базується на ньому, є основою для подальшого вивчення специфічних розділів, що безпосередньо стосуються океану (хімії та біології моря, взаємодії океану та атмосфери, регіональної океанології, екології моря тощо), адже формують у студента відповідний світогляд спеціаліста і дозволяють знайти зв'язок між розділами цієї багатогалузевої науки.

У посібнику головна увага приділена розділам фізичної океанології, що відповідає затвердженій навчальній програмі. Хоча в останній час на міжнародних симпозіумах з підготовки океанологів і в прийнятих на них документах підкреслюється необхідність більш рівномірного розподілу об'єму матеріалу в такого типу навчальних курсах між всіма розділами океанології: фізикою, хімією, біологією та геологією океану. Щоб дещо виправити ситуацію, в посібнику досить часто приводиться додатковий матеріал, який дозволяє розглядати наведені фізичні положення чи процеси у прикладному чи іншому аспектах.

Навчальний посібник відповідно до програми курсу розділений на вісім головних розділів. В I-ому розглядається морфологія океанічних басейнів, структура океанічної кори, основні елементи рельєфу дна, головні позиції тектоніки плит та рівень моря в океанічних басейнах. У II та III розділах головна увага приділена аномальним властивостям морської води, які обумовлені її молекулярною будовою та водневим зв'язком, хімічному складу та явищу, що безпосередньо визначається цими властивостями, - акустичним хвилям в океані як єдиному виду енергії, за допомогою якого можна успішно досліджувати глибинні шари морського

середовища. У IV та V розділах розглянуті види взаємодії океану та атмосфери через поверхневий мікрошар гідросфери Землі та причини і варіанти перемішування в океані. У VI розділі досить детально розглянута особлива природа хвиль та їх різноманіття в океані, особливості трансформації біля берега, їх значення для збереження стабільності морського середовища. У VII розділі досить коротко і доступно пояснена природа та особливості явища припливів в океані. Розділ VIII стосується течій в океані. Багато уваги приділено додатковим аспектам екманівської теорії течій (апвелінгам біля берега та на екваторі, явищу Ель – Ніньо; екваторіальній під поверхневій протитечії Кромвелла у Тихому океані).

Практично всі розділи насичені рисунками. Будова рисунків та пояснення під ними формувались з урахуванням побажань аудиторії для покращення сприйняття студентами певних розділів та тем.

Для більш ефективного засвоєння студентом навчального матеріалу в процесі самостійної роботи після кожного розділу посібника сформульовані контрольні питання. Стиль їх викладення логічно - послідовний і розрахований не тільки на виникнення додаткової уваги до вже пройденого матеріалу, а й до стимулювання розумової творчої активності читачів, прагнення аналізувати та синтезувати одержану інформацію, органічно включити її у свій світогляд.

В кінці посібника наведений українсько- англійський тлумачний словник термінів та предметний вказівник.

У список літератури включені в основному роботи, що мають характер монографій з окремих розділів океанографії, з детальним списком літератури з даного питання для читача, що захоче більш глибоко його вивчити. Тільки у відсутності такого виду робіт наводяться оригінальні роботи, що опубліковані в періодичних виданнях в останні роки.

Наперед слід вибачитись за можливу нерівномірність у поданні окремих питань та подякувати всім, хто внесе свої зауваження та цікаві ідеї для їх врахування у новому виданні.

## I. СВІТОВИЙ ОКЕАН ТА МОРФОЛОГІЯ ОКЕАНІЧНИХ БАСЕЙНІВ

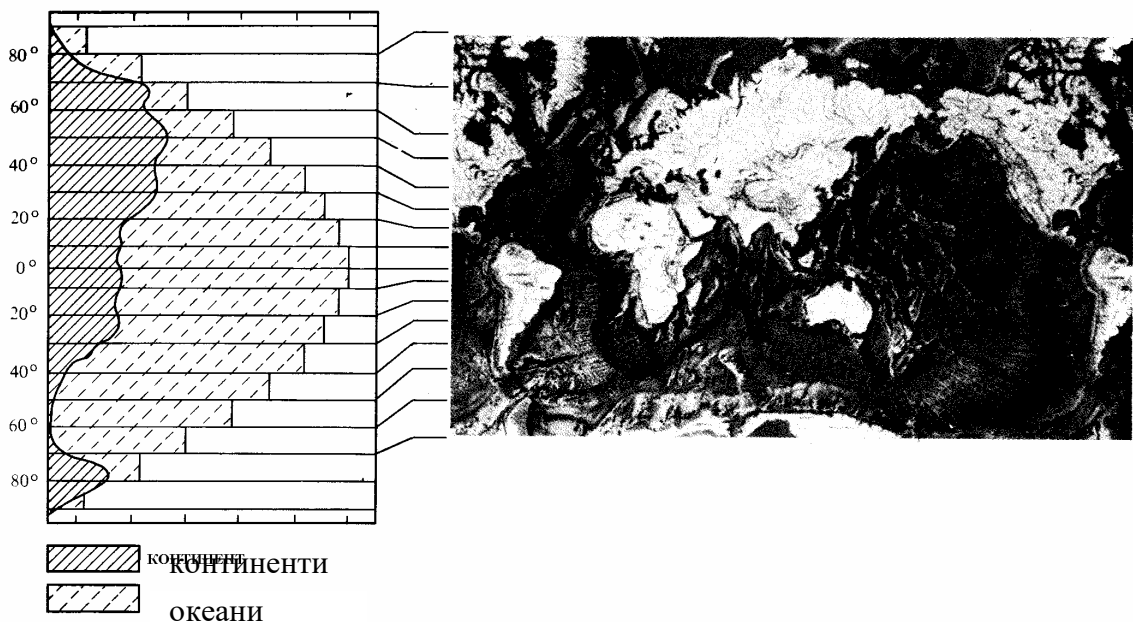
Всі науки починаються з опису. Але як описати форму рідкої маси? Як відомо, форму океанів в основному визначають два фактори:

- форма самих басейнів;
- динамічні зрушення океанів, що змінюють форму басейнів відносно стану спокою.

Розглянемо перший фактор, починаючи із

### Співвідношення площ материків та океанів

На рис.1.1 показано співвідношення між площами суші та моря для кожних  $10^{\circ}$  за широтою від одного полюса до іншого. Насамперед слід підкреслити, що суша зосереджена головним чином в північній півкулі – близько 68% від загальної площі суші. Тобто, в північній півкулі суші вдвічі більше, ніж в південній. Очевидно ця нерівномірність повинна впливати на характер клімату на всій Землі.



**Рис. 1.1** Порівняння площ, зайнятих сушею та океанами. На гістограмі зліва кожен широтний пояс земної кори, рівний  $10^{\circ}$ , розділений на дві частини: вище рівня моря – суша, нижче рівня моря – океанічні басейни. З правого боку – топографічна карта (за Хейзенем і Тарпом). Гістограма – за Свердрупом, Джонсоном та Флемінгом, 1995 [1].

Тепер порівняємо площі суші та океану в обох півкулях в широтному поясі від  $30^{\circ}$  до  $60^{\circ}$ . В поясі північної півкулі десь половина площі зайнята сушею; це зона помірного клімату, де можливо почалась історія Homo sapiens. Однак, в такому ж поясі південної півкулі майже ніякої суші нема;

це область Південного океану та Антарктичної циркумполярної течії, що рухається навколо Антарктиди.

Слід згадати, що океани покривають 71% (361 млн.км<sup>2</sup>) площі Землі (510 млн.км<sup>2</sup>), а суша – 29%.

З екологічної точки зору цікаво буде розглянути ще кругову діаграму, що демонструє поділ земної поверхні на різні географічні області (рис.1.2). В кінці ХХ ст. населення Землі складало близько 6 мільярдів людей. З урахуванням наведених вище площ океану та суші, на душу населення припадає трохи менше 0,5 гектарів родючих земель, та близько 8 гектарів океану.



**Рис. 1.2** Кругова діаграма поділу земної поверхні на різні географічні області. Відповідно, на душу населення припадає трохи менше 0,5 гектарів земель, які можна обробляти та одержувати корисну продукцію, та близько 8 гектарів океану [4].

Відношення об'єму води до об'єму Землі як 1/800. Якщо уявити Землю у вигляді кулі діаметром 1 м, то шар води на ній буде завтовшки менше від міліметра (0,86 мм).

Поняття *Світовий океан* було введено Шокальським – це вся солоня вода, що знаходиться на поверхні земної кулі, крім річок і озер. У Світовому океані зосереджено 96,5% всієї води Землі (плюс вода в льодовиках Гренландії та Антарктиди). Таким чином, прісної материкової води з урахуванням підземної на Землі не більше 3,5%, а в річках зосереджено не більше 0,0001% всієї гідросфери. Та значення річкової води, як найбільш активної, визначається не стільки дуже незначним питомим об'ємом її, скільки швидкістю зміни (середній час її оновлення – близько 12 діб [5]).

В процесі водообміну з атмосферою та материками Світовий океан кожного року в середньому приймає в себе стік з материків у об'ємі 47 000 км<sup>3</sup>, приблизні розрахунки ще дають 458 000 км<sup>3</sup> опадів. Якщо рівень

океану в середньому за рік вважати незмінним, то випаровування з поверхні повинно врівноважувати надходження води у вигляді опадів та річкового стоку, тобто дорівнювати відповідно 505 000 км<sup>3</sup> /рік.

Існує певний і досить умовний поділ Світового океану на окремі океани, виходячи з різних ознак, що кладуться в основу: **від 2 до 8**.

На два океани: теплу тропосферу (глибина проникнення тепла Сонця безпосередньо та в результаті різних процесів перемішування, не більше 200 - 400 м від поверхні) та холодну стратосферу, куди не проникає сонячне тепло, тобто температура досить низька (близько 4<sup>0</sup>С) і постійна (не залежить від сезонів року) – від 400 м і нижче, практично до дна.

На три океани: Атлантичний, Тихий, Індійський (якщо Північний Льодовитий океан вважати частинами Атлантичного та Тихого).

На чотири: перераховані вище три океани плюс Північний Льодовитий океан.

На п'ять: Атлантичний, Тихий, Індійський, Північний Льодовитий та Південний, що розташований між Антарктидою та північною межею циркумполярної течії.

На вісім: якщо розділити всі океани, що перетинають екватор, по екватору; адже система течій та гідрохімічний режим в північній та південній півкулі різні: Північний Атлантичний, Південний Атлантичний океан, Північний Тихий, Південний Тихий океан, Північний Індійський, Південний Індійський океан, плюс Північний Льодовитий та Південний океани.

Найбільший океан – Тихий; на його долю припадає майже 50% загальної площі океанів. Решта площі ділиться приблизно порівну між Індійським та Атлантичним океанами.

Що стосується морів, то можна дати просте та очевидне **визначення моря – це частина океану, яка глибоко врізається в сушу, відділена від океану островами, підняттям дна, тобто має свій особливий, відмінний від океану гідрохімічний режим.**

Залежно від певних характеристик, які кладуться в основу класифікації морів, моря умовно ділять на:

- окраїнні (наприклад, Охотське, море Лаптевих), внутрішні (Чорне, Азовське, Каспійське та ін.), міжконтинентальні (Середземне, Червоне);

- мілкі (глибини до 300 м), провальні (глибини більше 2 000 м, наприклад, Чорне);

та ін.

Можна дати **визначення затоки – це частина моря чи океану, що глибоко вдається в сушу, але не відділена від моря навіть підняттям дна (порогами), тобто має режим аналогічний акваторії, частиною якої вона є.**

Тут слід підкреслити, що залежно від конфігурації та місцевих звичок, затоки мають різні назви, наприклад:

- бухта – це затока, вхід в яку менший від поперечного її розміру;
- лагуна – мілководна звичайно тепла затока, відділена від моря кораловими рифами чи островами;
- лиман – мілководна затока, частково відділена від моря косою чи баром;
- фіорд – вузька довга затока з обривистими берегами, утворена в результаті льодовикової ерозії (наприклад, фіорди Норвегії), та багато інших варіантів місцевих назв.

## Структура океанічної кори та основні елементи рельєфу дна

На початку 50-х років було встановлено, що в структурі земної кори під глибоководною частиною океану і на материках є суттєва різниця (це було одне з найважливіших досягнень геофізики).

Материкова кора має три основні шари:

- верхній осадовий, що складається з продуктів руйнування кристалічних гірських порід (потужністю до 3 км);
- середній гранітний (назва обумовлена тим, що швидкість сейсмічних хвиль в ньому така само, як в гранітах). Складений з кристалічних та метаморфічних порід (потужністю до 10- 15 км);
- нижній базальтовий, складений з основних кристалічних порід (потужністю до 15 км).

Загальну товщину материкової кори неважко підрахувати - **35– 40 км**.

Океанічна земна кора складається також з трьох основних шарів, але гранітний шар там відсутній:

- верхнього осадового, потужністю до 1 км;
- середнього, так званого, “другого” шару з невідомим складом, потужністю до 1,5 км;
- нижнього базальтового, потужністю до 5 км.

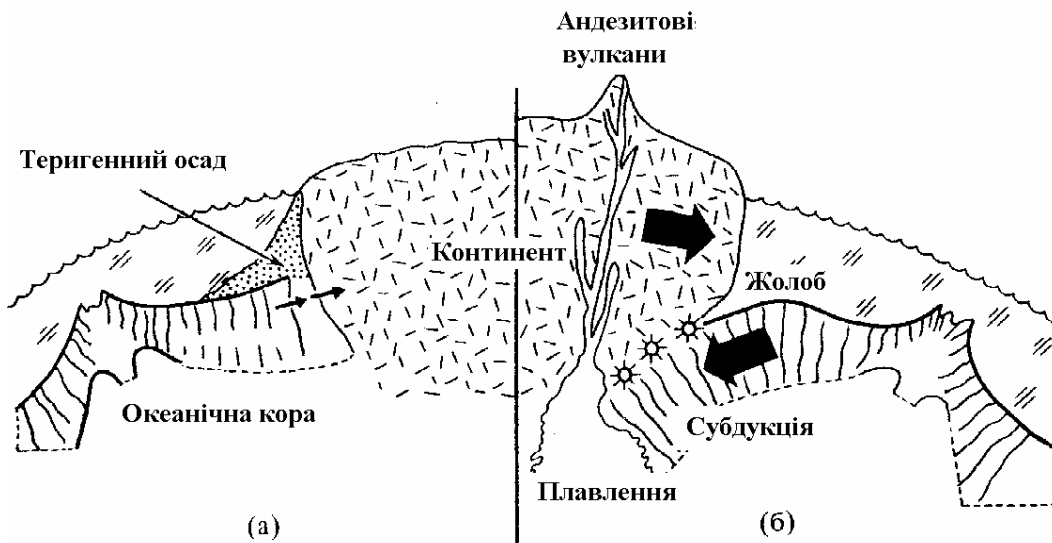
Загальна товщина океанічної кори становить в середньому **до 7,5 км**, тобто океанічна кора в 5- 7 разів тонша від материкової. Але як для материкової, так і для океанічної кори характерне збільшення її товщини приблизно в 2 рази під гірськими пасмами (материковими та океанічними).

### *ДОДАТКОВИЙ МАТЕРІАЛ* (Сіаль, сіма, ізостазія і закон Архімеда)

*Новий матеріал океанічних басейнів, що утворюється в центрах спредингу, відрізняється від тих типів порід, які складають континенти.*

*Породи континентів складаються з мінералів, багатих силікатами алюмінію, і називаються сіалічними.*





**Рис. 1.3** Два типи конвергенції між континентальною та океанічною корою.

(а) Конвергенція відбувається повільно чи відсутня: повільне ковзання континентальної та океанічної кори; слабка сейсмічна активність; краї заповнені продуктами ерозії (як приклад – сучасне східне узбережжя Північної Америки).

(б) Конвергенція відбувається швидко: різке та швидке підсовування океанічної кори під континент; швидкість накопичення осаду дуже мала для того, щоб заповнити глибоководний жолоб (наприклад, Перуансько – Чилійський жолоб); сильні та часті глибокофокусні землетруси (зірочки); повторне плавлення в зоні тертя з утворенням нових вулканів (як приклад – вулканічний гірський ланцюг Анд).

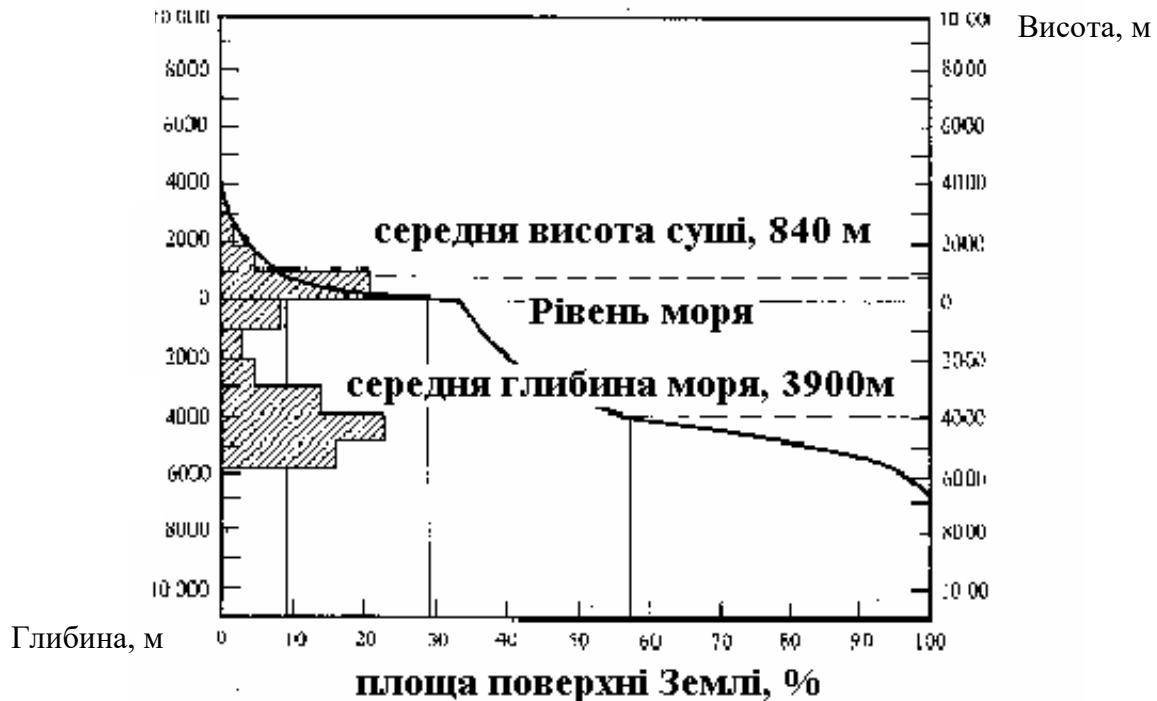
Речовина океанічного дна представлена мінералами, багатими силікатами магнію, і називається симатичною. Щільність цієї речовини вища за щільність порід, що складають континенти. На рис.1.3 сіалічна кора континентів і симатична океанічна кора “плавають” на поверхні астеносфери.

Кора океанічних басейнів, як більш щільна, має глибше занурюватись в мантію, ніж континенти. Ця концепція, яку вчені, що досліджують Землю, називають ізостатичною рівновагою (або просто ізостазією) пояснює, чому океанічні басейни знаходяться нижче відносно континентів, а континенти – вище. Океанська вода накопичується в депресіях (пониженнях рельєфу), які виникли як результат відмінності щільності цих двох матеріалів.

Концепція **ізостазії** пояснює бімодальний характер гістограми висот поверхні Землі (рис.1.4).

Гістограма показує, що загальна вага океанічної кори плюс води над нею, примушує ложе океану знаходитися в середньому на глибині 3900 метрів, з іншого боку, великі ділянки суші плавають в мантії Землі таким чином, що їх середня висота приблизно на 840 м вища від рівня моря.

Цікаво, який висновок зробив би Архімед, якби побачив цю гістограму. Цей давньогрецький вчений вивів закон, відповідно до якого тверде тіло до тих пір буде занурюватися в рідину, поки маса витісненої ним рідини не стане рівною масі цього тіла.



**Рис.1.4.** Порівняння відносних висот земної кори. Заштриховані смуги зліва показують площу земної поверхні (в процентах) через інтервал 1000 м вище чи нижче рівня моря. Крива – інтегральний графік. Для будь-якої вибраної висоти відповідна точка на цій кривій дає процент земної поверхні, зайнятий висотами, які більші від обраної. Наприклад, якщо ми оберемо рівень моря, то знайдемо, що трохи більше 29% земної кори розташовано на більших висотах - це суша.

Якби Архімед знав про бімодальний характер розподілення висот земної поверхні, то, мабуть, прийшов би до висновків, що Земля всередині є рідиною, і речовини океанічних басейнів та материків різні (щільність океанічної кори більша, тому вона занурюється глибше у рідку астеносферу).

Розглянемо основні елементи рельєфу дна Світового океану.

**Шельф (материкова мілина)** – звичайно мілка морська тераса, що є продовженням материка, але затоплена водою. Межею шельфу є **брівка** – досить різкий перегин дна, за межами якого починається материковий схил. Середня глибина брівки шельфу десь 130 м, але в конкретних умовах вона може змінюватись від декількох метрів до майже тисячі. Ширина шельфу теж коливається в широких межах: від нуля (як в деяких районах

африканського узбережжя) до тисячі кілометрів (біля північного узбережжя Азії).

**Материковий схил** – область від брівки шельфу до материкового підніжжя. Ширина материкового схилу, завдяки його відчутному нахилу невелика – в середньому до 100 кілометрів. На материкових схилах знайдені численні пасма підняття, острови, долини. Але найбільш характерною формою рельєфу цієї області дна океану є підводні каньйони, що нагадують каньйони гірських річок суші.

**Материкове підніжжя** – третій елемент рельєфу дна океану, що знаходиться в межах материкової земної кори. Це велика нахилена рівнина, утворена осадовими породами, товщина яких інколи досягає 3,5 кілометрів.

**Перехідна зона** відноситься до *геосинклінального типу* земної кори і є межею між океанічним і материковим її типами (виклинювання материкової земної кори відбувається десь на ізобаті 2 000 м). Вона характеризується контрастністю рельєфу та високою сейсмічною активністю. В перехідній зоні можуть знаходитись як глибоководні жолоби, так і острівні дуги, що піднімаються над поверхнею моря.

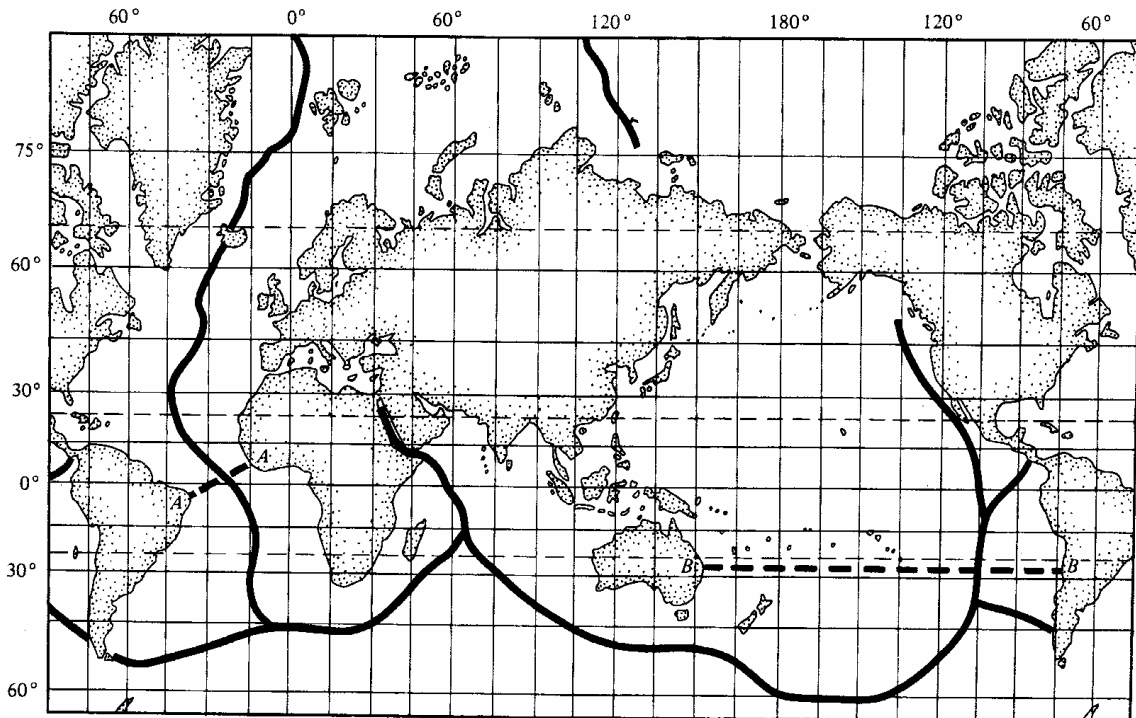
**Ложе океану** – найбільш глибока частина дна океану (займає 2/3 всієї площі Світового океану). Перерахуємо основні елементи рельєфу ложа. Океанські котловини, які ще називають *абісальними (глибоководними) рівнинами*. **Серединно- океанічні хребти (СОХ)** – найбільш тектонічно активні зони планети, в яких відбувається новоутворення земної кори з речовини верхньої мантії (базальту), що надходить з надр Землі через розломи. **Глибоководні впадини (жолоби)** – зони найбільших глибин Світового океану (більше 6 км). Походження їх пов'язане з пірнанням країв плит океанічної кори в астеносферу при новоутворенні морського дна в зонах СОХ. Їх знайдено в Світовому океані близько 30, в основному в Тихому океані. В межах ложа океану можуть бути також великі плоскі підняття, окремі гори чи гайоти.

## **Основні позиції тектоніки плит**

Звичайно, простого опису рельєфу дна океану не досить, щоб пояснити природу морфології басейнів океанів. Чому дно Тихого океану більш різноманітне і неоднорідне, ніж Атлантичного?

І навпаки, чому в Атлантиці добре розвинутий безперервний хребет, який не тільки розташований посередині океану (серединно-Атлантичний хребет - САХ), але і вигинається, повторюючи обриси берегів

Американського континенту на заході та Євро-Африканського на сході (рис. 1.6)? І чому висоти земної поверхні підкоряються бімодальному закону розподілення (рис. 1.4)?



**Рис. 1.6** Розташування осі серединно- океанічних хребтів (СОХ) на поверхні Землі. На осі хребтів, які називають рифтовими долинами, океанічне дно розходиться і віддаляється від центру зі швидкістю від 2 до 12 см на рік. Вісь серединно- атлантичного хребта (САХ) проходить через групу Ісландських островів, останній з яких утворився у 1966р. Ісландія теж утворена вулканічним матеріалом, що вивергається із САХ.

Досить впевнені відповіді на ці питання можна одержати в рамках глобальної геологічної теорії, яку називають **тектонікою плит (або теорія неомобілізму Хесона)**. Це нова наукова концепція, якій лише 60 років. Вона викликала буквально вибух нових ідей про океани та континенти, про те, як вони формуються та переміщуються, з'являються і зникають.

Спочатку перерахуємо ті дані, завдяки яким факт дрейфу континентів одержав на сам кінець широку підтримку вчених [3]. Далі - дані про розростання ("спредінг") морського дна, які незабаром стали вважати можливим механізмом такого дрейфу. А потім - дані, що дозволили об'єднати усі факти в теорію тектоніки плит. Звичайно, це представлення досить схематичне, але читач зможе одержати загальне уявлення про хронологію відкриттів, що стосуються різних напрямків науки.

### *Дані, що є доказом дрейфу континентів*

1. Здається, що краї континентів відповідають один одному майже так само, як клаптики розрізаної картонки, - ніби колись вони складали єдиний суперконтинент, який вчені назвали Пангея.
2. Коли нанесли на карту характеристики давнього клімату різних частин континентів, то побачили, що ці континенти відповідають один одному не тільки за “формою”. На складених разом матеріалах вимальовуються логічно розташовані зони заледеніння та тропіків Пангеї. Наука, що займається давнім кліматом, називається палеокліматологією.
3. Коли гірські породи твердіють з розплавленого стану, в них зберігаються сліди магнітного поля Землі, яке існувало в той час. Побудували карту такого намагнічування (залишкового) за багатьма формаціями давніх порід. Аналізуючи її, вчені зробили висновок: або магнітні полюси переміщувались на поверхні Землі з часом, або самі континенти, на яких відбувалось затвердіння порід, після цього зрушували з місця.
4. Подібність груп закам'янілостей у вугільних шарах та теригенних осадових породах по обидва боки Атлантики на півночі та півдні, нашоухе на думку, що ці стратифіковані породи утворились в подібних умовах і, можливо, в одному й тому самому регіоні і що тільки потім (з часом ) вони розділились, бо відповідні континенти розсунулись у різні боки. Наука, що займається цими питаннями, називається – палеобіографією.
5. Встановлення абсолютного віку формування геологічних структур, наприклад типу гірських ланцюгів, який знаходять шляхом вимірювання характеристик радіоактивного розпаду речовин, що знаходяться в цих структурах, доводить, що комплекси гірських порід, які знаходяться зараз на віддалених один від одного континентах, утворились в один час, тому, можливо, і в одному регіоні.

### *Дані, які є доказом розростання морського дна*

Не дивлячись на накопичений фактичний матеріал, багато спеціалістів не підтримали теорію континентального дрейфу, тому що не бачили правдоподібного джерела енергії для таких великих переміщень в земній корі. Наступний етап в розробці теорії тектоніки літосферних плит приніс свідчення того, що дно кожного океанського басейну *саме* знаходиться в русі і цей рух направлений від зон серединно – океанічних хребтів (СОХ). Цьому є наступні свідчення.

1. Ніде експедиції не підняли з океанського дна породи, вік яких був би більшим, ніж 150-180 млн. років. Куди ж поділась більш давня океанічна кора? Адже теорія виникнення планет сонячної системи говорить про те,

що материка та океани Землі утворились одночасно в результаті дегазації і диференціації магми трохи більше 5 млрд. років тому.

2. Відкриття лінійних магнітних аномалій в океанічній корі дозволили зробити висновок, що ця кора рухається в бік від центральних зон (осі) СОХ. В цьому і є головне свідчення спредінгу. Вперше з'явилось логічне взаємно узгоджене пояснення не тільки СОХ, але і зон розломів, що перетинають ці хребти, і епіцентрів землетрусів, що відбуваються як вздовж хребтів, так і в зонах розломів. Ця наука називається палеомагнетизмом.

3. Якщо СОХ були (є) джерелом нової океанічної кори, то речовина, що виходить з глибин літосфери, повинна бути набагато тепліша старої океанічної кори, що відсунулась далі від хребтів. Були розроблені прилади, які дозволили виміряти направлений в гору від океанічного дна потік тепла, їх використали для перевірки цієї гіпотези.

4. Далі, якщо пластино подібна океанічна кора охолоджувалась, віддаляючись від місця свого утворення на осі СОХ, то вона одночасно повинна була зменшуватись в об'ємі. Таким чином, в результаті дно океану повинно бути тим глибшим чим далі воно знаходиться від джерела розростання (центру спредінгу), і це добре підтверджується багато численними замірами глибин. Ідея скорочення океанічного дна була підтверджена ще двома факторами.

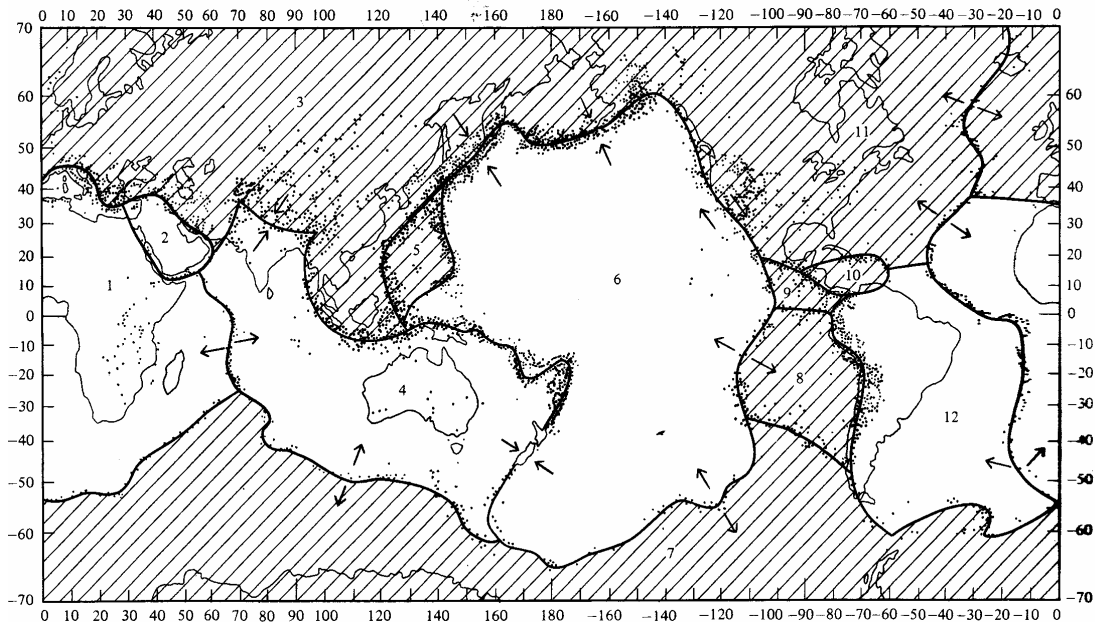
По-перше, чим далі від хребтів, тим рельєф дна стає все більш гладким (рівним). Цього і слід було чекати, адже депресії на дні наповнюються осадам, потужність якого зростає у міру віддалення від хребта. По-друге, найдавніші вулкани в ланцюжках вулканічних островів типу Гавайських, з часом спускаються на глибину.

5. Розвиток хімії радіоактивних елементів привів до розробки теоретичних уявлень про радіоактивний розпад речовин глибоко в мантії Землі. Це і було найбільш правдоподібне джерело енергії, яке так довго шукали. Тепло від радіоактивного розпаду могло привести в рух конвективні потоки в глибинах мантії. Значить, конвективні рухи розплавленого субстрату, можливо, і є тим механізмом, завдяки якому тверда кора рухається від осі СОХ, чим і пояснюється розростання дна.

### *Дані, які підтверджують тектоніку літосферних плит*

Залишається проблема: як пояснити зникнення океанічної кори старішої від 150-180 млн. років, а також багато питань про те, як саме в наш час рухається океанічна кора. Практично на протязі 2-х десятиліть – з 1955 по 1975 – дійсно відбувся вибух сейсмічних та магнітних досліджень океанічної кори одночасно з масштабною роботою глибоководного буріння, що дозволили одержати керни осадів з усіх океанів. Одержані дані свідчать про те, що земна кора (як континентальна сіаль, так і

океанічна сіма) складаються з декількох великих мас, які називаються плитами (число їх, можливо, дорівнює 14, рис. 1.7). Ці плити рухаються відносно пластичної мантії, яка підстилає літосферу Землі, а межі між плитами є також зонами значної сейсмічної активності.



**Рис. 1.7** Карта світу, на якій показані відомі великі літосферні плити та їх межі. Точками позначені епіцентри землетрусів, що відбулися на протязі 5 років (1961 - 1967 рр.) в основному на межах плит. Стрілками показані напрямки відносних переміщень плит на їх кінцях [2].

1. За накопиченими до 1960р. даними про епіцентри землетрусів були встановлені особливості поля напруг в земній корі (на великих глибинах). Ці дані розглядались як доказ того, що всюди, де океанічна кора зіткається з континентальною, океанічна кора із зусиллям підсовується під континент (рис.1.3). Цей процес називається субдукцією; він допоміг пояснити зникнення найстарішої (окраїнної, найбільш віддаленої від СОХ) океанічної кори. Під час субдукції океанічна кора знову плавиться, коли потрапляє на сам кінець у гарячу пластичну речовину мантії (температура там може досягати 5 000<sup>0</sup>К).

2. Якщо процес субдукції з усіма його модифікаціями є типовим для зіткнення океанічної та континентальної кори, то зіткнення 2 легких континентів повинно викликати загальне підняття та насування мас в горизонтальному напрямку, адже ні одна з плит не може пірнути під іншу. Якраз Гімалаї і є прикладом такого насуву (зіткнення Індійського і Азіатського континентів).

3. Ланцюжки вулканів, такі як Гавайські острови, можуть свідчити про те, що океанічна кора безпосередньо рухається над гарячою точкою, що знаходиться глибоко в мантії. Якщо активність гарячого джерела

проявляється епізодично, то в результаті окремих проривів магми через літосферну плиту, повинні виникати окремі вулканічні острови, що і формують ланцюжки островів певного напрямку, за якими можна прослідкувати напрямок та швидкість руху океанічної кори.

4. Всі дані, які підтверджують проміжні теорії (дрейфу континентів та розростання океанічного дна) є також і складовою фундаменту більш прогресивної і досконалої теорії тектоніки плит (неомобілізму).

### ДОДАТКОВИЙ МАТЕРІАЛ

#### *Палеонтологічна інформація (палеоокеанологія)*

*Для океанолога революція, яку принесла теорія тектоніки плит, так само значна, як для геолога та геофізика. Ті самі свідчення про викопні організми, які геологи одержують, вивчаючи керни глибоководного океанічного осаду та використовують у побудові глобальної геологічної картини, одночасно відкривають і еволюцію форм життя у морській екосистемі. Читач повинен пам'ятати, що екосистема, котру ми вивчаємо в сучасних океанах – це успішна екосистема, адже ми не зустрічаємо живих організмів, які виникали в результаті невдалих експериментів Природи. Але закам'янілості наповнені слідами попередніх екосистем, що потерпіли поразку в процесі еволюції.*

***Слід знати, що палеоокеанологія – це вивчення форм життя, яке існувало в давніх морях, часу та характеру їх виникнення та зникнення та умов, які мали місце у самій воді давніх океанів.***

*Такі дослідження тісно пов'язані з тектонікою плит. Всі, хто читає наукову літературу, знайомі з теорією, відповідно до якої перші форми життя розвивались як прості молекулярні структури у мілководних первинних морях, і складність форм життя з тих пір постійно зростала. Тепер завдяки теорії тектоніки плит, ми знаємо, що в минулому континенти то сходились, то розходились. Тому логічно запитати, як палеонтологічні дані висвітлюють (і чи висвітлюють насправді) ці глобальні зміни суші.*

*Щоб відповісти на це питання, вчені Валентайн і Мурс дослідили, як на протязі геологічного часу змінювався рід сімей викопних видів. Вони помітили значне зменшення числа видів з тих пір, коли близько 250 млн.р. назад супер континент “Пангея” зібрався з різних частин, скріплених сутурами (геологи використовують термін “сутура”, щоб описати досить сильне з'єднання типу “зварних швів” між окремими континентальними блоками, що зіткнулися в результаті руху плит). Наступне дійство в часі відбувалося близько 200 млн.р. назад, коли розкриття водного простору Тетіс призвело до розколу Пангеї. В той час число сімей організмів знову почало зростати і зростає дотепер, в процесі формування сучасних континентів.*



Геологи вважають, що до утворення Пангеї існувала більш давня група окремих континентів. Більш того, палеонтологи знайшли, що в ці більш ранні періоди було більше родів живих організмів, ніж під час існування Пангеї. Найменша кількість родів, мабуть, була під час існування ще більш давнього супер континенту, який існував близько 600 млн.р. назад.

Коротше кажучи, між ступенем різноманіття форм життя за палеонтологічними даними та подрібненням континентальної кори і розташуванням її фрагментів на сферичній поверхні землі є певний зв'язок. Вчені ще не знають напевне, чому він існує, але найпростіше пояснення може бути таким. В періоди, коли масиви суші розколюються і одні частини переміщуються в полярні райони, а інші – в області субтропічних пустель, число екологічних ніш (тобто видів “роботи” чи “функції”, яку організми можуть виконувати в межах екосистеми) теж зростає, тому і розвиваються форми життя, що здібні заповнити ці ніші.

Наприклад, коли суперконтинент розколюється, загальна довжина берегів, число естуарій чи інших елементів берегової зони різко збільшується. А оскільки кожен континент займає певний широтний інтервал, то на кожному континенті для прибережних зон встановлюється відповідний діапазон кліматичних умов, і в екосистемі кожного континенту міг розвиватись свій комплекс форм життя.

Крім цього, із зміною положення континентів на Земній кулі змінювались і океанічні течії. Оскільки океан відчутно (може, навіть визначально) впливає на клімат, зрушення течій могли створювати нові місця мешкання та знищувати старі. В результаті, дані про викопні організми та свідчення про можливі розміщення давніх континентів можна використовувати для визначення особливостей клімату, який існував в давні епохи.

### КОНТРОЛЬНІ ПИТАННЯ

1. Якщо в північній півкулі розташовано 68% всієї суші, то чи означає це, що в південній півкулі знаходиться 68% площі всіх океанів?
2. Спробуйте пояснити, що таке гістограма висот і глибин Земної кулі.
3. На гістограмі (рис.1.1) є багато інформації про будову земної кори. Дивлячись на неї, визначте, в якому інтервалі висот над рівнем моря знаходиться більшість площі суші? В якому інтервалі глибин нижче рівня моря знаходиться більшість площі океанів? Визначте процент цих площ від загальних.
4. А тепер спробуйте відповісти, що таке бімодальний закон розподілу взагалі та в даному конкретному випадку стосовно висот та глибин.
5. Яка середня глибина Світового океану?

6. Дивлячись на гістограму, кількісно обґрунтуйте відповідь на питання: чому середня глибина Світового океану менша від інтервалу глибин, що займають найбільшу площу (4 000 – 5 000 м)?
7. Чим відрізняється океанічна кора від материкової і чому? Для вірної відповіді на це питання згадайте принцип *ізостазії*.
8. Що таке літосферні плити і якого типу вони бувають?
9. Що являють собою зони розломів?
10. Розшифруйте слова “спрединг” та “субдукція” і поясніть, які процеси відбуваються в серединно- океанічних хребтах (СОХ) та глибоководних жолобах.
11. Якщо дно океану безперервно рухається від серединно- океанічних рифтових зон (хребтів), чому все дно чим далі від СОХ, тим менш порізане, тобто стає більш одноманітне і глибина його збільшується?
12. Інколи пишуть, що Тихоокеанський басейн оточений “вогневим кільцем”. Та дивлячись на карту видно, що він оточений також серією найбільш глибоководних жолобів. Який може бути зв’язок між жолобами та “вогнем”?
13. Теорія спредингу морського дна повинна передбачувати також зміну час від часу *швидкості* цього процесу. Як швидкість розростання дна може впливати на рівень води в басейні?
14. Назвіть регіон, де плити рухались одна відносно іншої без дивергенції та конвергенції, а просто ковзали, і океанічна кора не зникала і не утворювалась.
15. Якщо континенти безперервно підвладні ерозії під впливом гідрологічного циклу, куди подівся весь цей матеріал? Зараз на дні океанів його нема – вік дна не перевищує 180- 200 млн.років, тобто, на ньому не може бути “давнього” осаду. То де він?
16. Як можна прийти до висновку, що дно океанів рухається від хребта, що розростається, в середньому зі швидкістю від 4 до 12 см/рік?
17. Яка температура всередині Землі та порівняйте її з температурою на поверхні Сонця?
18. Зони меж літосферних плит є ослабленими зонами (зони підвищеного проникнення). Чи можуть енергетичні процеси, що відбуваються всередині Землі впливати на процеси в гідросфері, атмосфері та в яких зонах цей вплив найвірогідніший?
19. На дні океанів далеко від континентальних окраїн знайдено досить велике каміння. Логіка підказує як мінімум два природних процеси, в результаті яких вони змогли б опинитися тут. Які це процеси?
20. Чим займається палеоокеанологія та палеокліматологія та як їх використовують для підтвердження теорії тектоніки плит (теорії неомобілізму)?

## Рівень моря в океанічних басейнах

Знання рівневої поверхні має важливе значення для вивчення форми Землі та для початку відліку висот і глибин при створенні карт рельєфу Землі.

**Рівневою поверхнею на Землі називають поверхню, що перпендикулярна силі тяжіння.**

В кожній точці такої поверхні потенціал сили тяжіння має постійне значення (ізопотенційна поверхня). Оскільки рівнева поверхня характерна тим, що вздовж неї відсутня складова сили тяжіння, вона повинна бути поверхнею рівноваги рідини. Звідси виходить, що *вільна поверхня Світового океану, яка не деформована припливами, течіями та іншими факторами, повинна бути рівневою поверхнею. Цю поверхню називають геоїдом. Його приймають за форму Землі і від нього ведуть відлік висот суші та глибин дна океану.* Але тут слід зауважити, що форма геоїда досить складна через нерівномірне розподілення мас всередині Землі. Тому на практиці за фігуру Землі беруть більш просту поверхню.

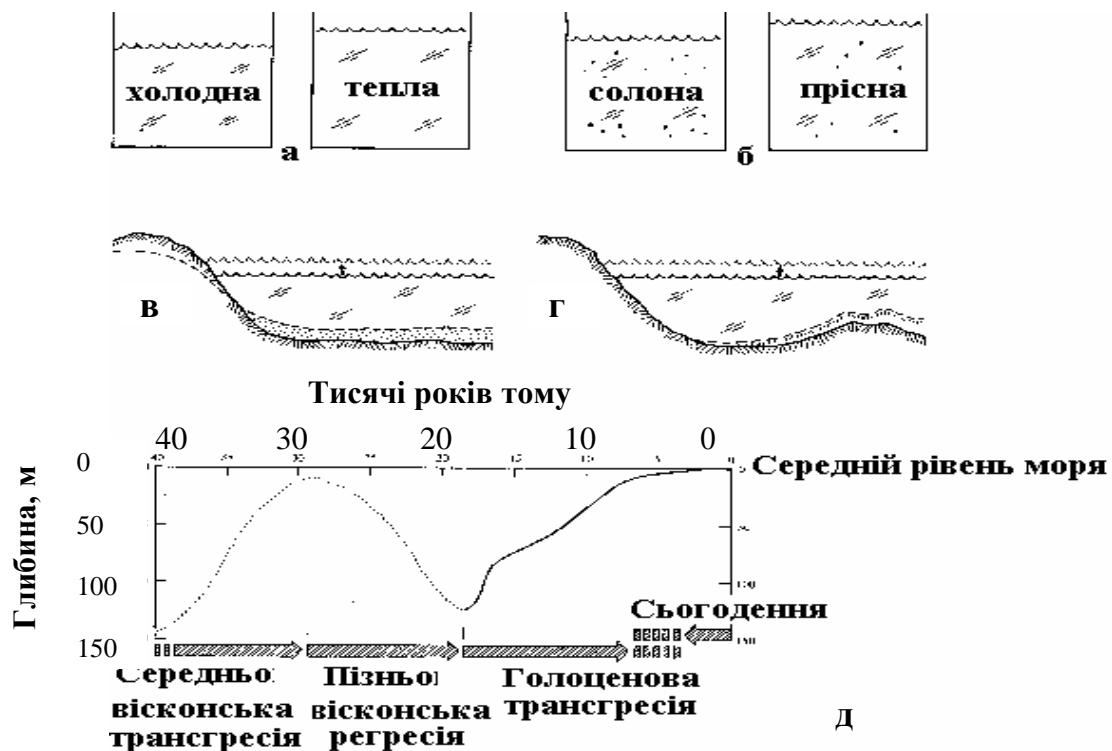
Реальна рівновісна поверхня Світового океану відхиляється від поверхні геоїда внаслідок впливу балансу сил в течіях системи загальної циркуляції води, припливоутворюючих сил, дисбалансу випаровування, опадів та річкового стоку, неоднорідності густини (полів температури та солоності), нерівномірності атмосферного тиску, нерівномірності поля вітру та ін. Внаслідок впливу змінних факторів, рівень океану коливається біля рівновісного положення, виявляючи різну періодичність, а вірніше, квазіперіодичність: від припливних коливань до сезонного ходу та багатолітніх змін.

До **короткострокових змін рівня** можна віднести порівняно швидкі його зміни, що не мають добре вираженого сезонного ходу. Це насамперед короткоперіодні вітрові хвилі, припливні коливання і сейши, цунамі а також неперіодичні анемобаричні коливання – вітрові нагони.

**Багатолітні та вікові зміни рівня океану** особливо цікаві, бо можуть вказувати на направлені зміни клімату Землі; хоча і вертикальні коливання земної кори теж тут не виключені. Таким чином, коливання рівня мають різну природу, яку ми нижче спробуємо класифікувати (виключаючи багатолітні припливні періодичні коливання, природа яких ясна). Як відомо, існує декілька причин, в результаті яких рівень моря може змінитись відносно середньої висоти суші над морем [6]. Для кожної з цих причин існує свій характерний часовий масштаб.

1. **Може змінитись середня температура океану.** За досить простими розрахунками відомо, що охолодження всієї океанської води лише на  $1^{\circ}\text{C}$  повинно привести до загального зниження рівня моря десь на 2 м. Вивчення викопних морських організмів, знайдених в океанічному

осаді показало, що в минулі геологічні епохи, можливо, були зміни температури води десь на  $5^{\circ}\text{C}$ , що змушувало рівень води змінюватись на 10 м на протязі досить довгого часу (рис.1.8, а)



**Рис. 1.8** Причини коливань рівня моря.

(а) Тепла вода має меншу густину та займає більший об'єм, тому рівень теплих океанів вищий.

(б) Збільшення в океанах прісної води знижує концентрацію солі, зменшує густину морської води, що викликає відносно підвищення рівня моря.

Відносна висота рівня моря може змінитися, коли:

(в) на протязі довгого часу відбувається ерозія суші чи гороутворення;

(г) різко змінюється швидкість, з якою нова магма надходить і формує океанічне дно, що спричиняє зміну об'єму океанічного басейну.

(д) Рівень моря знижується пропорційно об'єму води, яка видаляється у льодовикові періоди. Під час останнього заледеніння (18 000 років тому) рівень моря знизився більш, ніж на 100 м відносно його сучасного положення. Пунктирною кривою показано результат розрахунків рівня моря аж до 40 000 років назад [6].

2. Може змінюватись середній вміст солі у воді одного із басейнів відносно солоності води інших. В результаті змінюється середня густина води. В тому океані, де середня густина води менша, ніж в сусідніх океанах, поверхня розташована вище (рис.1.8,б).

Прикладом може бути зниження рівня моря на 30 см при переміщенні від менш солоного Тихого океану до більш солоного Атлантичного через зону Панамського каналу. Поверхня океану, густина води в якому більша, буде розташована нижче. Звичайно, для розвитку таких змін потрібно

багато часу. Адже причиною їх можуть бути довгострокові зміни в режимі випаровування та випадіння атмосферних опадів в масштабі всієї Землі. Або різна інтенсивність утворення нової океанічної кори в СОХ, яка супроводжується виділенням ювенільної води, збагаченої певними мінералами. Крім цього, подібні зміни можуть відбуватись кожного разу, коли в результаті переміщення континентів відкриваються чи закриваються протоки, що з'єднують океанічні басейни.

3. На континентах постійно відбувається **ерозія** і матеріал, що виноситься з них, відкладається в океанічних басейнах. Можливо, існували досить довгі геологічні періоди під час, яких швидкість ерозії перевищувала швидкість утворення нових гірських порід. Зі зменшенням відносного об'єму океанічних басейнів – рівень моря підвищувався (рис.1.8, в). Ці періоди асоціюються з великими трансгресіями – наступами океану на сушу, в результаті яких утворились великі внутрішні моря подібні тим, які займали центральну територію США в певний час, чи територію в даний час окремих морів в Євразії (Середземне – Чорне – Каспійське - Аральське)

4. **Вода забирається з океанів та відкладається на поверхні суші у вигляді льоду.** Вважається, що в останню льодову епоху (всього 18000 років назад) рівень моря знизився десь на 120 м. (рис.1.8, д). Такі швидкі зміни мають велике значення для дослідження геоморфології країв континентів.

5. **Може змінитись відносна середня глибина дна басейнів,** в результаті чого **зміниться і їх об'єм.** Нова магма, що виходить в зоні СОХ і утворює нове океанічне дно, охолоджується до точки затвердіння та починає рухатись від осі хребта. Однак, на протязі довгого часу вона все ж залишається досить теплою, губить тепло поволі, при цьому її об'єм теж поволі зменшується. Якщо швидкість підняття нової магми постійна, ми можемо зробити висновок, що зменшення об'єму також відбувається рівномірно. Як наслідок, і відносна висота системи хребтів і рівень всього океану повинні залишатись постійними. Однак, якщо швидкість підняття нової магми епізодично здійснюється з досить великими інтервалами часу, причому „імпульси” швидкого розростання океанічного дна чергуються з періодами спокою, то загальний об'єм океанських басейнів може помітно змінюватись, а разом з ним змінюється і рівень Світового океану. Глобальна трансгресія морів на сушу відбувалась протягом мезозойської ери від 225 до 65 млн.р. тому. Коли близько 75 млн.р. тому вона досягла максимуму, величезні площі суші були зайняті мілкими морями. В той час дрейф континентів ще не був завершений. Це означає, що був період значної тектонічної активності, а отже, як вважають геологи, трансгресія моря була обумовлена головним чином саме цим скороченням об'ємів басейнів [7].

6. Може змінитись відносна площа суші порівняно з площею океанів. Области, в яких мають місце такі зміни, знаходяться, найвірогідніше, біля меж, де відбувається зіткнення та опускання (субдукція) океанічної плити. Якщо ділянки океанічного дна нарощують краї континентів, то в процесі того, як матеріал зшкрябується з плити, що занурюється, утворюється нова суша.

І нарешті, може відбуватись зближення (конвергенція) плит, при якому сходяться два континенти. Наприклад, вважають, що континентальна маса, яку в наш час називають Індією, в минулому зіткнулась з Євразійським континентом. Це призвело до утворення широкої області нагромаджених та порушених гір Гімалаїв; загальна площа суші відповідно зменшилась, оскільки ці континенти стискались.

### *КОНТРОЛЬНІ ПИТАННЯ*

1. Чим відрізняється (теоретично, за визначенням) рівнева поверхня від ізопотенційної?
2. Поясніть, що таке вільна поверхня Світового океану і чому її беруть за точку відліку висот і глибин на Землі?
3. Завдяки яким процесам реальна рівноважна поверхня відрізняється від поверхні ідеального геоїду? Яке значення має нерівномірне розподілення мас усередині Землі?
4. Відхилення рівня океану від рівновісного положення мають різні випадкові та квазіперіодичні масштаби. Назвіть причини (явища) короткострокових змін рівня.
5. Дуже коротко опишіть масштаби впливу довгострокових змін рівня океану, обумовлених змінами середньої температури, солоності.
6. Як накопичення ерозійного матеріалу чи льоду можуть змінити рівень океану? опишіть різницю цих ефектів.
7. Періоди інтенсивного розростання (або знищення) дна можуть приводити до змін ємностей басейнів. Як при цьому буде змінюватись рівень Світового океану і чи не можна ці зміни віднести до кліматичних?

## II. СКЛАД ТА ОСНОВНІ ВЛАСТИВОСТІ ВОДИ СВІТОВОГО ОКЕАНУ

### Будова молекули води. Водневий зв'язок

Розглянемо властивості води, що знаходиться на Землі в різних станах одночасно – твердому, рідкому та газоподібному; та основні наслідки мінливості цих властивостей, що стосуються роботи екосистеми.

Займаючись океанологією чи будь-якими екологічними процесами, хоч якимсь чином пов'язаними з морським середовищем, необхідно знати властивості простої води, адже Океан складається саме з неї. Воду можна було б вважати звичайною речовиною, якби за своїми властивостями вона не була абсолютно “неправильною”. Але як можна визначити цю “неправильність” (аномальність) і відносно чого? Завдяки періодичній таблиці елементів Менделєєва Д.І. та покладеній в її основу закономірності, цю процедуру можна здійснити, наприклад, таким чином. Порівняємо *дійсні* температури фазових переходів з *очікуваними* за аналогією з іншими гідридами шостої групи періодичної системи елементів Менделєєва. Для цього треба екстраполювати характеристики хімічних аналогів води, тобто сполук водню з елементами тієї ж підгрупи, що і кисень. Таким шляхом в свій час Д.І. Менделєєвим були точно передбачені властивості деяких ще не відкритих речовин. Результати такої екстраполяції добре відомі (рис. 2.1).

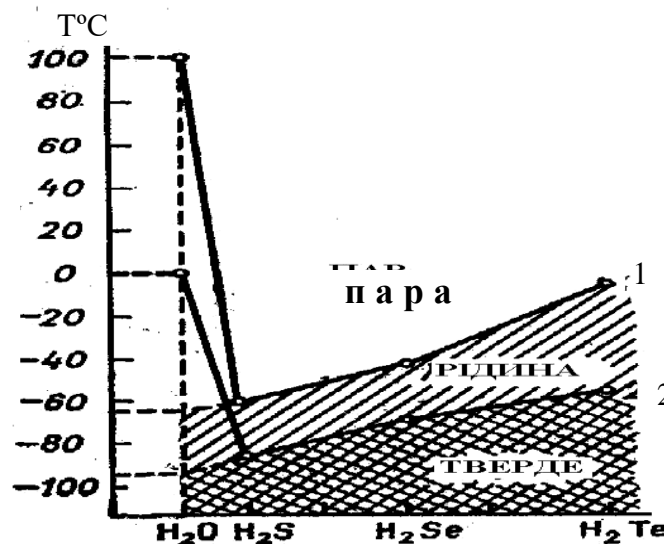
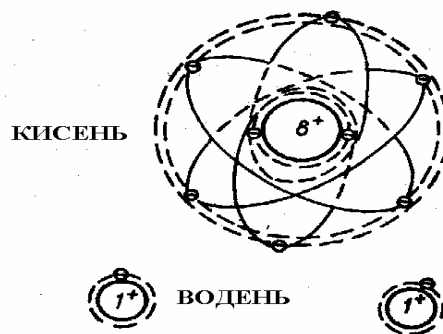


Рис. 2.1 Порівняння дійсних температур фазових переходів води з очікуваними (криві 1 та 2) за аналогією з іншими гідридами VI-A групи періодичної системи елементів Д.І.Менделєєва. Ефект емерджентності [1].  
(1- температура кипіння; 2- температура плавлення)

Таким чином, вода повинна була б переходити в пару (кипіти) при  $-65^{\circ}\text{C}$ , а замерзати при  $-95^{\circ}\text{C}$ . Тобто вона, в основному, була б на Землі у вигляді пари і тільки десь в Якутії інколи випадала б у вигляді дощу. Важко уявити також і клімат, що мав би бути на Землі. Такий ефект системи називається емерджентністю, тобто коли властивості утвореної системи (у даному випадку води –  $\text{H}_2\text{O}$ ) дають непередбачений ефект, що не відповідає складовим елементам системи, тобто водню та кисню.

Для того, щоб зрозуміти, чому вода має такі чи інші аномальні властивості, звичайно потрібно розглянути молекулярну структуру води, а також міжмолекулярні взаємозв'язки в чистій воді.

Елементи, з яких побудована молекула води, - це кисень та водень, які окремо являють собою елементарні електростатично збалансовані системи, схеми яких показані на рис.2.2.



**Рис. 2.2** Атоми кисню та водню окремо є елементарними електростатично збалансованими системами.

Відповідно до принципу невизначеності Гейзенберга, точне положення електронів в атомі не може бути визначене для конкретного моменту; але можна допустити, що вони рухаються навколо ядра за сферичними орбітами. Максимальна кількість електронів, які можуть знаходитись на одній оболонці постійна, тобто:

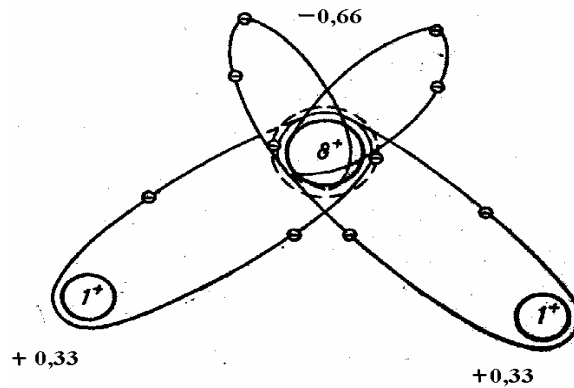
- на першій від ядра оболонці може бути не більше двох електронів;
- на другій – не більше восьми і т.д.

У атома водню є один електрон, а у атома кисню вісім. Тому на зовнішній електронній оболонці атома кисню залишається два “вільних місця”, бо внутрішні оболонки атомів повинні бути обов'язково заповнені електронами.

Якщо атоми водню та кисню зблизилися, то електрон останнього змінює свою орбіту і починає рухатись по загальній для обох атомів орбіті. При з'єднанні з двома атомами водню – зовнішня оболонка кисню заповнюється і утворюється стійка молекула води (рис.2.3).

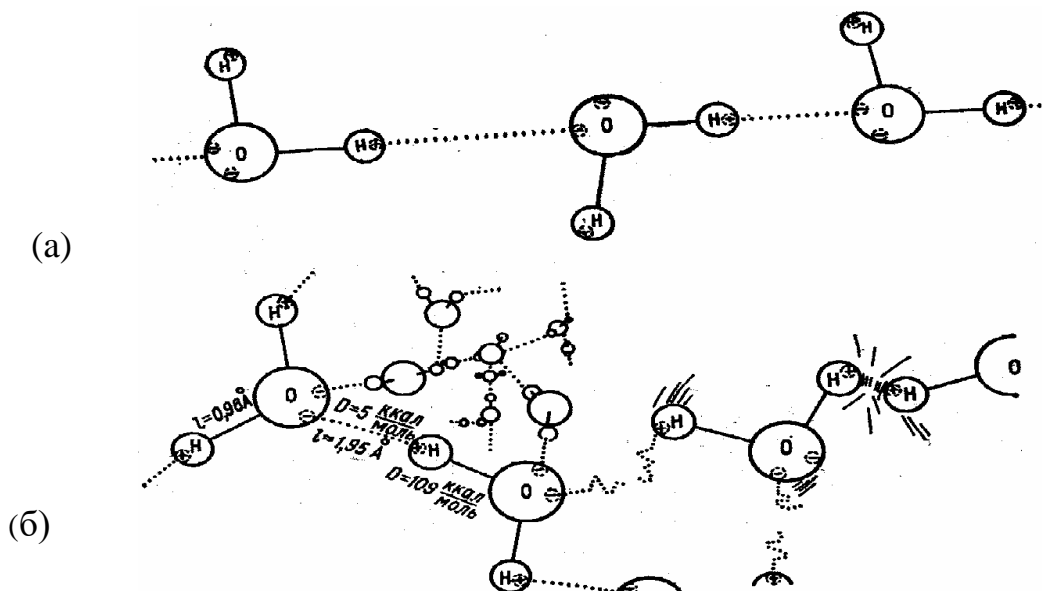


Завдяки тому, що атом водню віддає свій єдиний електрон на створення молекули води, протон (ядро водню) стає ніби “голим”, не прикритим ніякою електронною оболонкою. Електрони в середньому більше зміщені в бік кисню, і молекула води стає полярною, тобто має два різнойменно заряджених полюси, є диполем. Ефективний заряд біля водню  $+0,33$ , а біля кисню  $-0,66$  (рис.2.3).



**Рис. 2.3** Молекула води та її електронні орбіти. Електрони в середньому більше зміщені в бік кисню і молекула води стає полярною, тобто має два різнойменно заряджених полюси, є диполем. Ефективний заряд біля водню  $+0,33$  а біля кисню  $-0,66$ .

Електростатична міждипольна взаємодія протидіє хаотичному тепловому руху молекул та орієнтує їх абсолютно певним чином (рис.2.4).



**Рис. 2.4.** Взаємодія між молекулами у воді [1]:  
 (а) – спрощене зображення водневого зв'язку у воді;  
 (б) – серед хаотичного руху молекул води безперервно відбувається утворення та розривання водневого зв'язку.

В результаті зв'язок в самій молекулі води буде поляризуватися ще більше, що в свою чергу підсилить міжмолекулярний зв'язок (тобто, тут ми маємо типовий приклад позитивного зворотного зв'язку). **Зв'язок між молекулами води називається водневим зв'язком.** Водневий зв'язок дуже слабкий: досить 5 – 6 ккал на 1 моль речовини, щоб розірвати його. Для розриву ж зв'язку в самій молекулі води така мінімально необхідна енергія (енергія зв'язку Д) приблизно в 20 разів більша, тобто  $D = 109,4$  ккал/моль води.

Однак, саме завдяки міждипольній взаємодії (водневому зв'язку) молекули води протидіють хаосу теплового руху та намагаються впорядкуватись в просторі та часі, створюючи асоціації молекул з двох, трьох, чотирьох і більше молекул (рис. 2.4).

Що ще цікаво і важливо - геометрична будова молекули води не однакова і залежить від її агрегатного стану (рис. 2.5).

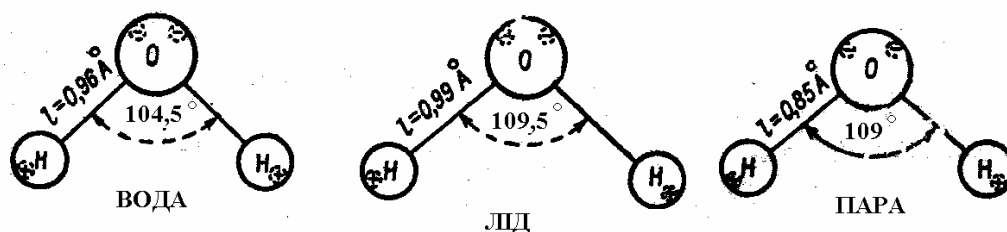


Рис. 2.5 Геометрична модель молекули води у різних агрегатних станах.

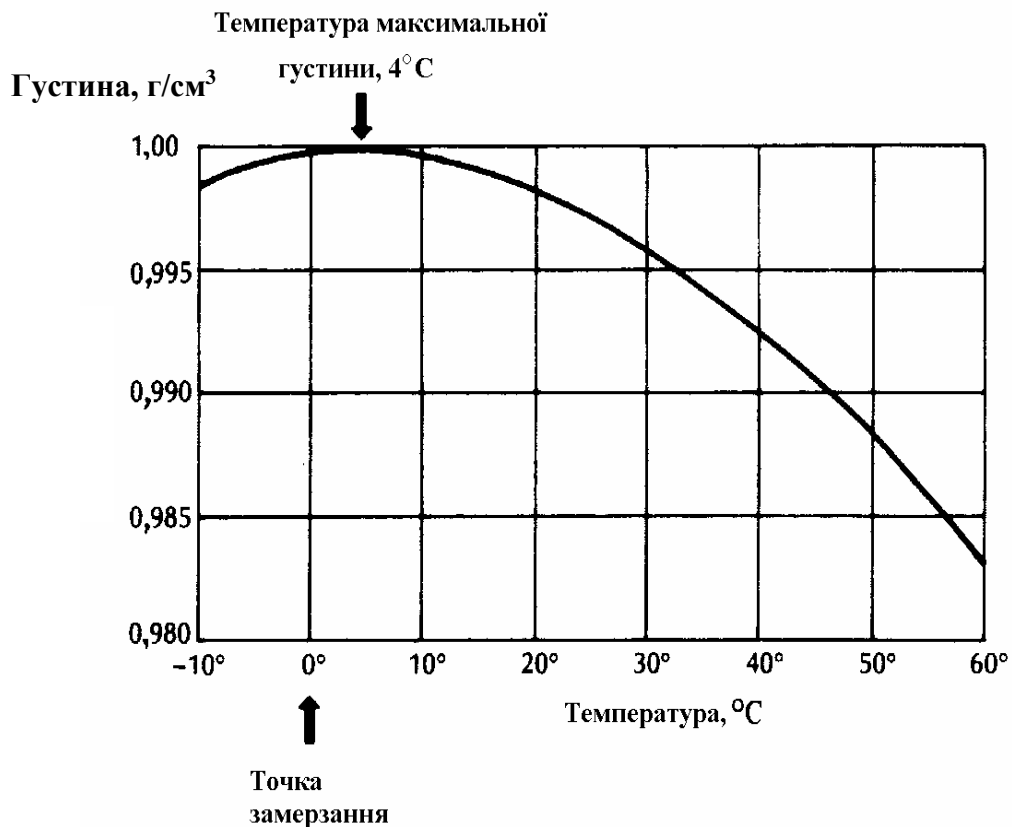
І в цьому певну роль також відіграє водневий зв'язок, що, безумовно, повинно впливати на властивості води.

## Деякі аномальні фізичні властивості води

Більшість фізичних властивостей води залежать від її структури, яка змінюється зі зміною температури досить специфічно, тобто не так, як у більшості інших речовин. Найбільше значення мають наступні аномалії води.

**Аномалія густини.** Густина рідин звичайно при нагріванні зменшується. Густина ж прісної води з підвищенням температури від  $0^{\circ}$  до  $4^{\circ}\text{C}$  збільшується, а при подальшому нагріванні – зменшується (рис. 2.6). З точки зору теорії структури води це пояснюється перегрупуванням комплексів молекул в цьому інтервалі температур, тобто при переході від рихлої тетраедридної структури до більш компактною збільшується густина води. Однак, при підвищенні температури та зростанні швидкості теплового руху молекул збільшується кількість безструктурних об'ємів,

що повинно приводити до зменшення густини. Судячи з усього, зміна превалювання одного фактору над іншим відбувається при 4°C.



**Рис. 2.6** Залежність густини води від температури. Густина прісної води з підвищенням температури від 0° до 4°C збільшується, а при подальшому нагріванні – зменшується [2].

**Аномалія зміни об'єму при замерзанні.** Звичайне явище лід, який плаває на поверхні води, - аномалія. Звичайно тверді тіла мають густину більшу, ніж рідина, яка утворюється при їх плавленні.

Вода ж у твердому стані (так само як чавун та вісмут) при замерзанні збільшує свій об'єм приблизно на 10%.

Ця аномалія має величезне значення для Природи та клімату, бо лід, що плаває на поверхні, як ковдра людину, захищає воду від швидкого охолодження, тобто виконує теплоізоляційні функції. Адже обмін теплом між гідросферою та атмосферою зимою відбувається через лід, тобто в процесі молекулярної теплопровідності, яка має швидкості обміну на 2- 3 і більше порядків нижчі (в 100 - 1000 разів!), ніж турбулентна теплопровідність, яка панує в рідинах та газах, в даному випадку в атмосфері та гідросфері (над та під льодом.).

**Можна зробити висновок,** що завдяки утворенню льоду, що плаває на поверхні води, процес вихолоджування гідросфери взимку в помірних та високих широтах зменшується в сотні і тисячі разів.

**Аномалія температури замерзання.** Звичайно, при збільшенні тиску, температура замерзання рідин підвищується. Це пов'язано зі звичайним зменшенням об'єму при замерзанні нормальних речовин, а підвищення тиску допомагає зменшенню об'єму.

З водою все навпаки: збільшення тиску на 1 атмосферу знижує температуру замерзання майже на  $0,01^{\circ}\text{C}$ . Тобто створюючи величезний тиск, ми можемо одержувати переохолоджену воду з дуже низькою температурою, але в рідкому стані. Цей ефект просто пояснити, виходячи з попередньої аномалії: для того, щоб вода замерзла і створила квазікристалічну (майже кристалічну) структуру необхідно 10% надлишкового об'єму, а підвищення тиску не дає можливості воді розширитись для утворення цих горизонтальних пошарових квазікристалічних структур – льоду.

**Аномалія теплоємності.** Вода має аномально високу теплоємність; тобто для того, щоб нагріти одиничний об'єм води на  $1^{\circ}\text{C}$  необхідна аномально велика кількість енергії, порівняно з іншими речовинами (крім водню та рідкого аміаку). Коли ж вода охолоджується, то теж віддає колосальну кількість тепла, при цьому температура води змінюється незначно. Тому воду і називають акумулятором (накопичувачем) теплової енергії. Ця теплова аномалія має величезне значення для тих кліматичних умов, які склалися завдяки їй на Землі. Значення великої теплоємності океану можна продемонструвати на елементарному прикладі: при охолодженні якогось одиничного об'єму води на  $1^{\circ}\text{C}$ , на той самий  $1^{\circ}\text{C}$  нагріється 3 200 об'ємів повітря. (При розрахунках використовується закон збереження кількості енергії, тобто

$$(\rho v c_p)_{\text{ок}} = (\rho v c_p)_{\text{атм}},$$

де в лівій частині густина, об'єм та теплоємність води океану, а в правій – аналогічні величини для атмосфери.)

Цей приклад показує, що океан при охолодженні передає атмосфері величезну кількість тепла, пом'якшуючи цим клімат на більшій частині поверхні Землі.

Крім того, питома теплоємність води при нагріванні від 0 до  $27^{\circ}\text{C}$  зменшується (приблизно на 1%), а при наступному нагріванні збільшується, як і у інших речовин.

Це можливо пояснити тим, що нагрівання води при невисоких температурах руйнує її структуру. При цьому, та частина енергії молекул, яка віднімалась для підтримки водневих зв'язків у певних структурах, вивільнюється та реалізується у формі кінетичної енергії молекул, таким чином підвищуючи температуру води. При температурах вищих  $27^{\circ}\text{C}$  просто збільшується кінетична енергія молекул, з чим і пов'язане звичайне збільшення теплоємності тіл при підвищенні температури.

Хотілося б зупинитися на другій аномалії теплоємності та нагадати, що тропічні циклони (тайфуни) та урагани звичайно утворюються над водою, яка має саме температуру найменшої теплоємності, тобто 27<sup>0</sup>С. Враховуючи, що всі процеси в Природі підкоряються певним закономірностям і не випадкові, можна зробити висновок про можливу важливу роль цієї аномалії у виникненні певних катастрофічних атмосферних процесів.

**Можна зробити висновок**, що висока теплоємність води має величезне значення для створення та підтримання благоприємних для життя кліматичних умов, які є на Землі. Вода постійно нагрівається до високої температури (27 - 29<sup>0</sup>С) в низьких широтах (біля екватора) та системою постійних течій переноситься на північ і південь у високі широти. Завдяки високій теплоємності вихолоджування гарячої води (при високій тепловіддачі) та зниження температури відбувається досить повільно, що дає можливість проникати теплій воді досить далеко, наприклад, в Північний Льодовитий океан. Звичайно відбувається пом'якшення клімату в Європі; особливо це помітно взимку.

### ДОДАТКОВА ІНФОРМАЦІЯ

*Питома теплоємність дистильованої води при постійному тиску та в інтервалі температур від 19,5 до 20,5<sup>0</sup>С (кімнатній температурі) прийнята як еталон:  $c_p = 1$  кал/(г град) =  $4,19 \times 10^3$  Дж/(кг град). Теплоємність морської води залежить від солоності, а оскільки теплоємність усіх інших речовин менша від теплоємності води, то і домішки у вигляді солі знижують теплоємність морської води відносно дистильованої. Звичайно, чим більша солоність води, тим менша її теплоємність. Наприклад, теплоємність морської води при середній океанській солоності знижується до  $3,902 \times 10^3$  Дж/(кг град).*

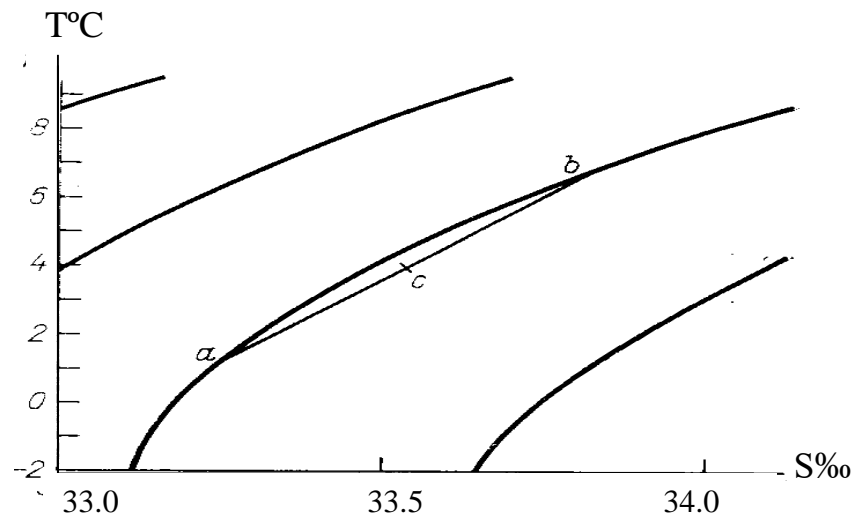
*Як уже відзначалось, теплоємність води більша, ніж у більшості речовин. Тільки у водню  $c_p = 14,28 \times 10^3$  Дж/(кг град) та рідкого аміаку  $c_p = 5 \times 10^3$  Дж/(кг град).*

**Ущільнення при змішуванні.** Прісна вода може мати однакову густину при двох різних значеннях температури. Наприклад, прісна вода за температур 8,2<sup>0</sup>С та 0,0<sup>0</sup>С має густину 0,99987 г/см<sup>3</sup>. Якщо змішати два однакових об'єми води, один з яких має температуру 8,2<sup>0</sup>С, другий - 0,0<sup>0</sup>С, то суміш матиме середню температуру 4,1<sup>0</sup>С, якій відповідає більш висока густина 1,00000 г/см<sup>3</sup>. Тобто, в результаті змішування відбулось ущільнення води.

Ефект ущільнення відбувається не тільки для прісної чи солонуватої води, але і для чисто морської, з солоністю більшою від 24,7‰. Для

ілюстрації цього, звичайно використовують графічне зображення фрагменту T,S -діаграми (рис.2.7).

Якщо два однакових об'єми морської води з однаковою щільністю, але з різними характеристиками температури та солоності (точки *a* і *b* на ізопікні) змішати, то одержана суміш матиме, природно, середні значення температури та солоності, що відповідатиме положенню точки *c*. Як видно, густина суміші, що відповідає точці *c*, більша, ніж в точках *a* і *b*, розташованих на ізопікні, тобто спостерігається ущільнення при змішуванні.



**Рис. 2.7** Схема виявлення ущільнення при змішуванні. Два об'єми морської води з однаковою густиною, точки *a* і *b* на ізопікні, але з різними характеристиками температури та солоності, при змішуванні *завжди* матимуть більшу густину. (Ізопікни - лінії однакової густини)

Можна **констатувати**, що ефект ущільнення при змішуванні має дуже велике значення для процесів, що протікають в океані. Особливо це стосується збереження індивідуальності стаціонарних морських течій протягом багатьох тисяч кілометрів (Гольфстрім, Куросіо, Бразильська течія, та ін.). Ці потужні течії, рухаючись все далі від екватора у високі широти, на своїй периферії контактують з водою, що має зовсім інші характеристики температури та солоності, звичайно, змішуються з нею, ущільнюються і починають рухатись вниз, витісняючи легшу воду, яка піднімається [2]. Приблизно таким чином на межі течії та навколишньої води весь час формуються вертикальні рухи, які досить сильно стримують горизонтальне перемішування та приведення води до однорідного стану. Тобто, ці потужні течії течуть ніби у вертикальних берегах, які самі ж і створюють. Це допомагає зберігати відмінність температурних та інших характеристик. Наприклад, вода Гольфстріму може доходити майже до Північного полюсу. Науковими експедиціями різних років на певних глибинах [2,3] ця відносно тепла та дуже солонна вода фіксувалась при проведенні вертикальних зондувань з судна.

Ефект ущільнення при змішуванні відіграє також важливу роль для процесів, що протікають у фронтальних зонах зустрічі морської та річкової води, де фізико - хімічні процеси самоочищення (флокуляції, коагуляції та ін.) завдяки йому протікають ефективніше.

Процеси вільної вертикальної конвекції теж відчутно підсилюються завдяки збільшенню густини при змішуванні водних мас з різними характеристиками.

Слід *зауважити*, що ефект ущільнення при змішуванні незаперечний, експериментально встановлений. Але фізична причина цього ефекту неясна. Звичайно, його найпростіше було б віднести до аномальних властивостей води, чи до нелінійної залежності густини морської води від температури, що видно і з рис.2.7; однак хотілося б зрозуміти сам механізм процесу.

### Температури замерзання та найбільшої густини

Чиста вода має найбільшу густину при 4<sup>0</sup>С. З підвищенням солоності (S) температура найбільшої густини знижується. Вона може бути розрахована за емпіричною формулою Кнудсена та Крюмеля:

$$t_p = 3,95 - 0,2S - 0,0001S^2 + 0,00002S^3 \quad (2.1)$$

Температура замерзання морської води також знижується зі збільшенням концентрації солі. Її залежність від солоності визначається за формулою Ганзена:

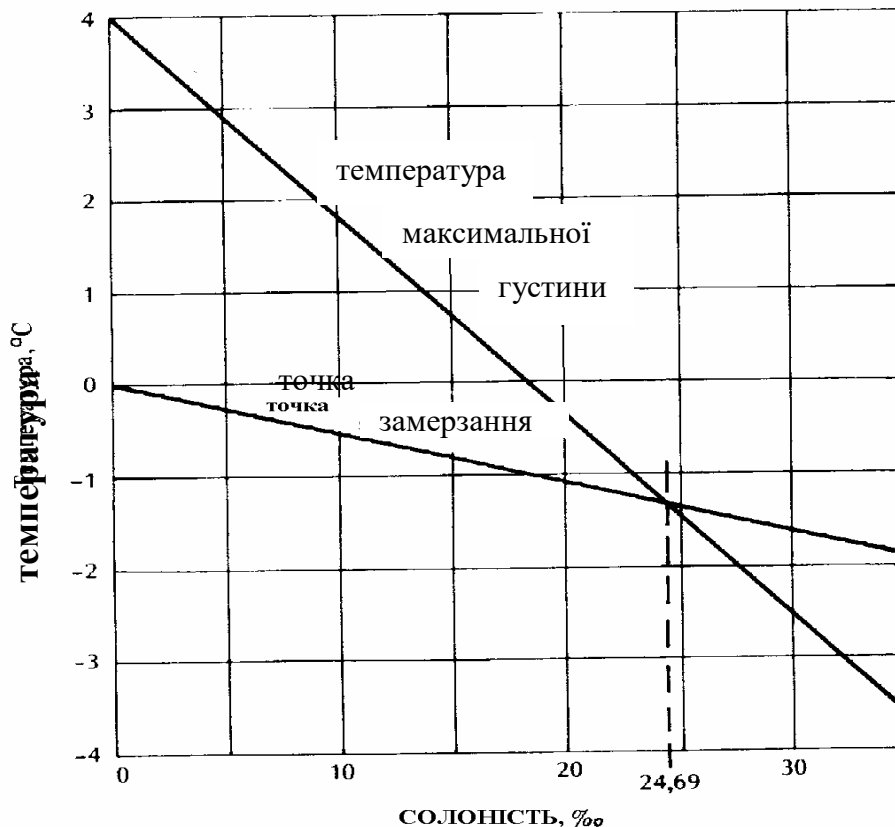
$$t_z = - 0,003 - 0,0527S - 0,00004S^2 - 0,00000042S^3 \quad (2.2)$$

Ці залежності температури максимальної густини та замерзання від солоності можна зобразити графічно. Як видно з рис. 2.8, ці криві перетинаються в точці з характеристиками  $t_p = t_z = - 1,332^{\circ}\text{C}$ ,  $S = 24,695\text{‰}$  (тобто, рівняння (2.1) та (2.2) мають спільне рішення при солоності 24,695‰).

Вода із солоністю меншою від 24,7 ‰ має температуру найбільшої густини вищу від температури замерзання, і в цьому сенсі вона схожа на прісну воду. За солоності, вищої від 24,7 ‰, співвідношення температур зворотне. Відповідно до цих ознак, були виділені два типи води, які назвали відповідно *солонуватими* та *морськими*.

Різниця у співвідношенні температур замерзання та максимальної густини тягнуть за собою різницю в протіканні деяких процесів в морських та солонуватих водоймах і особливо це стосується теплового режиму. Розглянемо декілька прикладів.

Прісна вода досягає найбільшої густини при  $4^{\circ}\text{C}$  а замерзає при  $0^{\circ}\text{C}$  (насправді, трохи нижче). В прісній воді, після того, як вода охолодилась до  $+4^{\circ}\text{C}$ , тобто до температури максимальної густини, замерзання при подальшому охолодженні поверхневого шару настає швидко, бо охолодження поверхневого шару робить його легшим підстильних шарів, що мають температуру максимальної густини, тому перемішування унеможливується, що прискорює подальше зниження температури води біля поверхні аж до температури замерзання – швидко утворюється лід.



**Рис. 2.8** Залежність температури замирання та температури максимальної густини води від солоності. Воду, солоність якої менша від 24,69 ‰, називають *солонуватою* а воду, солоність якої більша від 24,69 ‰, – *морською*.

Що стосується солонуватих водойм, то осіннє охолодження їх протікає приблизно за тією ж схемою. Розглянемо одне із найменш солоних морів – Балтійське.

Балтійське море відноситься до категорії солонуватих, бо в північній (найбільш солоній) його частині верхній шар води має солоність всього 7‰. За допомогою рис.2.8 визначаємо його температури замирання ( $t_z = -0,4^{\circ}\text{C}$ ) та максимальної густини ( $t_p = 2,5^{\circ}\text{C}$ ), тобто температура максимальної густини, як і у прісноводних басейнів, знаходиться вище температури замирання. Розглянемо, як відбувається *осінньо-зимове охолодження у солонуватому морі*.



Під час охолодження верхнього шару води, який має літню температуру до  $20^{\circ}\text{C}$ , густина його збільшується, бо зниження температури наближує воду до температури максимальної густини. Елементарні охолоджені, а отже, важкі об'єми води верхнього шару провалюються, витісняючи до поверхні більш легкі, які в свою чергу ущільнюються завдяки охолодженню. Таким чином протікає процес вільної конвекції. Зрозуміло, що конвекція припиниться тільки у тому випадку, коли вся вода досягне температури максимальної щільності, бо подальше охолодження і зниження температури верхнього шару води приведе до зменшення густини цього холоднішого шару, тобто він стане легшим і знаходитиметься на більш важкій і менш холодній воді, що матиме температуру максимальної густини (у даному випадку  $t_p^0=2,5^{\circ}\text{C}$ ). Наступне охолодження тільки верхнього шару води до температури замерзання ( $-0,4^{\circ}\text{C}$ ) і утворення льоду буде дуже швидким, бо не супроводжуватиметься вертикальним перемішуванням. Утворений лід приблизно на 10% буде легшим від підстильної води, надійно прикриє воду від подальшого швидкого охолодження, а під ним знаходитиметься вода, температура якої буде  $2,5^{\circ}\text{C}$ , тобто температура води максимальної густини при солоності 7‰. Звичайно, за довгий час зими підльодова вода буде хоч і повільно, але все - таки охолоджуватись.

**При весняному таненні льоду та нагріванні води у солонуватому морі** температура верхнього шару підвищуватиметься і цей процес супроводжуватиметься конвекцією, оскільки густина води буде зростати від температури замерзання-танення ( $t_z^0 = -0,4^{\circ}\text{C}$ ) до температури максимальної щільності ( $2,5^{\circ}\text{C}$ ). Подальше нагрівання води буде зосереджуватись, в основному, у верхньому шарі моря, бо вода ставатиме весь час теплішою і легшою; конвекції звичайно не буде, тому поверхневий шар швидко нагріється до звичайної температури в цьому морі – десь до  $20^{\circ}\text{C}$ .

Приблизно за такою ж схемою буде відбуватися осіннє охолодження та весняне нагрівання у Чорному морі, бо воно теж відноситься не до морських, а до солонуватих водойм (солоність води у центральній, віддаленій від річок частині Чорного моря 18- 20‰).

При **замерзанні морської води** ще більше значення має її солоність. Як видно, (рис.2.8) для морської води з солоністю більшою 24,7% температура максимальної густини нижча, ніж температура замерзання. До самого моменту замерзання поверхневий шар води, завдяки охолодженню, стає все важчим, що спонукає інтенсивне перемішування та підняття більш теплої (легшої) води на поверхню. Це перемішування, в принципі, унеможливило б утворення льоду з морської води в більшості акваторій, якби не існування на її поверхні skin- шару (поверхневого мікрошару, ПМШ), який не тільки легший, але і менш солоний, має завжди більш низьку температуру. Адже другою причиною, що уповільнює замерзання

морської води, є низька температура її замерзання. Вже за солоності близької до 24,7‰ температура замерзання  $-1,33^{\circ}\text{C}$ , а за солоності 35‰ вона дорівнює  $-1,9^{\circ}\text{C}$ .

Розглянемо тепер, як відбуваються *аналогічні процеси* в північній частині Японського моря, де для верхнього шару характерна солоність 33‰.

З рис.2.8 знаходимо, що цій солоності відповідають температури замерзання  $t_3^0 = -1,7^{\circ}\text{C}$  та максимальної густини  $t_p^0 = -3,1^{\circ}\text{C}$ . В цьому випадку температура найбільшої густини нижча від температури замерзання, і тому при осінньому охолодженні моря конвективне перемішування не припиняється аж до досягнення температури замерзання. В результаті, вся товща моря охоплена конвекцією, і охолоджується до температури замерзання, в даному випадку до  $-1,7^{\circ}\text{C}$ . Зрозуміло, що температура максимальної густини не може бути досягнута, адже вода спочатку повинна замерзнути.

Під час *весняного танення льоду у морській водоймі густина поверхневого шару зразу знижується, що унеможлиблює його перемішування* з глибшими шарами води. В результаті, прогрівання зосереджується у верхньому шарі (шарі прозорості). Значна ж товща, в якій розвивалась осінньо- зимова конвекція, зберігає низькі температури. Так, наприклад, на великому просторі Охотського моря шар зимової конвекції зберігає на протязі всього літа мінімум у вертикальному розподілі температури, який досягає  $-1,5^{\circ}\text{C}$  (його називають холодний проміжний шар).

## Створення водної та сольової маси Світового океану

Питання про створення на Землі Океану безпосередньо пов'язане з питанням походження самої Сонячної системи. Не дивлячись на те, що нам вдалось накопичити багато знань про функціонування зірок, *ми все - таки не маємо точної моделі створення зірок та Сонячної системи.*

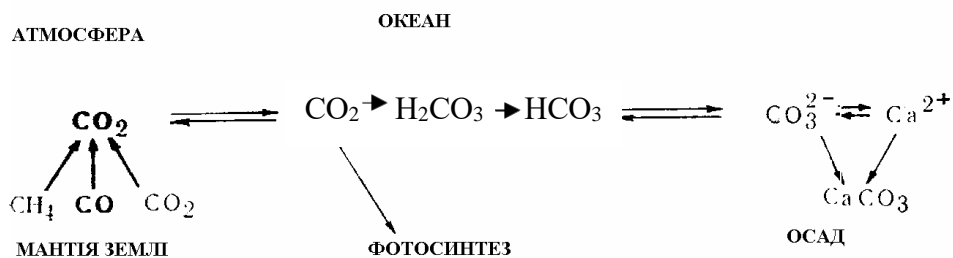
Однак, можна досить науково обґрунтовано допустити [2,3], що створення гідросфери і атмосфери обумовлено механізмом диференціації речовини Землі на оболонки. Цей процес пов'язаний з розігріванням речовини Землі завдяки енергії гравітаційного стискання плюс виділення тепла, що генерується радіоактивними елементами при їх розпаді (уран, цезій, кадмій).

Механізм виділення води з твердої земної маси може бути наступним. Легкоплавка фракція силікатів піднімається на периферію від джерела тепла і по дорозі насичується легкоплавкими та летучими речовинами ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{NH}_3$  та ін.). В тугоплавкій фазі залишаються, в основному, важкі метали ( $\text{Mg}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Cr}$ , та ін.). Зі збільшенням відстані від центру розігріву і відповідного зменшення температури починається поетапна

диференційована конденсація силікатів, води, інших речовин. Разом з водою при віддаленні від центру тепла конденсуються і  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{HBr}$ ,  $\text{HI}$ ,  $\text{B}(\text{OH})_3$ ,  $(\text{NH}_4)_2$ ,  $\text{CO}_3$  та частково сполуки сірки.

Саме, можливо, таким чином на поверхню Землі потрапив розчин, що містить в собі різноманітні та складні сполуки – **ювенільний розчин**, який і створив морську воду первинного океану. Друга частина газів (нерозчинних, або слабо розчинних у воді) не конденсувалась з водою, а залишилась в газовій оболонці Землі, створивши первинну атмосферу. Ювенільна вода потрапляє в океан і зараз в процесі утворення нової земної кори в зонах серединно – океанічних хребтів (СОХ). Але масштаби цього явища, в порівнянні з процесами декілька мільярдної давнини, малі, хоча для підтримки незмінності сольового складу морської води достатні.

**Можна зробити висновок, що вода океану в будь-який момент його історії – це первинний ювенільний розчин після його пристосування до зовнішніх умов.** У розчині залишаються незмінними ті елементи, для яких нема активних осадовувачів, наприклад,  $\text{Cl}$  і  $\text{Br}$ . Елементи, кількість яких зменшилась, відповідно брали участь в процесах, що виводили їх із розчину [3,4].



**Рис. 2.9** Схема виведення вуглецю в осад [7].

Найбільше знизилась кількість вуглецю. Це означає, що процеси виведення вуглецю протікають в океані протягом всієї його історії. Схематично виведення вуглецю зображене на рис.2.9.

### Хімічний склад та солоність морської води

Завдяки дипольному моменту у молекули води (вода має два різнойменно заряджені полюси з ефективними зарядами біля атому водню + 0,33, і кисню – 0,66), вода як мінерал у рідкому стані має чудову властивість розчиняти різні тверді речовини та гази. Тому **в Природі вода не зустрічається в абсолютно чистому вигляді**. В морській воді розчинені всі елементи, що є на Землі, але концентрації їх, звичайно, різні: від мікронних до грамів (в 1 кг води).

Хімічний склад морської води – це складний комплекс мінеральних та органічних речовин, що знаходяться в різних формах іонно-молекулярного та колоїдного станів.

Для прикладу розглянемо азот. Він зустрічається у воді у вигляді:

- $N_2$  – вільна молекула, розчинена у воді;
- $NH_3$  – розчинена газова сполука;
- $NO_2^-$  і  $NO_3^{2-}$  – іони неорганічних речовин;

Крім того, азот входить в склад багаточисельних органічних сполук, що знаходяться у воді в молекулярному та колоїдному стані.

Звичайно важко характеризувати речовини, що входять до складу морської води, без використання певних класифікацій. Тому ми наведемо найбільш просту класифікацію відомого радянського гідрохіміка О.А.Альокіна [5]. Речовини, що входять до складу морської води, він умовно ділить на наступні 6 груп:

- головні іони (макрокомпоненти), яких найбільше у морській воді, а їх вага складає 99,9% від ваги усіх розчинених у морській воді речовин;
- мікроелементи, яких найменше у морській воді (приблизно 0,01% від суми основних іонів);
- розчинені гази;
- біогенні речовини (в основному представлені фосфором, азотом та силікатами);
- органічні речовини;
- основні забруднювальні речовини та домішки.

Розглянемо більш детально перераховані вище складові морської води.

**Макрокомпоненти.** Хімічні та фізико-хімічні відмінності морської води від прісної майже повністю визначаються присутністю 11 головних компонентів сольової маси – це:

- аніони:  $Cl^-$  (19,3);  $SO_4^{2-}$  (2,7);  $HCO_3^-$ ; (<1),  $Br^-$ ;  $F^-$  ;
- катіони  $Na^+$  (10,7);  $Mg^{2+}$  (1,3);  $Ca^{2+}$  (<1);  $K^+$  ;  $Sr^{2+}$ ; та недисоційована молекула  $H_3BO_3$ .

Числа в дужках біля кожної компоненти - вага в грамах в 1 кг **нормальної** морської води (тобто, солоність якої 35 ‰). Виходячи з кількості грамів кожної компоненти, в морській воді превалюють хлориди і набагато менше карбонатів, а в річковій спостерігається зворотна тенденція.

Сума всіх компонентів сольової маси близька до солоності, визначення якої було зроблене видатним англійським океанологом Кнудсенем в 1901 році.

**Солоність** – це загальна кількість розчинених в 1 кг води мінеральних речовин в грамах (при умові, що бром і йод замінені на

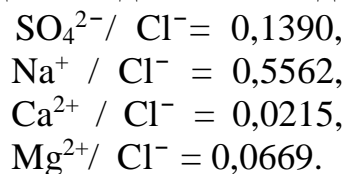
еквівалентну кількість хлору, всі карбонати перетворені в окисли, а всі органічні речовини спалені при температурі 480°C).

Вимірюється солоність в проміле (‰) – це одна тисячна доля, так само як і грам – одна тисячна частина від кілограма. Тобто, ці поняття, в принципі, взаємно замінні і якщо ми говоримо, що нормальна (середня) солоність морської води Світового океану 35 ‰, то це значить, що в 1 кг її міститься 35 г солі.

З матеріалів, які були отримані з першої океанографічної експедиції, в результаті аналізу 77 проб морської води, піднятих з різних глибин в різних куточках Світового океану, групою вчених під керівництвом Дітмара був відкритий і сформульований **закон постійності сольового складу морської води** для будь-якої акваторії Світового океану.

**Кількісні співвідношення між концентраціями головних іонів однакові, незалежно від їх абсолютної концентрації.**

Тобто, яка б не була абсолютна солоність води 35 ‰, чи 20 ‰ (35 г в 1 кг морської води чи 20 г відповідно), співвідношення між концентраціями головних іонів *незмінні*. І ці співвідношення відомі, наприклад:



Таким чином, завдяки незмінності співвідношень між головними компонентами, нема необхідності визначати кожен компонент окремо, а досить визначити один з них, наприклад хлор, просто тому, що його найбільше у морській воді. А далі, використовуючи наведені вище співвідношення, помножити кількість хлору в грамах на відповідний коефіцієнт. Наприклад, якщо хлору в певній пробі води 20 грамів, то натрію буде  $20 \times 0,5562 = 11,124$  (грама), а магнію –  $20 \times 0,0669 = 1,34$  (грама) і т.д.

Загальну солоність теж можна знайти, як ви вже здогадались, розрахувавши суму всіх головних компонент, визначених за, так званими, хлорними коефіцієнтами, які є в будь-якому океанографічному чи гідрохімічному довіднику чи енциклопедії. Та можна визначити солоність морської води ще простіше, також знаючи тільки один із компонентів основного сольового складу, наприклад, той самий хлор. В 1963 році ЮНЕСКО була прийнята єдина формула для розрахунку солоності в будь-якій частині Світового океану (крім внутрішніх та окраїнних морів)

$$S = 1,80655 \text{ Cl } \% \quad (2.3)$$

де S – загальна солоність, ‰;

Cl – кількість хлору в грамах в одному кілограмі морської води.

У відкритій частині Світового океану від поверхні до дна солоність змінюється незначно, в середньому від 33 до 37 ‰, а та, що найчастіше зустрічається, - 35 ‰. Для окраїнних та середземних морів діапазон зміни солоності досить великий і залежить від особливостей акваторії. Тому для такого типу морів, враховуючи їх особливості, експериментально виведені свої формули для розрахунку загальної солоності, наприклад:

для Балтійського моря  $S = 0,115 + 1,805 Cl \text{ ‰}$  ,

для Каспійського моря  $S = 0,140 + 2,360 Cl \text{ ‰}$  ,

для Чорного моря  $S = 0,184 + 1,795 Cl \text{ ‰}$ .

Перший та найпростіший спосіб вимірювання солоності – це випарювання фіксованої кількості води (звичайно беруть 1 кг) з наступним зважуванням сухого залишку. У зв'язку з невеликою точністю, ним користуються у випадках, де така точність є задовільною, тобто для визначення тенденції зміни солоності.

Класичним способом розрахунку солоності є визначення кількості хлору в пробі води (плюс йоду та броду) шляхом титрування нітратом срібла, тобто хімічним методом в лабораторних умовах, що не завжди зручно, особливо під час проведення морської експедиції. Однак, точність цього методу може бути доведена до 0,02‰.

В останній час солоність розраховують через визначення електричної провідності морської води (або величини їй протилежної – опору), бо електропровідність за постійної температури залежить від солоності. Для цього існують прості прилади, які називають електросолемірами, якими та інструкціями до них, забезпечені всі гідрометеорологічні станції світу та суднові лабораторії. Точність цього методу може досягати 0,003‰.

Однак, **слід зробити наступні зауваження.**

1. Існують й інші методи визначення солоності, що базуються, наприклад, на визначенні магнітного сприйняття водного середовища та ін., але всі вони не можуть використовуватися у:

- районах фронтальних зон (місця змішування декількох водних мас, особливо це стосується зон річка - море);

- зонах контакту фаз (поверхневий мікрошар гідросфери, або skin-шар; зонах море - берег, море – дно, особливо над активними розломами земної кори в певні фази Місяця). В цих активних зонах проходить **селективне накопичення мікроелементів, які нелінійно впливають на зміну електропровідності (чи опору). Тобто, невелике збільшення мікроелементів непропорційно відчутно збільшує електропровідність, приводячи до абсолютно невірних висновків про велику солоність в даній пробі води.**

2. Хімічним способом (методом титрування визначення хлору та подальшого розрахунку за постійними коефіцієнтами) теж не можна визначати солоність в перерахованих вище зонах, бо там порушується закон постійності сольового складу, тобто результати будуть хибними.

3. Яким же чином можна визначати солоність в цих активних зонах? Мабуть, краще буде хімічним способом визначити кожен складову макрокомпонентного складу, та знайти їх суму для певної проби води, що і робиться в передових океанологічних лабораторіях світу при проведенні тонких наукових досліджень.

### ДОДАТКОВИЙ МАТЕРІАЛ ( Осмосний тиск )

*При збільшенні солоності осмосний тиск зростає. Фундаментальне значення цього явища можна зрозуміти, вивчаючи ефекти осмосного тиску в морських організмах. Взагалі поняття осмосу визначається як дифузія розчинника через напівпроникливу мембрану, що розділяє два різних розчини; вона завжди направлена на те, щоб вирівняти концентрації. В океанах розчинником є вода, яка дифузує через мембрану в розчин з більш високою концентрацією солі (а не навпаки). У однокліткових морських рослин мембрана, в котрій знаходиться клітина, є напівпроникливою. Рослина поглинає корисні для неї іони та сполуки (наприклад,  $PO_4^{3-}$ ;  $NO_3^-$ ) та викидає продукти розкладу (наприклад,  $NH_3$ ) безпосередньо через кліткову мембрану. В деякому сенсі океан – це ніби судинна система, яка забезпечує перенесення багатой поживними речовинами рідини мимо рослинної клітини. Клітина ж “управляє” процесом дифузії, регулюючи осмосний тиск на мембрану. Яким чином? Дуже просто - змінюючи солоність клітинної рідини.*

*Хребетні та безхребетні використовують ефект осмосного тиску по-різному. У безхребетних солоність тканинної рідини близька до солоності навколишнього середовища. Говорять, що такі тварини знаходяться у “ізотонічній” рівновазі з навколишнім середовищем. В одного і того самого виду безхребетних температура замерзання тканинної рідини звичайно відповідає температурі замерзання морської води, в якій вона існує. Тобто діапазон зміни солоності в організмі досить широкий.*

*Більшість видів морських риб повинно безперервно боротися з впливом ефекту осмосного тиску, який викликається різницею в складі морської води та їх тканинної рідини. В біологічних системах осмосний тиск прийнято характеризувати через зниження температури замерзання, обумовлене присутністю солі у клітинній рідині. Відповідно до розглянутих нами закономірностей зміни температури замерзання та максимальної щільності від солоності (див. рис.2.8), морська вода зі стандартною солоністю 35 ‰ має точку замерзання  $-1,9^{\circ}C$ . На відміну від цього, температура замерзання тканинної рідини  $-0,8^{\circ}C$ ; тобто, різниця, чи осмосний тиск в таких одиницях, дорівнює 1,1. Тому організм*

морської риби повинен постійно витрачати сили, опираючись виходу своєї води в океан за рахунок осмосу на шкірі чи інших відкритих частинах тіла. З цим риба впорається, якщо буде заковтувати солону морську воду, концентруючи надлишки солі в ропі, яку потім виділяє через спеціальні сольові клітини, що знаходяться у зябрах. **Морські риби інколи називають гіпотоніками, враховуючи те, що внутрішньоклітинний тиск їх менший від тиску води, в якій вони мешкають.**

Однак і прісноводна риба, маючи майже таку саму концентрацію солі в тканинах, як і у морської (точніше, дещо менше – близько  $-0,6^{\circ}\text{C}$  в перерахунку на зниження точки замерзання). Тому вона повинна також протидіяти осмосу, але у зворотному напрямку, бо її організм повинен боротися уже з опрісненням тканинної рідини. Для цього риби мають добре розвинуті нирки, які виводять надлишки води з тканинної рідини. **Прісноводні риби є гіпертоніками, бо їх клітинний тиск за звичай вищий від тиску води, в якій вони мешкають і якби не нирки, то надлишок води в клітинах міг би привести до розбухання тканини і клітинні мембрани могли б руйнуватися.** Крім нирок від клітинної гіпертонії захищає і луска – щільні пластинки, які ізолюють шкіру від контакту з водою, тобто, зменшують небажану дифузію води всередину тіла.

Аналіз осмосних ефектів буде неповним, якщо не згадати деякі види тварин (наприклад, лосося), які мігрують з прісної води в морську та назад. Лосося ці проблеми не хвилюють, оскільки він має рудиментарні нирки, що забезпечують його потребу в прісній воді, а сольові клітини – в солоній. У крабів, що живуть у воді з більш високим осмосним тиском, певна частина надлишкової солі відкладається в щиток зовнішнього скелету, який періодично скидається. Самки морських ссавців стикаються з проблемою високого осмосного тиску в період вигодовування дітей, бо на вироблення молока іде додаткова кількість води, більша від потреби матері. В деяких екосистемах різне відношення хижака та жертви до солоності дає жертві додаткові можливості для виживання. Так, наприклад, зони мілини, де живуть молюски, розташовані за звичай вище за течією в естуаріях, тобто в менш солоній воді, де морська зірка, як хижак в даному випадку, існувати не може.

**Мікроелементи.** До мікроелементів відносять:

- типові аніони ( $\text{Br}^-$ ,  $\text{I}^-$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{B}^{3-}$ );
- іони важких металів ( $\text{Cu}^+$ ,  $\text{Ag}^+$ ,  $\text{Au}^+$ ,  $\text{Pb}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Ni}^{2+}$ ,  $\text{Co}^{2+}$ );
- типові катіони ( $\text{Li}^+$ ,  $\text{Rb}^+$ ,  $\text{Be}^{2+}$ );
- амфотерні комплексоутворювачі.

Низька їх концентрація у морській воді (менше 0,01% від суми головних іонів) пов'язана з низькою міграційною здібністю, яка



обумовлена їх великою атомною вагою і можливим накопиченням в центрі (ядрі) Землі. В найбільших концентраціях у воді знаходяться літій (200 мкг/л), рубідій (120 мкг/л), йод (60 мкг/л). В найменших концентраціях – золото (0,004 мкг/л) та радій (10 мкг/л).

Деякі морські організми здатні накопичувати в собі мікроелементи в концентраціях на декілька порядків більших, ніж в морській воді. Наприклад, молюски, фільтруючи через себе воду, концентрують ванадій, мідь, цинк.

На дні океанів, особливо Тихого (район розломів Кларіон і Кліпертон) та Індійського у великій кількості є залізо- марганцеві конкреції, які знаходять на поверхні осадових порід. Склад їх різний, але, в основному, вони з окислів заліза та марганцю (до 36 %), хоча основний інтерес для світової промисловості має мідь (1 %), нікель, кобальт, запаси яких в конкреціях мають промислове значення. Для загального уявлення про можливість таких родовищ наведемо дані про запаси міді тільки біля Гавайських островів – це 450 млн.т; тоді як на суші її добувають у дуже складних умовах досить затратними та “неекологічними” методами менше 7 млн.т на рік, в той час, коли попит на мікроелементи у зв’язку з розвитком нових стратегічно важливих технологій все більше зростає.

Конкреції цікаві також завдяки хімічним властивостям їх пористої будови, що дозволяє використовувати їх як каталізатори взамін дорогих платинових для зниження токсичності викидних газів автомобілів. В свій час країнами СЕС (країни соціалістичної економічної співдружності) планувалось переорієнтувати Дніпропетровський металургійний завод на випуск таких каталізаторів, який був би і на сьогодні єдиним у світі. Але у зв’язку з перебудовою та занепадом інтересу до нових технологій на певний час, стратегічно важливим планам не суджено було збутися.

Мікроелементів досить багато також в металоносних осадах, в глибоководних поліметалічних та сульфідних рудах.

Слід зауважити, що причини та механізм накопичення залізо - марганцевих конкрецій в певних місцях, що відносяться звичайно до зон активної тектонічної чи вулканічної діяльності дна Океану – гіпотетичні і до кінця ще не визначені.

**Гази в океані.** Гази в океані утворюються:

- за рахунок обміну з атмосферою;
- в процесі обміну і взаємодії з літосферою (виділення разом з дегазацією мантиї, магматичними породами та ювенільною водою при створенні земної кори в СОХ та інших менш потужних розломних структурах);
- в результаті біологічної діяльності у воді;
- приносяться разом з річковим стоком та ін. процесами.

Гази можуть бути у вільному стані у вигляді газових бульбашок або в розчинному, тобто, коли молекула газу знаходиться між молекулами морської води.

Щодо загальних закономірностей розчинення газів у верхньому шарі морської води, то слід навести **закон Генрі**:

$$V = p m, \quad (2.4)$$

де  $V$  – кількість розчиненого газу, мл/л;

$p$  – парціальний тиск даного газу в атмосфері;

$m$  – коефіцієнт розчинності певного газу, який залежить від температури, солоності та тиску морської води, а також від його індивідуальних (хімічних) особливостей.

Експериментально доведено, що чим більша температура, тим менша розчинність газів. Так само і з солоністю, адже пустоти між молекулами води вже зайняті іонами солі. Можна зробити такий розчин солі у воді, що він повністю ізолює все, що знаходиться під цим розчином від атмосферних газів. Таким приблизно чином утворилися унікальні грязі Куяльницького лиману (Чорне море): вода, що має солоність 200- 300 ‰ і досить невелику товщину, в середньому 10 – 50 см, повністю ізолювала органічний осад від атмосферного кисню, створивши цим анаеробні умови для формування органогенного мулу з великою концентрацією гумінових кислот, що надає їм велику біологічну активність.

Тиск позитивно впливає на розчинність газів у морській воді: чим більший тиск води з глибиною, тим більша розчинність.

В основному гази, що розчинені в океанській воді, представлені киснем ( $O_2$ ), азотом ( $N_2$ ), вуглекислим газом ( $CO_2$ ) та сірководнем ( $H_2S$ ).

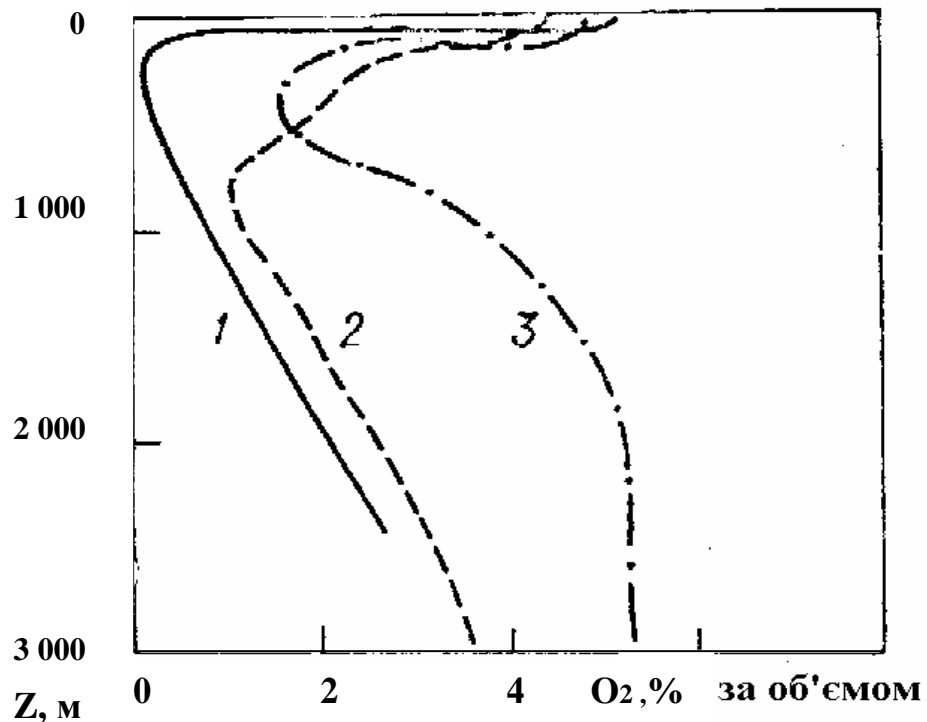
Розглянемо особливості розповсюдження та загальні закономірності кожного з перерахованих вище газів, які в найбільшій кількості розчинені в морській воді.

**Кисень ( $O_2$ ).** *Кисень, як і будь - який газ, потрапляє в океан у верхньому шарі з атмосфери, у придонному шарі – з літосфери, а також виділяється як побічний продукт в процесі фотосинтезу водоростей у самому верхньому освітленому шарі океану за відомою схемою:*



Як вже було згадано, **розчинність газів обернено пропорційна температурі**, тобто у високих широтах розчинність кисню може досягати 8- 9 мл/л, а у тропіках 4 – 5 мл/л.

З глибиною концентрація кисню змінюється від пересичення у верхньому шарі до майже повної відсутності в середніх шарах і знову до максимуму - у придонних (рис 2.10). Однак, в конкретних умовах ця загальна схема може мати деякі модифікації.



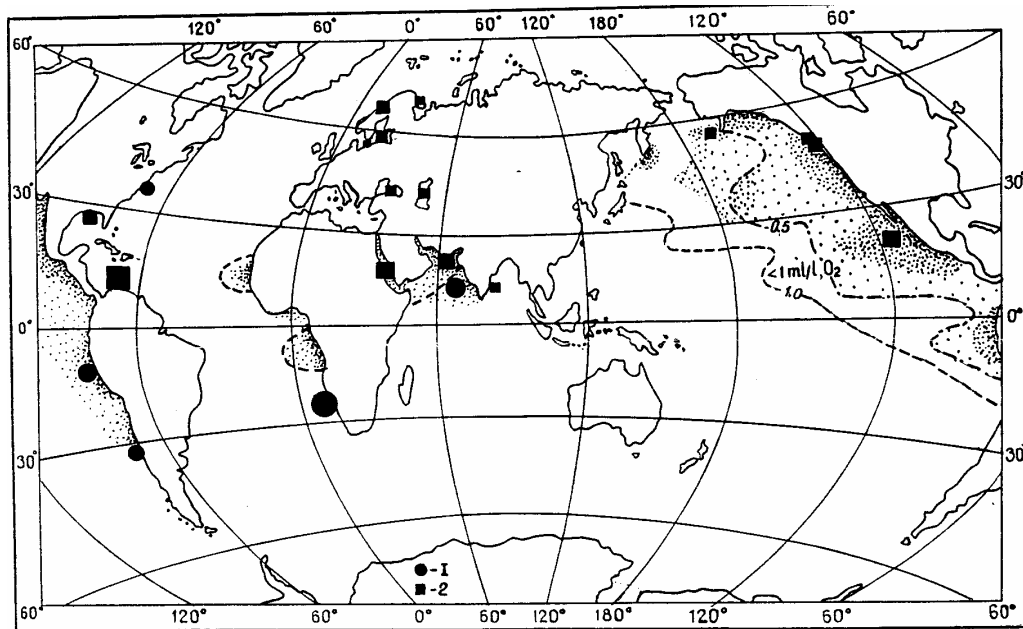
**Рис. 2.10** Розподіл розчиненого кисню з глибиною в Тихому океані (1), Індійському (2), Атлантичному (3) океанах [5]. Однак, в конкретних умовах ця загальна схема може мати деякі модифікації.

**Азот (N<sub>2</sub>).** Потрапляє в океан з атмосфери у верхніх шарах, з літосфери – в придонному, та потрапляє в певних шарах в результаті розкладу завислих органічних речовин. Розчинність, в залежності від температури, може змінюватись від 10 до 20 мл/л; а у вертикальному напрямку змінюється від пересичення до деякого мінімального значення і далі до дна – знову до насичення, тобто нагадує розподіл кисню з глибиною.

**Сірководень (H<sub>2</sub>S).** Дуже добре окислюється киснем, тому накопичується тільки там, де обмежений доступ, або зовсім немає кисню. Такі умови частіше зустрічаються біля дна (у фіордах Норвегії, западинах Балтійського моря, Каспійському морі, Мексиканській затоці, особливо в Чорному морі та в інших місцях Світового океану (див. рис.2.11).

Крім цього, сірководень періодично і у досить великих кількостях виділяється в районах постійних апвелінгів, особливо біля берегів Чілі – Перу (Тихий океан) під час такого явища як Ель – Ніньо.

Як відомо, у Чорному морі можливою для життя є тільки верхня тоненька зона, максимально до глибини 150 – 200 м. Нижче цієї глибини і аж до дна, тобто до глибини більше 2 000 м, можуть існувати тільки сірко-водневі бактерії. В певні роки наукові експедиції фіксували сірководень майже біля поверхні. Його середня розчинність 4 – 6 мл/л.



**Рис. 2.11** Карта епізодичних заморів риби (1) та зараження сірководнем (2); цяточками зображено епізодичне зниження розчинного кисню у воді менше від 1 – 0,5 мл/л [1].

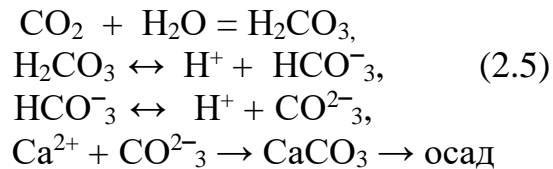
Донедавна вважалось, що причиною накопичення сірководню у Чорному морі є результат роботи мікроорганізмів на фоні практичної відсутності вертикального перемішування (іншими словами, постійно існуючої стійкої стратифікації води Чорного моря). Мікроорганізми виділяють його в процесі переробки залишків органічних речовин, які падають з живої верхньої освітленої зони. Однак, ця загальноприйнята думка весь час порушується результатами натурних спостережень. Наприклад, під час експедицій Одеського Державного Університету ім.Мечнікова часто фіксували в чорноморських глибоководних западинах велику кількість (як на сусідство з сірководнем) розчиненого кисню – до 9-10 мл/л. Це не тільки підтверджує ендогенне походження кисню, а і ендогенне походження всіх газів, в тому числі і сірководню. Просто процеси більш інтенсивного чи менш інтенсивного виділення газів мають свої певні не тільки циклічності, а і послідовності, які залежать також від певних геологічних та вікових особливостей розвитку тієї чи іншої акваторії та певних процесів всередині Землі. Найяскравішим прикладом цього, як було вже зазначено вище, є виділення сірководню в зоні

Чилійсько- Перуанського апвелінгу (див. явище Ель- Ніньо в розділі “Течії...”).

**Вуглекислий газ (CO<sub>2</sub>).** Потрапляє у Світовий океан, як і усі гази, з:

- атмосфери,
- з літосфери в зонах розломів різного масштабу,
- виділяється в процесі дихання організмів і, найголовніше,
- використовується в процесі фотосинтезу; бо вуглекислий газ є основним лімітуючим фактором цього процесу у зв'язку з його невеликою кількістю в атмосфері (<0,03%).

Кількість вільного розчиненого CO<sub>2</sub> ≤ 0,5 мл/л. Але! В результаті його взаємодії з водою та утворення слабкої вугільної кислоти, так звана розчинність карбону в океані, в сотні разів перевищує розчинність кисню. Цей процес відбувається за такою схемою:



Тобто, утворена вугільна кислота поетапно дисоціює на іон водню та бікарбонат, який в свою чергу дисоціює на іон водню і карбонат. Далі карбонат взаємодіє з кальцієм, якого завжди досить у морській воді (в основному, виноситься річками в океан), утворюючи карбонат кальцію, який випадає в осад. Осаду карбонату кальцію досить багато на морському дні, але на глибинах, більших 4 км він не зустрічається, бо завдяки великому тиску води карбонат кальцію розчиняється, можливо, проходячи всі стадії наведеної вище реакції, але в зворотному напрямку.

***З процесом розчинення вуглекислого газу у воді нерозривно пов'язане поняття рН морської води.***

Експериментально показано, що в 1 л **нормальної води** (не кислої і не лужної, тобто коли кількість H<sup>+</sup> і (ОН)<sup>-</sup> однакова) є 10<sup>-7</sup> г іонів водню. Цю концентрацію іонів водню з якоїсь причини (а може і без неї) позначили через десятковий логарифм зі зворотним знаком, тобто

$$\text{pH} = - \lg 10^{-7} = 7 ;$$

Якщо в 1 л води на два порядки (у сто разів) менше іонів водню, які є необхідною умовою утворення будь - якої кислоти, - то це середовище звичайно лужне, і відповідно рН його, тобто від'ємний показник ступеня, буде більшим від семи, а точніше 9:

$$\text{pH} = - \lg 10^{-9} = 9.$$

Коли ж кількість іонів в 1л води в сто разів більша, тобто  $10^{-5}$  г, то це звичайно дуже кисле середовище, рН якого буде 5:

$$\text{pH} = -\lg 10^{-5} = 5.$$

Таким чином, слід констатувати:

***РН = 7 – середовище нейтральне (не кисле і не лужне),***

***РН > 7 – середовище лужне,***

***РН < 7 середовище кисле.***

Що стосується морського середовища, то концентрація іонів водню відхиляється від нейтральної в бік слабо лужної, тобто рН в середньому змінюється від 7,9 до 8,3 з можливими відхиленнями в обидва боки на 0,5.

Це пов'язано з тим, що у морській воді дуже мало вуглекислого газу, адже він витрачається у верхніх шарах на реакцію фотосинтезу, а також на гідроліз гідрокарбонатів. Тому зі збільшенням глибини кислотність води збільшується, а рН відповідно зменшується в середньому десь до 7,4.

***Можна зробити такі висновки.***

1. Головним чином, завдяки карбонатній системі морська вода опирається змінам рН – це, так звана, буферна властивість розчинів. Буферна властивість морської води запобігає широкій флуктуації рН і дає також постійне співвідношення між карбонатним та бікарбонатним іонами; тим самим забезпечується стабільність системи, що необхідно для розвитку та існування життя в морі.

2. Дивлячись на реакції (2.5), можна визначити, куди діваються надлишки  $\text{CO}_2$  з атмосфери – випадають в океанічний осад у вигляді карбонату кальцію. Потужна карбонатна система Океану бере участь у регулюванні кількості вуглекислого газу в атмосфері, чим забезпечує стабільність його кількості і, разом з використанням в реакції фотосинтезу, неможливість підсилення парникового ефекту за рахунок промислових викидів цього газу.

**Біогенні речовини** займають особливе місце у розвитку життя в океані; вони представлені, в основному, фосфором, азотом та кремнієм. Значення біогенів в океані аналогічно значенню азотних та фосфорних добрив для зростання сільськогосподарських культур. А кремній і в певній мірі карбонати – головні для будови скелетів організмів.

Біогенні речовини здійснюють безперервний колооберт. Вони використовуються водними рослинами, в основному, фітопланктоном, в процесі фотосинтезу у верхніх освітлених шарах океану. Регенерація (відновлення) біогенних речовин відбувається або в процесі прямої регенерації (тобто, в результаті виділення морськими тваринами в процесі їх життєдіяльності) або в процесі непрямой регенерації (розкладу відмерлих організмів до фосфору, азоту та кремнію). У першому процесі

повернення біогенних речовин відбувається безпосередньо у верхній продуктивній зоні океану. У другому процесі накопичення біогенних речовин відбувається в глибинних шарах. Концентрація біогенних речовин в даному місці в певний час залежить від співвідношення інтенсивності їх вживання та відтворення (регенерації). Так, концентрація фосфатів в океані коливається від нуля до 3 мг-атР/м<sup>3</sup>, нітратів – від нуля до 4 мг-атN/м<sup>3</sup>, кремнію – від нуля до 200 мг-атSi/м<sup>3</sup>.

В зонах постійного апвелінгу при інтенсивній ендогенній діяльності відбувається постійне енергійне виділення газів із потужних розломів, над якими завжди знаходяться ці зони. На газових бульбашках в результаті явища Ерліфта біогенні речовини піднімаються до поверхні, збагачуючи верхню фотичну зону мінеральними “добривами”. Саме таким чином формуються відомі промислові райони біля північно- західного та південно- західного берегів Африки, в Каліфорнійській течії, біля узбережжя Перу, Чилі. Але коли апвелінг припиняється (тобто, коли підняття з глибин холодної води, збагаченої біогенами, та газів за якоїсь причини, пов’язаної з геологічною діяльністю в надрах Землі, різко зменшується) і біогенів стає мало для підтримання біопродуктивності акваторії (зменшується інтенсивність зростання зеленої маси водоростей, знижуються відповідно темпи росту та розмноження травоїдної біоти, і так далі, крокуючи за трофічним ланцюжком) настає період різкого спаду біопродуктивності, який інколи супроводжується екологічною катастрофою (див. додатковий матеріал, що стосується явища Ель- Ніньо в розділі “Течії...”).

**Органічна речовина в океані** безперервно виробляється у вигляді первинної продукції – зеленої маси рослин.

Одночасно іде процес засвоєння органічної речовини та її розклад. Залишки відмерлих організмів знаходяться у воді океану у вигляді залишків. Біохімічний розпад цих залишків організмів, особливо планктонних, є джерелом розчиненої органічної речовин (РОР), що знаходиться у вигляді молекулярних та колоїдних з’єднань різного ступеня дисперсності. У складі розчиненої органічної речовини є найважливіші органічні сполуки: пектинові, гумусні, білкові речовини (амінокислоти), вуглеводні, жирні кислоти, ферменти, антибіотики та вітаміни, коротше кажучи – органічний суп.

**Домішки та забруднення в океані** розділили за такою схемою важливості їх впливу на водне середовище.

1) **Нафта та нафтопродукти** вважаються основними забруднювальними речовинами верхнього шару Світового океану. Вуглеводні нафти потрапляють в океан різними шляхами:

- виділяються через зони розломів із природних джерел;

- у результаті діяльності транспорту, берегової промисловості, буріння, зливу баластної води;
- під час аварій танкерів.

З усіх цих джерел за різними оцінками у Світовий океан кожен рік потрапляє до 10 млн.т нафти, і ця кількість зростає рік у рік. Чим же небезпечна нафта?

Вуглеводні сирові нафти можуть безпосередньо впливати на біологічні процеси, бо є досить токсичними, а дизельне паливо навіть призводить до масової загибелі риби. Але найнебезпечнішим є те, що для повного окислення 1 л нафти необхідно стільки кисню, скільки його в середньому розчинено у 400 000 л морської води; тобто в процесі її окислення використовується колосальна кількість кисню, що може привести до гіпоксії (катастрофічного зменшення кількості розчиненого кисню у воді). Але ми знаємо, що нафта – це натуральний продукт Природи. Отже, Природа повинна мати досить ефективні методи для утилізації цього продукту. Так, і справді є бактерії, основним джерелом енергії для яких є переробка нафти на більш прості компоненти (бактеріальне окислення). Крім того, нафта може поступово розчинятись у воді та самоокислюватись. Процес розчинення нафти звичайно продовжується протягом 10 діб, потім у наступні 10- 15 діб іде її інтенсивний розклад (самоокислення). В помірних широтах океану половина нафти повністю окислюється через тиждень, а в більш південних – ще швидше. Однак, якщо температура нижча від 10- 15 градусів та існує певний дефіцит кисню, розклад нафти практично припиняється, а в арктичних морях розлита нафта майже без змін може зберігатися протягом 50 років.

Найбільш забрудненими нафтою та нафтопродуктами є райони океану, де вона добувається, особливо це стосується високих широт з низькою температурою повітря, а також порти та шляхи її перевезення. До таких районів відносяться Середземне море, Північна Атлантика, Північне море, Перська затока та ін.

Нафта легша від води (залежно від складу, її щільність в середньому змінюється в діапазоні 0,89- 0, 93 г/см<sup>3</sup>); тому вона, на якій би глибині не потрапила у воду, піднімається на поверхню. Поверхневий натяг нафти у 3- 4 рази менший, ніж у чистої води, тому вона намагається розтектися на поверхні океану в мономолекулярну плівку, покриваючи тим самим величезні площі акваторій. Тому крім екологічної дії, нафтова плівка, що покриває поверхню океану, впливає на дуже важливі фізичні процеси, особливо на взаємодію океану та атмосфери. Це стосується процесів випаровування (зменшується у декілька разів), теплообміну (висока теплопровідність нафти та темний колір зовсім змінюють процес засвоєння сонячного тепла), газообміну (особливо важливим є порушення обміну киснем та вуглекислим газом), що може мати навіть кліматичні наслідки



при неконтрольованому і безпечному відношенні до нафтового забруднення акваторій.

2) **Фосфорорганічні, хлорорганічні сполуки** (пестициди, включно і ДДТ, діелдрин- елдрин та ін.). Більше половини пестицидів, які використовують у сільському господарстві, різними шляхами потрапляють в Океан. На відміну від фосфорорганічних сполук, які під дією метеорологічних факторів, сонячного випромінювання швидко деструктують і перетворюються в нешкідливі речовини, хлорорганічні сполуки мають період напіврозпаду десь до 50 років, тобто вони мають тенденцію накопичуватися в особливо небезпечних кількостях навіть для океану, не говорячи вже про такі акваторії як озера, ставки, дельтові зони річок. Відомо, що ДДТ гасить фотосинтез у фітопланктону, початкової ланки харчового (трофічного) ланцюга організмів в океані. У вищих тварин ДДТ порушує кальцієвий обмін, результатом чого є каліцтво різного ступеня кісткової системи, в тому числі і зуби. У птахів збої в кальцієвому обміні роблять неможливим продовження роду (дуже тонка оболонка яєць, наприклад, у каліфорнійських пеліканів, починаючи з 60-х років).

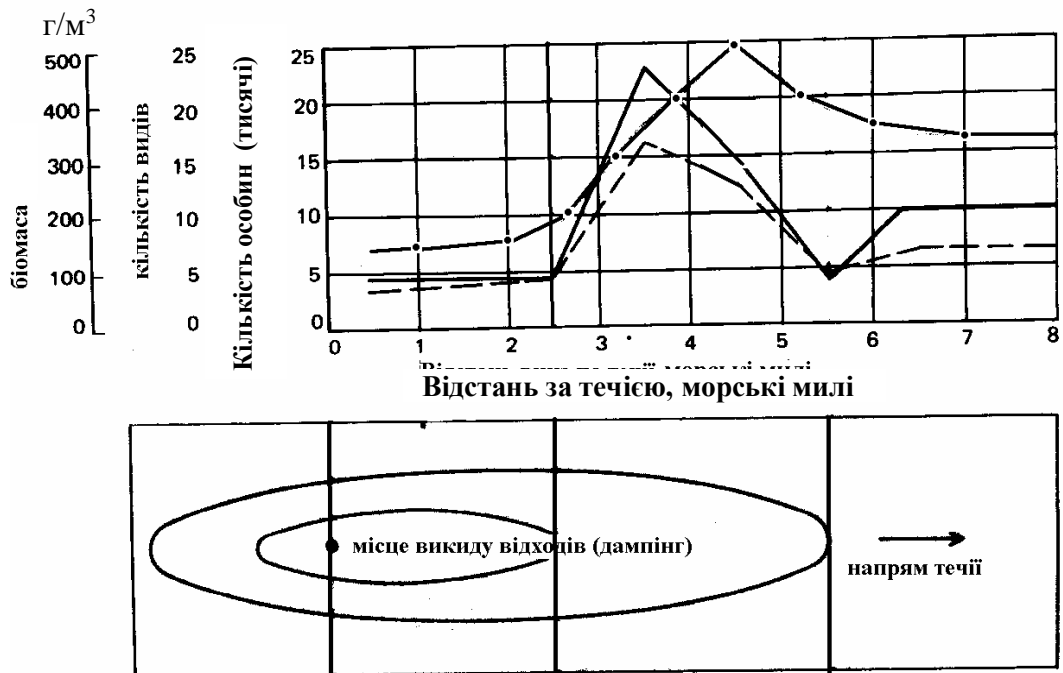
3) **Стічні води побутових та промислових підприємств** призводять, в основному, до накопичення важких металів (Fe, Ni, Co, Cr, та ін.). Звичайно, для морського середовища цей процес не такий згубний, як для річок, озер, водосховищ. Але можливість накопичення цих елементів морськими моллюсками - фільтраторами приводить до небажаності вживання деяких морських делікатесів в їжу людини.

4) **Каналізаційні води** не є небезпечними для морської біоти. Навпаки, - це натуральний продукт, який підвищує біопродуктивність акваторій, близьких до цих місць. Відомо, що кишкові палички каналізаційної води практично повністю гинуть на протязі двох годин перебування у морській воді. Що стосується хвороботворних бактерій, то їх немає у каналізаційній воді, якщо у даному населеному пункті немає епідемії. Якщо ж ситуація зворотна, то все - таки більшість хвороботворних бактерій гинуть, але частина найбільш стійких залишається у так званому, законсервованому вигляді, випадає в осад в процесі природного очищення об'ємної води. Однак, під час сильного шторму може відбутися вторинне забруднення товщі води хвороботворними бактеріями. У цьому випадку вірогідним джерелом нової епідемії може стати морське середовище.

5) **Спеціальний викид відходів (dumping)**. Під dumping(ом) розуміють транспортування та захоронення особливо небезпечних відходів у спеціально відведених глибоководних місцях океану. До особливо небезпечних відходів, за звичай, відносять радіоактивні відходи, біологічну та хімічну зброю та деякі інші речовини, які викидають з барж в закритих сталевих, чи інших контейнерах. Викиди в контейнерах

безумовно небезпечні, якщо не зараз, то в майбутньому. Про це свідчать такі факти як, наприклад, раптове підвищення миш'яку у Балтійському морі. Розслідування встановило, що в 1930-х роках в Балтійському морі (максимальна глибина якого лише 120 м) було захоронено цієї речовини в бетонних контейнерах 7 000 т – кількість достатня, за думкою спеціалістів, для того, щоб тричі вбити населення всієї Земної кулі.

При вивченні проблеми забруднення океану необхідно враховувати те, що за сучасних технологій та недостатній енергетичній озброєності підприємств, неможлива повна утилізація чи переробка відходів. Тому питання повинно стояти не про припинення викидів в океан взагалі, а про раціональну організацію цих викидів з урахуванням здатності океану до самоочищення та самовідновлення. Для цього необхідно проводити детальні комплексні дослідження в тих місцях, де ці викиди вже відбулися, як наприклад, на рис.2.12.



**Рис. 2.12** Вплив викидів на угруповання багатощетинкових хробаків. Приблизно через 5 км у напрямку течії від місця викиду популяція різко зменшується. На протязі наступних 5 км вона відновлюється до нормальної і далі зберігає свій характер - звичайний для природних умов без впливу викиду [6].

### КОНТРОЛЬНІ ПИТАННЯ

1. Відносно чого можна визначити “нормальні” чи ні властивості тієї чи іншої речовини?

2. Відносно яких речовин вода, як гідрид, має аномальні властивості? Використовуючи рис.2.1, продемонструйте алогічність температур фазових переходів води.
3. Напишіть невеличке есе на тему “Можливий клімат на Землі, якби вода була *нормальною* речовиною ”.
4. Чому вода є диполь? Для відповіді на це питання спочатку розшифруйте значення слова “диполь”, а потім, використовуючи схематичне зображення, поясніть, яким чином у води з’являються два різноіменно заряджені полюси.
5. Завдяки чому молекули води можуть взаємодіяти одна з одною? Як називається цей зв’язок?
6. Коротко поясніть, використовуючи свої знання з неорганічної хімії, яке значення для формування аномальних властивостей води має водневий зв’язок, тобто можливість формування асоціацій молекул води з 2-х, 3-х, 4-х і більше.
7. Як Ви думаєте, для формування аномальних властивостей води має значення те, що молекула води має різну будову в різних фазових станах? Обґрунтуйте відповідь.
8. Що є вирішальним для руйнування гірських порід в умовах континентального клімату? Для відповіді на це питання згадайте, що стоїть за поняттям “абсорбція”.
9. Поясніть, що таке ювенільний розчин.
10. Чому вода ніколи не зустрічається в Природі у абсолютно чистому вигляді, тобто, чому вона є універсальним розчинником?
11. З чого складається морська вода?
12. Якщо ви не змогли точно відповісти на попереднє питання, перерахуйте, на які складові умовно розділив склад морської води видатний російський вчений Альокін О.А.?
13. Сформулюйте закон постійності сольового складу (Дітмара).
14. Яким чином постійність співвідношень між головними іонами (макрокомпонентами) морської води дала можливість визначати загальну солоність тільки за кількістю хлору в пробі води?
15. А тепер ще складніше питання, чому співвідношення між головними іонами в морській воді постійне?
16. Дайте класичне визначення солоності морської води та можливі методи її визначення.
17. Чи можна сказати, що поняття грам та проміле практично ідентичні?
18. Проприйдіть продемонструвати ерудованість і не тільки перерахуйте активні зони, де не можна використовувати загальноприйняті методи

визначення солоності (за хлором, електропровідністю), а й поясніть чому?

19. Які гази в основному розчинені у морській воді і яким чином їх розчинність залежить від солоності та температури?
20. Звідки походять гази, що розчинені в морській воді?
21. Поясніть, чому кисню найбільше у верхньому “діючому шарі” океану та в придонному. Куди дівається кисень з проміжного шару (шар кисневого голоду).
22. Детально зупиніться на особливостях розчинності вуглекислого газу в морській воді. Чому, не дивлячись на дуже малий парціальний тиск його в атмосфері, розчинність  $\text{CO}_2$  у сотні разів перевищує розчинність інших газів?
23. Як пов'язана розчинність вуглекислого газу у морській воді з рН води?
24. Намалюйте схему виведення надлишків карбону з атмосфери та захоронення його у вигляді карбонату кальцію.
25. Чи можливий зворотний процес і в яких умовах він може відбуватися? Для цього потрібне глобальне потепління чи похолодання? Якомога ширше опишіть цей стан середовища.
26. Використовуючи відповіді на питання 24, 25 поясніть значення карбонатної системи океану для регуляції кількості вуглекислого газу в атмосфері.
27. Розглядаючи карту сірководневих зон на Земній кулі, поясніть можливі варіанти його походження.
28. Згадайте основні забруднювальні речовини і поставте їх у ієрархічному порядку щодо ступеня небезпечного їх впливу для: морської води, біоти, океану в цілому, екосистеми Земля.
29. В якому випадку каналізаційні стоки є корисними, а в якому досить небезпечними? І для кого: для людини, чи морської флори та фауни?
30. Що таке dumping? Подумайте, чи є розумним і справедливим розраховувати на можливості Природи при dumping(y) біологічної, хімічної зброї, радіоактивних відходів?
31. Враховуючи відповідь на попереднє питання, дайте можливі варіанти корисного використання перерахованих вище речовин.

### **III. АКУСТИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ МОРСЬКОЇ ВОДИ**

**Історія питання.** Гідроакустика – наука про підводний звук, про його випромінювання, розповсюдження, розсіяння, відбивання, прийом та напрямки техніки, який базується на досягненнях цієї науки.

В поемі “Про природу речей” Лукрецій вірно описав не тільки фізичну суть явища звуку, а і деякі закономірності його розповсюдження. Леонардо да Вінчі був не тільки видатним художником, фізіологом, конструктором, архітектором, а й добрим дослідником в області гідроакустики. Ось як він описував свої експерименти в цій області. “Якщо ти, коли будеш на морі, зануриш у воду отвір труби, а другий кінець прикладеш до вуха, то почувеш кораблі, що проходять десь далеко”, тобто весельні та вітрильні судна, яких ще не видно.

Стимулом до розвитку гідроакустики в минулому столітті була перша Світова війна. У німців був досить розвинутий підводний флот, і коли на третій рік війни підводні човни почали, крім військових кораблів союзників, топити всі їх торгові судна, - виникла загроза повного знищення економічної бази країн союзників і стимулюючої ролі цього соціального катаклізму. Дуже швидко багатими зацікавленими людьми були знайдені необхідні кошти для наукових досліджень, в результаті яких виникли методи пошуку підводних човнів за допомогою гідроакустичних приладів (потужні п’єзоелектричні випромінювачі). В розробках брали участь фізики Резенфорд, Перен, Пірс, Ланжевен і навіть Томас Едісон [1].

Друга Світова війна відіграла особливу роль для подальшого розвитку гідроакустики в напрямках вдосконалення як методів пошуку підводних човнів так і способів уникати ворожих акустичних сигналів. До недавнього часу підводні човни були найменш вразливою наступальною зброєю, місце якої не могли знаходити зі супутників, а використання акустичних методів ідентифікації мали досить сильні і загально відомі обмеження [2]. Та після виникнення нових не акустичних методів пошуку підводних човнів [3,4], розроблених у відділенні ГА МГІ АН України протягом 1985 -1989 років, зникла необхідність у величезних витратах розвинутих країн на будівництво дорогого підводного флоту, який завдяки можливості використання супутникових методів знаходження, став досить вразливим.

#### **Природа звуку та методи його визначення**

На відміну від повітря, вода слабо поглинає енергію звукових коливань. Радіохвилі, навпаки, настільки сильно поглинаються водою, що використовувати їх для зв’язку на відстані, більшій декількох десятків метрів, практично неможливо. Ці особливості води обумовили широке використання звуку для підводного зв’язку. Особливе значення мають ультразвукові хвилі (з частотою, більшою 20 000 Гц), які можуть

випромінюватись направлено. В наш час ультразвук в океані виконує функції, аналогічні радіохвилям в атмосфері. Вертикально направлені випромінювачі та приймачі ультразвуку (ехолоти) дозволяють вимірювати глибину моря (каналу, водосховища), знаходити косяки риби, вивчати структуру донних відкладень та рельєфу дна. Горизонтально направлені гідролокатори дозволяють знаходити предмети, які відбивають звук. Ультразвук використовується для управління автономними пристроями та одержання інформації від них. Зв'язок між морськими тваринами теж відбувається за допомогою ультразвуку, тому гідроакустика використовується і для біологічних досліджень. В господарському секторі акустичні методи використовують також для гідрологічних досліджень, знаходження кораблів в морі, вимірювання товщини льоду.

**Слід підкреслити, що з усіх відкритих до цього часу видів енергії звукова (акустична) енергія розповсюджується у воді на максимальні відстані.**

Чому? Для того, щоб відповісти на це питання, слід розглянути *природу* звуку та головні особливості його розповсюдження, затухання.

**Теоретичне обґрунтування.** Відомо, що будь-яке середовище, яке має елементи маси та пружності може бути приведене в коливальний рух збуджувальною силою. В суцільних пружних середовищах, до яких відноситься і вода, можна збудити коливання стискання та розрідження, які розповсюджуються з певною швидкістю:

в повітрі –  $330 \text{ м/с} \pm 5\%$ ,

**у морській воді –  $1500 \text{ м/с} \pm 10\%$ ,**

у льоді –  $4000 \text{ м/с} \pm 5\%$ .

Таким чином, можна дати таке визначення: **процес послідовної передачі коливань стискання та розрідження від однієї локальної частини середовища до іншої називається акустичною (звуковою) хвилею.**

Тобто, звук – це послідовна зміна тиску.

В рідинах та газах, що характеризуються тільки об'ємною пружністю можуть виникати і розповсюджуватися подовжні акустичні хвилі. В таких хвилях напрямок коливань частинок середовища співпадає з напрямком розповсюдження хвилі. Відстань між двома найближчими точками максимального стискання чи розрідження називається довжиною акустичної хвилі ( $\lambda$ , м). Період акустичної хвилі – це час, за який проходить одна довжина хвилі ( $t$ , с). А швидкість акустичної хвилі, як і будь-яка швидкість, визначається діленням шляху на час, за який цей шлях пройдено ( $C = \lambda/t$ , м/с). Але в акустиці більш прийнято використовувати як основну характеристику поняття частоти коливань – величину обернену періоду хвилі ( $f = 1/t$ , тобто  $1/\text{с} = \text{Гц}$ ), тобто кількість коливань за секунду.

Акустичні коливання в частотному діапазоні умовно розділили на:  
інфразвукові (ІЗ), 16 Гц – 20 Гц,  
звукові (З) 20 Гц – 20 кГц,  
ультразвукові (УЗ) 20 кГц – 10<sup>6</sup> кГц,  
гіперзвукові (ГЗ) >10<sup>6</sup> кГц.

У загальному випадку, відповідно до рівняння стану, тиск в рідинах та газах є функція густини та температури. Однак рахують, що чергування підвищеного тиску та розрідження проходить настільки швидко, що передача тепла між цими областями за період коливань не встигає відбутися. Тому процес розповсюдження акустичної хвилі вважається адіабатичним.

І.Ньютон розглянув співвідношення, що пов'язують характеристики пружного середовища (досліди зі звичайною пружиною) з характеристиками акустичних коливань і одержав

$$\kappa = (\partial \rho / \partial p) \times \rho_0, \quad (3.1) \text{де}$$

$\kappa$  – модуль об'ємної пружності середовища;  
 $\partial p$  - зміна тиску при проходженні акустичної хвилі;  
 $\partial \rho$  - відповідна до зміни тиску зміна густини середовища при проходженні акустичної хвилі;  
 $\rho_0$  - густина середовища до проходження акустичної хвилі.

Вчений помітив (відкрив!), що співвідношення  $\partial \rho / \partial p$  є постійним (константою) для певного середовища, тобто є його первинною індивідуальною характеристикою і дорівнює квадрату швидкості звуку в цьому середовищі. Він позначив це співвідношення через  $C^2$  і одержав відповідно  $\kappa = C^2 \rho_0$ , тобто

$$C = \sqrt{(\kappa / \rho_0)}, \quad (3.2)$$

де  $C$  – швидкість звуку, м/с.

Враховуючи те, що модуль об'ємної пружності середовища ( $\kappa$ ) обернено пропорційний адіабатичній стисливості цього ж середовища ( $k_p$ ), формулу (3.2) можна представити через коефіцієнт адіабатичної стисливості у такому вигляді (якщо  $\kappa = 1/k_p$ )

$$C = 1/\sqrt{(k_p \rho_0)} \quad (3.3)$$

**Можна зробити висновок, що швидкість звуку в рідинах та газах визначається такими характеристиками цих пружних середовищ, як густина та модуль об'ємної пружності (або адіабатичної стисливості).**

Таким чином, ми маємо теоретичну формулу І.Ньютона (3.2) чи (3.3) зв'язку швидкості проходження акустичної хвилі з щільністю та пружністю середовища. Ця формула може використовуватися для розрахунків швидкості звуку в будь-якому середовищі, крім води. Адже ми не вміємо вимірювати густину морської води *in situ*, тобто на будь-якій глибині, без підняття води на поверхню. Таким чином, густина води не вимірюється, а лише потім розраховується за різними емпіричними формулами, які не є точними. Прикладами таких формул можуть бути формули О.І.Мамаєва, П.С.Лінейкіна, наближення І.Бусінеска, рівняння стану Морського гідрофізичного інституту АН України, Кнудсена і К<sup>о</sup> та ін. Тому в теоретичну (досконалу) формулу підставляти розраховану приблизно густину – означає вносити похибку в розрахунки, причому, похибку невизначену. Океанологи можуть досить непогано вимірювати такі характеристики водного середовища як температура, солоність, тиск. Але і об'ємна пружність і густина морської води по різному залежать від цих параметрів в різних діапазонах їх мінливості, тобто, ці зв'язки нелінійні. Теоретичного ж виразу залежності швидкості звуку безпосередньо від температури, солоності та тиску – немає, бо для швидкості звуку в кожному інтервалі температур, солоності, тиску залежність своя, а комбінації змін параметрів середовища ще більш складні. Тому для практичних цілей використовують емпіричні (і теж неточні) формули зв'язку швидкості звуку з температурою, солоністю та тиском. Найбільш популярні формули Дель-Гросо та Вільсона.

Перша з них має вигляд

$$C = [1448,6 + 4,618T - 0,0523T^2 + 0,00023T^3 + 1,25(S - 35)T + 2,7 \cdot 10^{-8}(S - 35)T^4 - 2 \cdot 10^{-7}(S - 35)^4 \cdot (1 + 0,577T - 0,0072T^2) + 0,0175 \cdot P], \quad (3.4)$$

де  $T$  – температура води,  $^{\circ}\text{C}$ ;  $S$  – солоність води, ‰;  $P$  – тиск, дБ (децибари),  $C$  - швидкість звуку, м/с.

Формула Вільсона складається з 23 членів, тому наведемо її у скороченому вигляді

$$C = 1449,14 + \Delta C_T + \Delta C_S + \Delta C_P + \Delta C_{TPS}, \quad (3.5)$$

де  $-\Delta C_T$   $\Delta C_S$   $\Delta C_P$   $\Delta C_{TPS}$  сума членів, кожен з яких окремо залежить від температури, солоності чи тиску, та члена, що одночасно залежить від усіх трьох параметрів, причому, ці залежності нелінійні і досить складні, їх можна знайти у гідроакустичних довідниках. Слід зауважити, що є такого типу більш прості формули (1971, МГІ АН СРСР, та ін.).

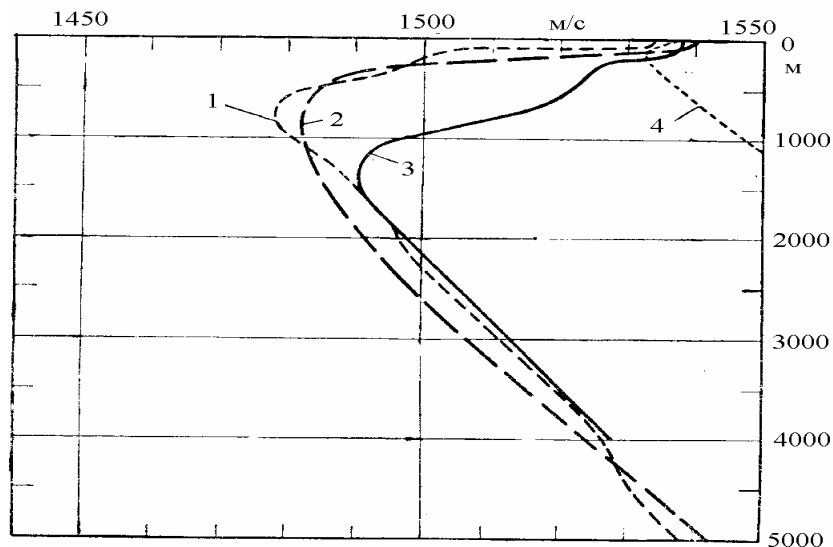


## Рефракція звуку в морі

В загальному випадку, в морській воді нормальної солоності швидкість розповсюдження звуку є передусім функцією температури та тиску, адже саме ці характеристики змінюються найбільше в океані. Вона (швидкість), на відміну від більшості рідин, зменшується зі зменшенням температури води (рис.3.1, запозичений з [5]) та збільшується із зростанням глибини. Що стосується солоності, то її зміни в океані незначні ( $35\text{‰} \pm 2\text{‰}$ ), тому і вплив на швидкість звуку невеликий, хоча загальна тенденція позитивна, тобто збільшення солоності сприяє більш швидкому розповсюдженню звуку.

В акустично неоднорідних середовищах, до яких належить і морська вода, можна спостерігати викривлення траєкторії звукового променя, яке називається рефракцією. Але ми вже знаємо, що звук – це не промінь. Тому дамо визначення цьому загально прийнятому в гідроакустиці поняттю.

*Акустичним променем називають перпендикуляр до фронту звукової хвилі (тобто, до зон стискання чи розрідження).*

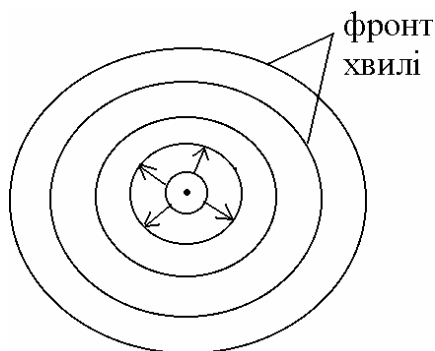


**Рис. 3.1** Приклади зміни з глибиною горизонтальної швидкості звуку у Світовому океані [5]. Помітний мінімум швидкості звуку на певній глибині, найчастіше на глибині 800 – 1 200 м (вісь підводного звукового каналу, де звук розповсюджується на надвеликі відстані).

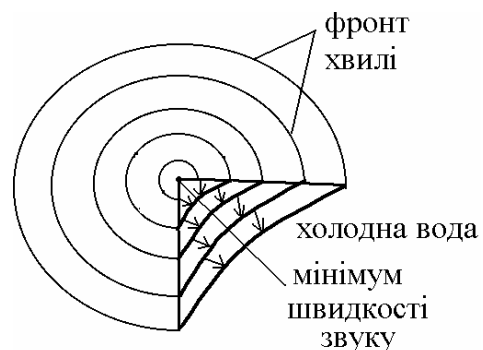
*1 – екваторіальна частина Атлантичного океану; 2 - Філіппінська западина; 3 – Саргасове море; 4 – Червоне море.*

З приводу рефракції, мабуть, буде доцільно навести враження спеціалістів: “Звуковий промінь у морській воді наче спрагла людина повертає в бік більш холодних (а також менш солоних) шарів води.”

На (рис.3.1) ви бачите типові графіки зміни швидкості звуку з глибиною для різних океанів. І практично на кожному є чітко виражений мінімум швидкості звуку на певній глибині, найчастіше на глибині 800 – 1000м, хоча інших варіантів теж досить багато (залежить від вертикального розподілу температури). Це так званий підводний звуковий канал (ПЗК), вісь якого лежить на глибині мінімуму швидкості звуку. Якщо помістити на цій глибині випромінювач акустичних сигналів, то вони будуть розповсюджуватись на цій глибині на величезні відстані, майже не затухаючи, та одержало назву *наддалекої передачі звуку у підводному звуковому каналі (ПЗК)*. Причина цього в тому, що фронт звукової хвилі викривлюється таким чином (явище рефракції), що вздовж глибини мінімуму швидкості звуку в межах певного простору відбувається фокусація звукової енергії, тобто ніби направлена її передача (рис. 3.4). Якби середовище було акустично однорідним (тобто, коли швидкість звуку з глибиною однакова) такого явища не спостерігалося б, адже хвиля стискання-розрідження рухалася б від джерела у всіх напрямках з однаковою швидкістю і викривлення фронту хвилі не спостерігалося б. Щоб уявити цю картину (безрефракційну), згадайте концентричні кільця поверхневих хвиль на воді, коли кинути камінчик у воду (рис.3.2).



**Рис. 3.2** Розповсюдження фронту звукової хвилі в однорідному середовищі – рефракції нема. Відстань між областями стискання - розрідження однакові у всіх напрямках. Стрілки – перпендикуляр до фронту хвилі, так званий, звуковий промінь.



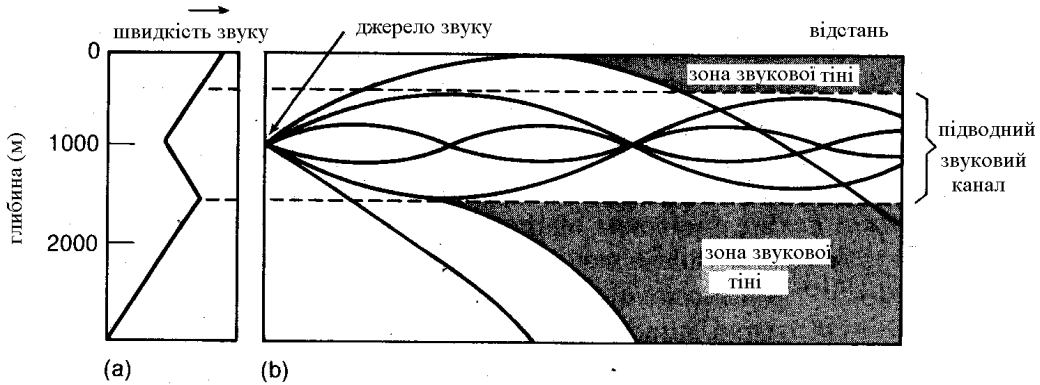
**Рис. 3.3** Схематичне зображення виникнення рефракції (викривлення фронту хвилі) в неоднорідному середовищі (в секторі відносно холодна вода). Вздовж мінімуму швидкості звуку концентрується звукова енергія, тобто передається направлено уздовж осі ПЗК.

### ДОДАТКОВИЙ МАТЕРІАЛ

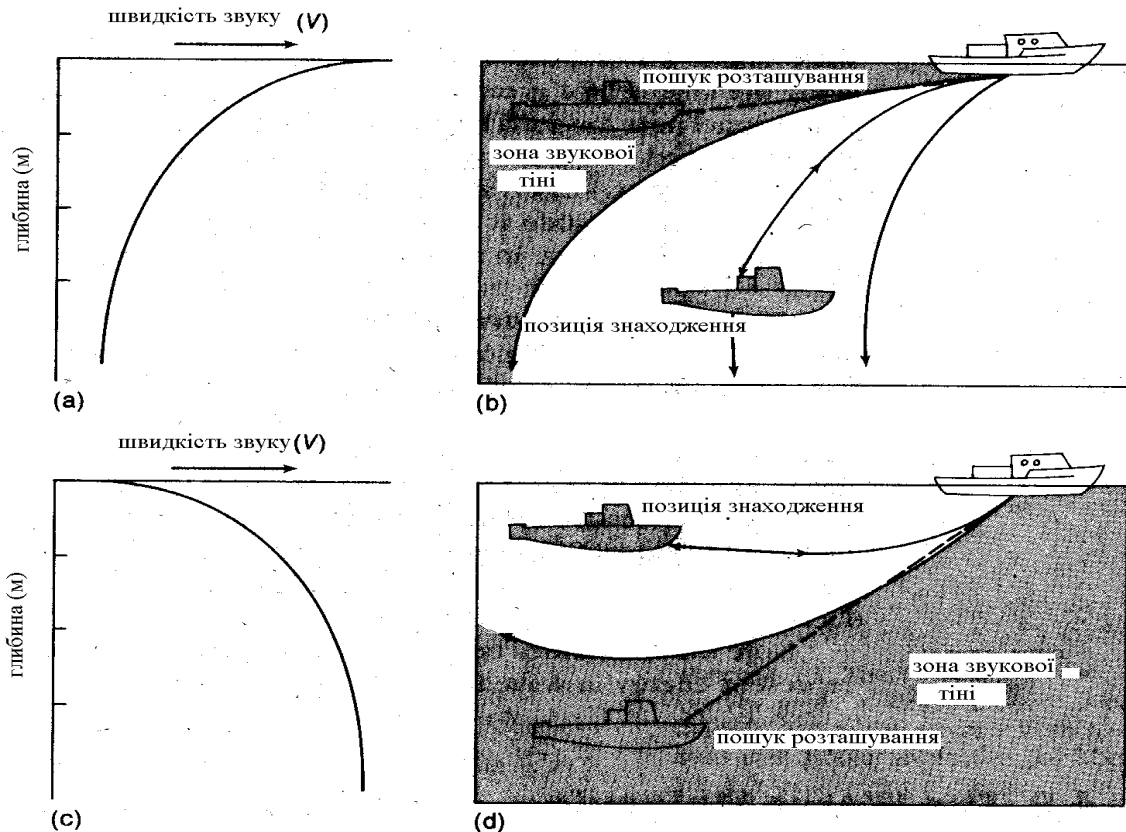
Розглянемо типові картини рефракції звукових променів (тобто, перпендикулярів до зон стискання розрідження) у верхньому діючому шарі Океану при різних варіантах вертикального розподілення горизонтальної швидкості звуку. (рис. 3.4, 3.5).

Рис.3.4 відображає схематично варіант заломлення звукового променя на межі шару потужного градієнту швидкості звуку. Внаслідок

розширення площі розрізу променевої трубки інтенсивність звуку під шаром градієнту не тільки зменшується, звукові промені навіть розщеплюються, утворюючи зони тіні нижче цього шару [7].



**Рис 3.4** Зміна швидкості звуку з глибиною (а) та відповідне їй розташування підводного звукового каналу та зон звукової тіні (б). Якщо джерело звуку розташоване на глибині мінімуму швидкості звуку, то за рахунок рефракції утворюється зона направленої надале розповсюдження звуку вздовж осі ПЗК. Лініями зображено звукові промені (перпендикулярні до фронту акустичної хвилі).



**Рис. 3.5** Варіанти зміни швидкості звуку з глибиною (а, с) та відповідне їм розташування зон тіні (b, d). Показані приклади позицій знаходження та безпечного розташування підводного човна в зонах тіні.

*Зони тіні (або мертві для одержання інформації) – зони, в які не потрапляють звукові сигнали за рахунок негативної рефракції і, як наслідок, нема відлуння, тобто відсутня інформація, необхідна для розпізнавання образу.*

*На рис.3.5 показані варіанти повільного зменшення (а) та збільшення (с) з глибиною швидкості звуку та відповідне їм розташування зон тіні.*

### **Затухання (ослаблення) акустичних хвиль в океані**

Морська вода відноситься до акустично неоднорідних середовищ. Тому в ній можна спостерігати, крім рефракції, ще поглинання, розсіювання та пов'язаного з ним явище реверберації. В основному за рахунок цих явищ відбувається ослаблення енергії акустичних хвиль.

В процесі експериментальних досліджень важко виділити частини енергії, що губиться за рахунок виключно поглинання, чи виключно розсіювання. Адже в морській воді завжди знаходяться різні домішки (бульбашки газу, зависі твердих часток, чи планктону, нейстону та ін.). Тому для практичних цілей ввели поняття коефіцієнту затухання ( $\gamma$ ), що характеризує сумарне ослаблення швидкості звуку в певних діапазонах частот [6]. Наприклад, для частот в діапазоні 7,5 – 60 кГц коефіцієнт затухання апроксимується такою залежністю

$$\gamma = 0,036f^{3/2}, \quad (3.6)$$

де  $\gamma$  – коефіцієнт затухання звуку у воді, дБ/км;

$f$  - частота коливань звуку, кГц.

Тут хотілося б акцентувати увагу на такій цікавій деталі, що дає можливість уявити студенту величезну змінність коефіцієнта затухання звуку у морській воді для різних частот (чи довжин хвиль):  $\gamma$  змінюється більш ніж на порядок, тобто від 1,03 до 30 (дБ/км) в діапазоні частот від 10 до 90 кГц.

Загальне зменшення інтенсивності звуку в не перешарованому середовищі звичайно описують експоненціальною залежністю

$$I_x = I_0 e^{-\gamma x}, \quad (3.7)$$

де  $I_0$  – початкова інтенсивність звуку,

$I_x$  – інтенсивність звуку на відстані  $x$  від випромінювача.

Слід **зауважити**, що ця формула дає непогані результати тільки в не перешарованому середовищі, яким реальний океан практично ніколи не буває. Тому вона використовується не для точних розрахунків, а для визначення приблизного порядку інтенсивності затухання.

А тепер більш детально розглянемо проблему поглинання звуку. Теоретично задачу поглинання звуку вирішують за допомогою рівнянь Стокса. Але для води вимірне значення коефіцієнта затухання більше, ніж в 3 рази (тобто на 300 %) відрізняється від розрахованого за класичною теорією [7]. А це означає, якщо рівняння вирішені вірно, що теоретична постановка задачі невірна, тобто якийсь дуже важливий фактор, що впливає на швидкість розповсюдження звуку у воді, не враховано зовсім, або враховано хибно. Тому нам здається більш корисним розглянути коротко фізичну сторону обговорюваної задачі.

Механізми поглинання звуку в морській воді можна умовно розділити на три типи.

1. Поглинання, пов'язане з в'язкістю морської води, що обумовлене зсувною напругою, яка виникає в результаті руху сусідніх шарів води відносно один одного. Його позначають в науковій літературі через ( $\mu_1$ ) і називають коефіцієнтом зсувної (або стоксової, чи першої) в'язкості. Він вимірюється в пуазах. ( $> 1$  Мгц). **В результаті лабораторних дослідів доведено, що в'язке поглинання є домінуючим у прісній воді. В морі поглинання за рахунок зсувної в'язкості шарів води є суттєвим лише для ультразвукових частот**

2. Механізм поглинання звуку в результаті релаксаційних явищ. Його визначає коефіцієнт об'ємної в'язкості ( $\mu_2$ ), який інколи називають коефіцієнтом другої в'язкості. Об'ємна в'язкість проявляється в процесах, що супроводжуються змінами об'єму рідини. При проходженні акустичної хвилі друга, об'ємна, в'язкість обумовлена зміною фаз стискання та розрідження в кожному елементі водного середовища. **Така зміна тиску (локальні стискання та розрідження) спричиняє зміни структури самої молекули води.** А внаслідок перебудови молекулярної структури, звичайно, порушується термодинамічна рівновага. При цьому внутрішні процеси намагаються відновити рівновагу з певним часом релаксації  $\tau$ . Цей структурно - молекулярний механізм і викликає затрати акустичної енергії, тобто поглинання звуку.

3. Релаксаційні процеси, обумовлені дисоціацією молекул.

Більша частина молекул солі, розчиненої в морській воді, знаходяться у вигляді іонів ( $Mg^{2+}$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $Na^+$ ,  $Cl^-$  та ін.). **При незмінних температурі та тиску число дисоційованих та рекомбінованих іонів знаходиться в певній рівновазі. Але при проходженні звукової хвилі ця рівновага порушується. Яким чином? В об'ємах підвищеного тиску ступінь дисоціації звичайно зростає, а в об'ємах зниженого тиску – навпаки, рівновісний ступінь дисоціації їх нижчий. Тут домінує рекомбінація іонів,** що відбувається з певною константою часу. Внаслідок цього, відновлення рівноваги запізнюється за фазою відносно хвилі тиску, тому весь процес має релаксаційний характер. Це викликає в морській воді, як в розчині, додаткову витрату акустичної енергії. Відомо, що максимальний

вплив на цей вид витрат звукової енергії мають солі магнію, особливо на частотах  $10^4 - 10^5$  Гц.

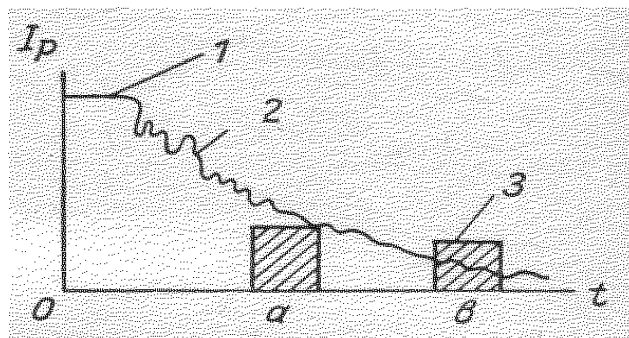
Можна зробити деякі **інформаційні уточнення**.

1. Об'ємна в'язкість більша за зсувну приблизно в два - три рази; при збільшенні температури обидві в'язкості зменшуються, а при збільшенні тиску об'ємна в'язкість незмінна, а зсувна - зменшується.

2. Відомі дослідження останніх років [3,8], які в першому наближенні пояснюють аномальні характеристики акустичних хвиль у воді через можливість формування, завдяки дипольному моменту молекули води, асоціацій молекул [10]; розглядається характер впливу розчинених речовин [9,8], а не загальної солоності, на особливості розповсюдження звукових хвиль у воді, як у особливому розчині.

**Розсіяння звуку в морі** відбувається, в основному, за рахунок домішок - це бульбашки газу, частинки органічного та неорганічного походження. Розсіяння звуку може бути також спричинене неоднорідностями густини самої води та межами розділу фаз. Розсіювачі бувають дискретними та у вигляді накопичень. **Витягнуті у горизонтальному напрямку накопичення розсіювачів звуку називають звукорозсіюючими шарами.**

**Реверберація звуку в морі** (післязвучання, рис.3.6). Явище реверберації звуку заключається у тому, що після припинення дії джерела звуку протягом деякого часу в деякій області простору, в якій розповсюджується звук, спостерігається акустичний сигнал, що поволі зменшується, обумовлений розсіянням.



**Рис. 3.6** Явище реверберації (післязвучання), обумовлене зворотним розсіянням звуку морською водою.

1 – початкова інтенсивність реверберації; 2 – зниження рівня реверберації з часом; 3 – створений реверберацією ехо- сигнал; t – час, сек.

Потрапляючи в приймач, він маскує корисний сигнал і тим самим зменшує ефективність використання гідроакустичних методів.

Для повного розуміння явища реверберації корисно більш детально розглянути рис.3.6. При роботі гідролокатора ехо (відбитий корисний сигнал) приходить через деякий час. Якщо рівень реверберації (шуму) вище рівня ехо- сигналу ( $a$ ), - то сигнал не буде прийнятий, вірніше його буде неможливо виділити із загального шуму. Якщо ж рівень реверберації дещо нижчий від корисного ехо ( $b$ ), – то сигнал буде прийнятий гідролокатором, але певним чином деформований, який важко буде ідентифікувати.

## Морські шуми в Океані

В морях, океанах та на їх межах постійно існують численні природні джерела, що збуджують акустичні коливання в морському середовищі. Існують різні класифікації шумів моря. Але слід навести найпростішу класифікацію – за джерелами, які ці шуми генерують:

- динамічні шуми, що генеруються, в основному, хвилюванням, турбулентними потоками в океані та атмосфері, опадами та ін.;
- підльодові шуми, що генеруються динамічною взаємодією окремих льодинок чи цілих полів, термічним розтріскуванням льоду, дією вітру на снігово – льодову поверхню;
- біологічні шуми, що генеруються різними представниками морської фауни, особливо тими, що повзають по дну, наприклад, краби;
- сейсмічні шуми, обумовлені рухами земної кори, виверженнями підводних та наземних вулканів, постійно існуючими мікросейсмічними коливаннями земної кори;
- технічні шуми – результат діяльності людини, головним чином шуми судноплавства.

### ДОДАТКОВИЙ МАТЕРІАЛ

*Особливо інтенсивні шуми виникають в морі в зонах з сильним хвилюванням і можуть реєструватися технічними пристроями на відстані декількох сотень кілометрів від місця виникнення. Безперервне руйнування хвиль у відкритому морі і, особливо, біля берегів створює потужний за силою шум, що чітко уловлюється навіть без пристроїв на великій відстані.*

*Різновид гами шумів створюють морські організми. Будь який рух тварин, особливо по дну, а також в товщі чи біля поверхні породжує звукові хвилі на різних діапазонах відчутності. Звичайно, що рух, наприклад, косяків крабів на нерівному кам'янистому дні буде більш відчутний, ніж повзання по глинистому морських зірок та хижаків.*

*У спокійному морі добре чутні шуми від плавання біля поверхні води китоподібних, тюленів, морських черепах, окремих великих чи групи мілкої риби.*

*Так наприклад, скумбрія в Чорному морі, виплигуючи з води на сході чи заході Сонця, створює певного виду шум, що допомагає рибалкам знайти місце її накопичення. А звук, що супроводжує рух хамси, нагадує шум сильного літнього дощу.*

*Звук, що створюється косяками досить великої риби – пеламіди, буває чутно на відстані декількох кілометрів.*

*Сильні шуми, що інколи нагадують постріли з пушки, можуть створюватись і окремими великими рибами під час їх виплигування з води (акули - лисиці, риби - сонце, скатів - мант та ін.). А виплигування в повітря китів в тиху погоду робить такий гуркіт, який чути на десятки кілометрів.*

*Досить сильний шум типу шурхотіння створюється при русі великих мас сардин чи анчоусів, а типу дзижчання – при русі кальмарів.*

*На дні, що оголюється в результаті відпливу, можна чути шипіння чи свист від виходу бульбашок газу та потріскування від процесу закривання гачкоподібних половинок у морських жолудів.*

*Добре відомі і особисті звуки, що випромінюються морськими тваринами та рибами, наприклад, ревіння ластоногих (котиків, тюленів, моржів), жалісливі звуки сирен (ламантини), фиркання та хрюкання, свистки дельфінів.*

**Можна узагальнити відому інформацію з даного розділу, формуючи її за пунктами.**

**1. Дотепер вчені, в основному, визначили особливості спектрально – енергетичних характеристик різних джерел звуку в широкому діапазоні частот. Вони наведені в гідроакустичних довідниках та посібниках. В наш час гідроакустики займаються *встановленням зв'язків різних характеристик шумів з процесами в океані та на його межах (задачі розпізнавання образів явищ).***

**2. При атмосферному тиску на поверхні моря, температурі 30<sup>0</sup> С та солоності 35 ‰ швидкість звуку рівна 1 546 м/с. Зі збільшенням солоності на 1 ‰ швидкість звуку зростає приблизно на 1,3 м/с. Та зміни солоності для морського середовища не головний фактор серед всіх, що визначають швидкість звуку у морі. У верхніх шарах океану головним фактором є температура, оскільки при збільшенні температури на 1<sup>0</sup>С швидкість звуку зростає на 3 м/с. У глибоких шарах, там, де температура незмінна, незалежна від сезонів року (нижче діяльного шару), домінує тиск: на кожні 100 м глибини швидкість звуку збільшується десь на 1,8 м/с.**

**3. Не дивлячись на досить великі досягнення у практичному використанні гідроакустики, деякі питання, що стосуються розуміння**



процесів розповсюдження звуку в морі, залишаються відкритими для досліджень та відкриттів. Це стосується насамперед визначення ролі структури води у особливостях розповсюдження звуку, різкого переходу тенденції зміни знаку прискорення звуку на певних глибинах та ін. Особливої уваги заслуговує також питання визначення впливу різної солі та її стану, а не загальної солоності, на швидкість розповсюдження та інтенсивність акустичних хвиль [Ак].

4. Розуміння природи звуку та особливостей його розповсюдження в біологічних тілах, головною складовою частиною яких є вода на клітинному рівні та на рівні органів і систем, допоможе більш правильно, з мінімальним ризиком використовувати гідроакустичний інструмент впливу та досліджень в медицині та біоекології.

### *КОНТРОЛЬНІ ПИТАННЯ*

1. Дайте визначення явища звуку. Чи можлива передача звуку у вакуумі? Поясніть чому.
2. Враховуючи відповідь на перше питання поясніть, які вікна матимуть більшу звукоізоляцію: зі збільшеною товщиною скла чи вакуумізовані?
3. Виходячи з розуміння природи звуку як хвилі стискання – розрідження середовища та адіабатичності цього процесу, поясніть, чому зі зменшенням температури води швидкість звуку зменшується, на відміну від інших рідин та газів.
4. Згадайте формулу І.Ньютона для визначення швидкості звуку в суцільних пружних середовищах та поясніть її вхідні параметри.
5. Чи можливе використання точної аналітичної формули І.Ньютона для визначення швидкості звуку у морській воді? Для обґрунтування відповіді згадайте:
  - а) яким чином розраховується густина морської води;
  - б) чи є рівняння стану морської води точними;
  - в) наведіть приклади використання найбільш вживаних емпіричних формул для розрахунків густини морської води (використовуючи практичну роботу №1 з курсу «Фізична океанологія»);
  - г) поясніть значення змінної структури морської води для її густини (згадайте поняття «структура води»);
6. Чи співпадають результати розрахунків густини за різними рівняннями стану і які результати в такому разі ми отримаємо при використанні формули І.Ньютона? При цьому слід пам'ятати, що адіабатична стисливість морської води теж не є константою і дуже складним чином залежить від стану води.

6. Поясніть поняття рефракції в принципі, а потім стосовно акустичної хвилі, використовуючи визначення звукового променя. При поясненні обов'язково скористайтесь можливістю зобразити це явище за допомогою малюнків. Знайдіть на них зони акустичної тіні.
7. Чи можливе явище рефракції звуку в однорідному середовищі?
8. За рахунок якого ефекту відбувається супердалеке розповсюдження звуку у так званому підводному звуковому каналі? Намалюйте відповідь схематично.
9. Дайте науково обгрунтовану відповідь, чому морські тварини є найбільш мовчазними з усіх представників фауни Землі.
10. За рахунок яких процесів відбуваються основні витрати акустичної енергії у морській воді? Дайте загальне пояснення слів “релаксація”, “реверберація”. Далі визначте види релаксаційних явищ у воді.
11. Поясніть, який процес – розсіяння чи поглинання – визначає явище реверберації (післязвучання) звуку в морі? Наведіть приклади цього явища при розповсюдженні звуку в повітрі.
12. Який вид енергії і чому розповсюджується у воді на максимальні відстані?
13. Порівняйте швидкість звуку у воді, повітрі та льоді та поясніть, чому в літній вечір звук над водною поверхнею розповсюджується дуже далеко майже без затухання?
14. Яким чином можна було б вимірювати глибини в морях та океанах за відсутності ехолоту?
15. Чи може впливати звук позитивно, негативно на навколишнє середовище? Наведіть приклади. Зупиніться на можливих негативних наслідках ультразвукової діагностики чи ехоофтальмології, виходячи з розуміння природи звуку як хвилі зміни тиску.

## IV. ВЗАЄМОДІЯ ОКЕАНУ ТА АТМОСФЕРИ

Для більш правильного розуміння процесів взаємодії океану та атмосфери в секторі тепло - масообміну необхідно спочатку розглянути таке явище на поверхні океану, як холодний поверхневий мікрошар (ПМШ, skin- шар).

### Поверхневий мікрошар гідросфери Землі

На поверхні будь - якої водойми Землі від калюжі до океанів постійно існує тонкий холодний мікрошар [1,2,4,5,8]. Розміри цього холодного skin- шару в середньому від одного до трьох міліметрів, інколи досягають сантиметра. Температура його на  $0,4^{\circ}\text{C} - 2^{\circ}\text{C}$  нижча від температури підстильної води. Але в окремих випадках може досягати  $5^{\circ}\text{C} - 6^{\circ}\text{C}$  і більше градусів. Спостереження показують, що холодна плівка не пропадає навіть при значному вітрі. Це пояснюється тим, що густина skin- шару менша від густини підстильної води. Причому саме завдяки її низькій температурі, адже в тонких шарах води, що знаходяться на межі фаз тенденція зміни густини від температури зворотна – чим нижча температура, тим менша густина. Крім цього ПМШ має нижчу солоність відносно об'ємної води, що під ним (за рахунок відомого явища автоадсорбції розчинника на межі фаз, яким у морській воді є вода), та більшу газонасиченість. Причиною виникнення легкого холодного мікрошару є незбалансованість витрат та надбання променевого тепла цим шаром. В середньому він отримує тільки 20% променевого тепла Сонця, що падає на поверхню, а віддає всі 100% власного випромінювання океану.

Та найголовнішим є те, що обмін в поверхневому мікрошарі та на межі океан – атмосфера визначається молекулярними процесами. Вище та нижче цього шару, тобто і в океані і в атмосфері, швидкість обмінних процесів зростає в сотні і тисячі разів. Тобто, при наближенні до поверхні океану всі процеси згасають, швидкість їх зменшується і в самому шарі на межі фаз обмін теплом відбувається на молекулярному рівні, тобто дуже повільно. Це звичайно гальмує процеси вирівнювання властивостей океану та атмосфери, як масою, так і теплом. Крім цього, відповідно до закону Стефана – Больцмана ( $E = \delta \epsilon T^4$ ), холодна плівка випромінює тепла набагато менше, ніж коли б вона мала ту саму температуру, яку має вода, що знаходиться трохи нижче, і саме цим значно зменшується тепловіддача океану атмосфері.

Таким чином, можна говорити про теплозберігаючі та теплорегулюючі функції skin- шару. При сильному вітрі, починаючи з моменту руйнування хвиль в місцях розриву ПМШ виникає піна, яка в принципі виконує ті ж функції теплоізолятора для океану. Під час шторму,

коли skin- шар існує розривними плямами, у повітря зриваються піна, аерозоль, краплі води, які створюють ніби екран для довгохвильового випромінювання поверхні океану, і вся випромінена енергія, частково поглинаючись, розсіюючись, все таки повертається назад. Що стосується стану моря при від'ємних температурах, тобто коли утворюється лід, то лід теж маючи практично ті ж самі характеристики, що і skin- шар (опріснений, структурований, тобто легший), виконує теж ті самі функції – зменшує теплообмін між океаном та атмосферою до молекулярного рівня, практично припиняє випаровування.

На сам кінець слід констатувати, що існування холодного skin- шару на поверхні океану вже не можна ігнорувати. Одержуючи супутникову інформацію про температурний стан моря, треба враховувати, що ця інформація стосується тільки відмінного від підстильної води skin- шару. Що несе нам ця інформація - вже результат взаємодії океану та атмосфери чи власні властивості поверхні, та як її використовувати? Питання залишаються не до кінця визначеними.

Однак, вже ясно, що ті методи розрахунків тепло - масообміну, які не враховували температуру skin- шару, потрібно, як мінімум, модифікувати чи переглянути з урахуванням нової інформації.

### *ДОДАТКОВИЙ МАТЕРІАЛ* *(Skin- шар гідросфери)*

*Почнемо із статті видатного радянського океанолога, професора, контр - адмірала Миколи Миколайовича Зубова, яка була надрукована в "Метеорологічному віснику" у 1934 році. Називалась вона "Замечательний случай образования льда".*

*Стоячи на якорі біля берегів Шпіцбергена, М.М.Зубов спостерігав, як за одну ніч на поверхні моря утворився шар льоду товщиною до 7міліметрів. А дивним цей випадок був тим, що температура води на глибині біля півметра – океанологи звичайно називають її "поверхневою" – була +4,9°C! Зрозуміло, що лід може утворитися тільки тоді, коли температура води знизиться до точки замерзання (для солоної морської води це десь коло -1,9°C.). Але як це могло статися, якщо і температура повітря не знижувалась нижче +2,5°C? Парадокс? Зовсім ні.*

*Навіть в жаркий літній день, коли світить сонце, океан не тільки нагрівається, але одночасно і охолоджується. Він постійно віддає тепло в атмосферу в результаті власного випромінювання, контактного (турбулентного) теплообміну з атмосферою, випаровування. Інколи витрати тепла набагато перевищують надходження – це буває зимою та вночі. В цілому ж по океану вони приблизно рівні - інакше б океан повинен був би рік за роком нагріватися чи охолоджуватися. Для спрощення*

розглянемо саме цей випадок: витрати тепла дорівнюють його надходженню.

Однак, навіть при рівності потоків на самій поверхні виникає дефіцит тепла. Річ у тому, що витрати енергії за рахунок власного випромінювання відбуваються в шарі міліметрової чи навіть мікронної товщини, не кажучи вже про контактний теплообмін та процес випаровування.

Виходить, що шар води товщиною один сантиметр поглинає 20% тепла, що надходить, а віддає всі сто (згадайте, що загальні набуття та витрати тепла рівні). Завдяки цій незбалансованості і виникає холодний поверхневий мікрошар. Всі ці роздуми підкріплені прямими натурними спостереженнями.

Розміри холодного skin- шару в середньому від одного до трьох міліметрів, інколи досягають сантиметра. Температура його на  $0,4^{\circ}\text{C}$  –  $2^{\circ}\text{C}$  градуси нижча від температури підстильної води. Але в окремих випадках може досягати  $5^{\circ}\text{C}$  –  $6^{\circ}\text{C}$  і більше градусів. Спостереження показують, що холодна плівка не пропадає і при значному вітрі. При цьому, коли хвиля руйнується, плівка зникає, але за декілька секунд до приходу наступної хвилі встигає відновитись.

Але найголовніше те, що обмін в поверхневому мікрошарі і на межі океан – атмосфера визначається молекулярними процесами. Якраз незнання цього і викликало у більшості океанологів протягом більше ніж півсторіччя недовіру і сумнів, нерозуміння і не сприйняття факту існування холодної плівки. А ще Альберт Мерц вперше писав про неї в 1920 році. Потім її спостерігали неодноразово, але ці факти просто ігнорувались.

Звичайно, це в певній мірі можна пояснити тим, що не було пристроїв для вимірювання температури в міліметровому шарі. Однак, все - таки консервативність мислення вчених завжди відіграє вирішальну роль.

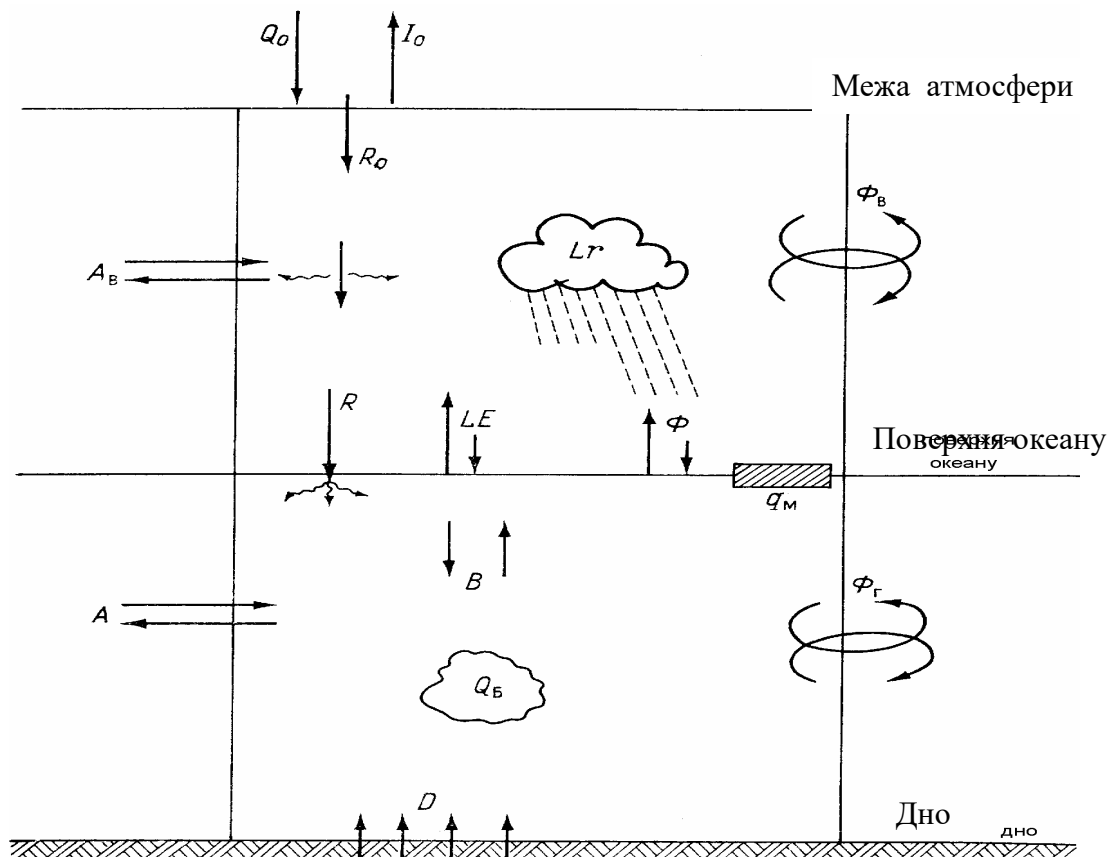
У всьому світі температуру поверхні вимірювали насправді на глибині півметра – метр. Це нікого не турбувало – вважалось, що оскільки хвилювання перемішує весь цей шар, то температури безпосередньо на поверхні і на деякій глибині співпадають.

Насправді ж про існування холодного skin- шару можна було здогадатись, просто уважно спостерігаючи Природу. Адже тисячі гідрометеорологічних станцій у всьому світі повинні були практично кожного року фіксувати початок льодоутворення ще до того, як температура води “на поверхні” досягала точки замерзання. Але нічого такого не помічали, а вірніше вважали, “що цього не може бути, бо не може бути ніколи”. Потрібна була наукова сміливість професора М.М.Зубова, щоб, зафіксувавши явище і навіть не зрозумівши його, дати детальні свідчення про нього в наукову пресу. Сумний приклад того, як багато негативу може принести в науку інерція мислення.

## Тепломасообмін в системі океан – атмосфера

Джерелом більшості фізичних процесів, що відбуваються і в океані, і в атмосфері є сонячна енергія, що потрапляє в ці середовища безпосередньо, чи в трансформованому вигляді.

Якщо виділити частину простору у вигляді вертикального стовпа від верхньої межі атмосфери до дна океану, то загальну схему теплообміну можна представити у такому чині (рис.4.1)



**Рис. 4.1** Загальна схема потоків тепла.

$Q_0$  – короткохвильова та довгохвильова сонячна радіація, що поступає на межу атмосфери;

$I_0$  – випромінювання довгохвильової радіації в космічний простір;

$R_0$  – результуючий потік радіації;

$R$  – радіаційний баланс (надходження на поверхню океану потоків короткохвильової та довгохвильової радіації);

$LE$  – тепло випаровування (конденсація), де  $E$  – випарувана чи сконденсована на поверхні маса води,  $L$  – схована теплота пароутворення;

$L_kM$  – тепло фазових перетворень води в лід та навпаки, де  $L_k$  – сховане тепло кристалізації,  $M$  – маса утвореного льоду;

$\Phi$  – турбулентний (контактний, конвективний) теплообмін океану та атмосфери;

$\Phi_v$  – турбулентний горизонтальний теплообмін в повітрі;

$\Phi_g$  – турбулентний горизонтальний теплообмін у воді;

$A$  – адвекція тепла течіями;

$A_v$  – адвекція повітря;  
 $D$  – ендогенне тепло Землі (потік внутрішнього тепла Землі, що поступає в океан через дно);  
 $Q_6$  – тепло біохімічних процесів у воді;  
 $Lr$  – тепло, що виділяється при конденсації парів води ( $r$  – маса утвореної води у вигляді опадів,  $L$  – сховане тепло конденсації).

Для поверхні океану для будь-якого проміжку часу можна записати рівняння теплового балансу для всіх видів потоків тепла, що перетинають одиничну площу поверхні:

$$R + LE + \Phi + L_k M = B \quad (4.1)$$

Вважається, що в середньому за рік кількість льоду та тепловміст Світового океану не змінюються, тобто  $L_k M = 0$  та  $B = 0$ . Тоді рівняння теплового балансу для цього проміжку часу для поверхні океану матиме такий вигляд:

$$R + LE + \Phi = 0 \quad (4.2)$$

Можна зробити такі **висновки**. Для поверхні океану баланс тепла за рік досягається тим, що радіаційний прихід тепла в океан губиться в атмосферу в результаті випаровування, турбулентного теплообміну та довгохвильового випромінювання.

Океан і атмосфера обмінюються теплом саме через поверхню Океану. Тому можна вважати, що рівняння теплового балансу для системи океан – атмосфера аналогічне (співпадає) з рівнянням теплового балансу для поверхні Океану [7], якщо уважно розглянути формулу (4.1).

### **Складові теплового балансу**

В дуже загальному вигляді розглянемо складові теплового балансу для Океану, тобто: радіаційний баланс, тепло, що губиться при випаровуванні (конденсації), турбулентний теплообмін та тепло льодових перетворень.

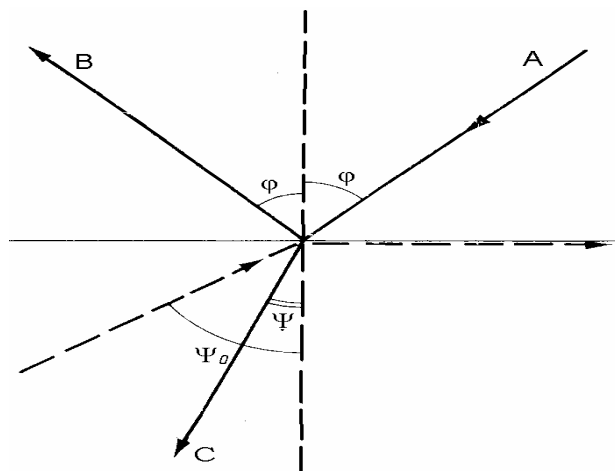
#### ***Радіаційний теплообмін***

На поверхню моря приходить пряма ( $Q$ ) та розсіяна ( $q$ ) атмосферою сонячна радіація, яку називають суммарною ( $Q + q$ ).

На поверхні відбувається процес відбивання та заломлення радіації (рис.4.2) за відомими законами Френеля (кут відбивання дорівнює куту падіння, а відношення синуса кута падіння до синуса кута заломлення

характеризується коефіцієнтом заломлення, який для морської води з нормальною солоністю (35 ‰) дорівнює 1,34.

Відбиті потоки в атмосфері знову ж таки поглинаються та розсіюються у всіх напрямках, а під поверхню проникає заломлена частина прямої та розсіяної радіації, яка поглинається та розсіюється водою. Зовсім незначна частина радіації виходить з моря через поверхню; процес назвали зворотним розсіянням і, як відомо, відповідно до закону заломлення, в атмосферу виходить тільки та частина радіації, що знаходиться в конусі  $96^\circ$ , а та, що не вписується в цей конус, зазнає повного внутрішнього відбивання. Отже, практично половина радіації, яка б могла вийти в атмосферу, повертається знову назад в океан (рис.4.2).



**Рис. 4.2** Відбивання та заломлення променя світла на поверхні океану.

Таким чином ми бачимо, що оптичні характеристики води обумовлюють майже повне поглинання теплової енергії променів, але не поверхнею, а в порівняно тонкому поверхневому шарі, товщина якого залежить від чистоти (прозорості) води. В середньому ця товщина шару для морів 6 - 10 м, а для Океану - 20 – 30 м. Наприклад, для Чорного моря товщина поглинання 92% радіації в середньому 5 м, а в Білому п'ятиметровим шаром поглинається 96% сонячної радіації.

Крім розглянутої трансформації променевої енергії Сонця, на поверхні Океану виникає теплове випромінювання ( $I_w$ ), властиве всякому тілу, температура якого відмінна від абсолютного нуля ( $-273^\circ\text{C}$ ). Це випромінювання складається тільки з інфрачервоних, тобто теплових, променів і тому називається ще довгохвильовим.

Аналогічної природи довгохвильове випромінювання виникає і в атмосфері ( $I_a$ ), яке утворюється в результаті складного процесу поглинання та перевипромінювання від шару до шару в прозорій атмосфері.



**Різниця між довгохвильовим випромінюванням атмосфери та океану називається ефективним випромінюванням ( $I_a - I_w = I$ ).**

Слід нагадати ще і про поняття “альbedo”, яке використовується при вирішенні проблем радіаційного балансу. **Альbedo – це відношення кількості відбитої радіації до тієї, що впала на поверхню Океану ( $\alpha = Q_{\uparrow} / Q_{\downarrow}$ ).** Так як відбитої енергії завжди менше, ніж тієї, що впала, то **альbedo завжди буде менше одиниці** (якщо альbedo виражати в процентах - то завжди менше 100%).

Рівняння радіаційного балансу для діяльної поверхні океану можна представити у такому вигляді:

$$(Q + q)(1 - \alpha) - I = R \quad (4.3)$$

Отже, для визначення радіаційного балансу треба знати: кількість сумарної радіації, яка надходить на поверхню, альbedo поверхні, ефективне довгохвильове випромінювання.

Ці елементи можна легко виміряти відповідними пристроями. Але, до недавнього часу відсутність необхідних спостережень в океані змусило дослідників розробити методи обчислень елементів радіаційного балансу [3,7]. Ними в певній мірі користуються і зараз, тому дуже коротко наведемо вам основні підходи, використані в цих методах.

Сумарна радіація ( $Q + q$ ) визначається за складними напів-емпіричними формулами, які враховують просторово - часове розподілення водяного пару, аерозолів та хмар, що дуже приблизно.

Альbedo точно не визначено. Для прямої та розсіяної радіації в різних гідрометеорологічних умовах береться в середньому 8 – 10%, що досить грубо, тому є причиною великих помилок в розрахунках.

В розрахунках ефективного випромінювання ( $I_w = \delta \epsilon T^4$ ) випромінювальна здібність води ( $\epsilon$ ) не визначена, а береться практично без пояснень від 0,90 до 0,99, що може призвести до похибки, аналогічній в температурному еквіваленті похибці до 3,5<sup>0</sup>C.

Також важко враховується випромінювання самої атмосфери в тепловому діапазоні (необхідно знати пружність водяних парів).

Після того, як “дійсна” сумарна радіація та ефективне випромінювання розраховані, їх підставляють у формулу та одержують радіаційний баланс. На базі такого типу розрахунків, наприклад, побудований “Атлас теплового балансу океанів і морів”, авторами Будико, Малкус, 1970 р. З нього видно, що річні значення величини радіаційного балансу океанів змінюються з широтою: максимальні – в екваторіальній зоні, мінімальні - в полярних областях.

Відхилення від зональної норми бувають, звичайно, за рахунок аномалій хмарності, вологості, вертикального ходу температури повітря, які, в свою чергу, обумовлюються аномаліями підстильної поверхні.

На сам кінець, слід зробити **суттєві зауваження**.

1. В розрахунках ефективного випромінювання беруть не температуру випромінювального шару води (skin- шару), а температуру виміряну нижче, десь на глибині 0,5 – 1 м [7]. Це вносить відчутну похибку в результати розрахунків довгохвильового випромінювання океану та, відповідно, і ефективного. Кількісно, в температурному еквіваленті ця похибка відповідає точності вимірів температури води до  $\pm 3^{\circ}\text{C}$ . Тобто, розрахунки ефективного випромінювання стандартними методами не враховують фізики процесу і мають значення тільки для визначення порядку величини ефективного випромінювання.

2. Розглянуті методи не дають кількісно вірного результату для певного місця та конкретного часу. Помилка розрахунків може бути така ж само, як і одержані результати. Тобто, розрахунки радіаційного балансу дають нам тільки уявлення про порядок величини радіаційного балансу. Більш – менш надійні значення цей напівемпіричний підхід дає для досить великих проміжків часу – місяць, або сезон. Тому всі величини, що входять у формули, такі як: температура води, повітря, вологість та інші слід брати середніми за місяць, чи сезон відповідно.

3. Сучасні метеорологічні супутники відкрили абсолютно нові можливості для точного визначення радіаційного балансу, завдяки безпосередньому вимірюванню складових радіаційного балансу практично в реальному масштабі часу з досить малим просторовим діапазоном. Це дає змогу розглядати радіаційний баланс від найменших просторово – часових масштабів (хвилини, години -- квадратні метри, кілометри відповідно) до масштабів всієї планети. Головна проблема тут вже не технічна, а знову ж таки теоретична, тобто як використати цю масу інформації для можливості встановлення діагнозу процесів, що відбуваються. Адже старі методи, розуміння та підходи або не зовсім вірні, або потребують радикального переосмислення. Кінцева ціль взагалі-то економічна – одержання вірного прогнозу стану навколишнього середовища та на якомога більший період.

### ***Турбулентний теплообмін океану з атмосферою***

В зоні контакту Океану та атмосфери шари води та повітря ніби прилипають один до одного і теплообмін між ними відбувається на молекулярному рівні. Вище та нижче межі контакту превалює турбулентний теплообмін – хаотичний рух об'ємів повітря в атмосфері та води - в океані. Нагрівання чи охолодження повітря відбувається в

залежності від різниці температури води і повітря. Саме завдяки турбулентному перемішуванню повітря, що обумовлює перенесення тепла, цю складову балансу назвали турбулентним теплообміном. Однак, в науковій літературі цю складову теплового балансу досить часто називають “контактним” або “конвективним” теплообміном.

Турбулентний теплообмін ( $\Phi$ ), розраховують за формулами, що використовують дані стандартних гідрометеорологічних спостережень. Найчастіше використовують формулу Шулейкіна – Свердрупа:

$$\Phi = a C_p W (T_w - T_p), \quad (4.4)$$

де  $C_p$  – теплоємність повітря ( $C_p = 1,01 \cdot 10^3$  Дж/(кг град));

$W$  - швидкість вітру, м/с;

$T_w$  - температура води на стандартному горизонті, °С (в діапазоні глибин 0,5 – 1 м);

$T_p$  - температура повітря на стандартній висоті, °С (на висоті 6 – 10 м);

$a$  - коефіцієнт пропорційності ( $a = 2,4 \cdot 10^{-3}$  кг/м<sup>3</sup>).

Дослідження турбулентного теплообміну океану з атмосферою дозволяють зробити певні **висновки**.

1. В середньому за рік віддача тепла океаном перевищує прихід тепла в результаті турбулентного теплообміну на величину, близьку до 200 Дж/м<sup>2</sup>.

2. На відміну від радіаційного балансу, турбулентний теплообмін не має вираженого зонального ходу.

3. Внаслідок різного характеру змін температури води та повітря на протязі року, при якому моря і океани взимку тепліші від повітря (океан віддає тепло), а літом моря та океани холодніші від повітря (одержують тепло), - турбулентний потік тепла має добре виражений сезонний хід.

Однак, слід зробити **деякі зауваження**. Формула Шулейкіна – Свердрупа вважається кращою, але навіть її не можна використовувати для точних розрахунків турбулентного теплообміну в певному місці для конкретного часу внаслідок:

- невизначеності коефіцієнту  $a$ , бо він за фактом не є константою в різних гідрометеорологічних умовах;

- температура води береться виміряною на стандартному горизонті (глибина 0,5 – 1,0 м), а не на глибині “0” (skin - шару);

- і, головне, **не ясна фізика передачі тепла при контактному теплообміні**, тобто механізм передачі тепла не однозначний для розуміння (насправді це - контактний, турбулентний чи все- таки конвективний обмін теплом між океаном та атмосферою?).

## ***Втрати тепла при випаровуванні***

При випаровуванні з поверхні океану із швидкістю  $E$  витрачається кількість тепла  $LE$ . Це тепло іде на збільшення кінетичної енергії молекул води, що переходять у фазу пару. В подальшому тепло передається повітрю при конденсації пару в атмосфері.

Вимірювати витрати тепла за рахунок випаровування з поверхні океану важко. Тому найчастіше, а вірніше, практично завжди випаровування розраховується. Для побудови розрахункових формул, як і у випадку з турбулентним теплообміном, використовується та ситуація, що пара потрапляє в атмосферу завдяки турбулентному перемішуванню повітря (за Шулейкіним, 1968 рік). Для кліматичних розрахунків видатним російським вченим океанологом Шулейкіним була запропонована проста формула:

$$E = a W(q_w - q_n), \quad (4.5)$$

де  $E$  – швидкість випаровування, м/с;

$W$  - швидкість вітру, м/с;

$a$  - коефіцієнт пропорційності, ( $a = 2,4 \cdot 10^{-3} \text{ кг/м}^3$ );

$q_w$  – питома вологість повітря біля поверхні води, що береться рівною вологості насичення при температурі поверхні моря (на глибині 0,5 – 1 м), кг/кг;

$q_n$  - - питома вологість повітря на висоті приблизно 8 –10 м від поверхні води, кг/кг.

Для визначення затрат тепла, що витрачаються на випаровування, досить помножити розраховане значення швидкості випаровування на питому теплоту пароутворення ( $L = 2\,500 \text{ Дж/г}$ ).

Дослідження масообміну океану з атмосферою дозволяють зробити певні висновки.

1. В середньому, річні значення випаровування зменшуються від екватора до полярних областей; це вважається обумовленим загальним зниженням температури води і повітря; однак, в приекваторіальних областях океанів (особливо східних), де дуже велика вологість і практично немає вітру, випаровування незначне.

3. Найбільше випаровування відбувається в місяці, коли швидкість вітру значна і спостерігається найменша вологість повітря, а це найчастіше буває в осінньо- зимовий період.

4. Температура поверхні льоду низька і дуже близька до температури повітря. Тому загальний вміст вологості, перепад вологості над льодом, а отже і випаровування з поверхні льоду мале.

5. В середньому протягом року з поверхні Світового океану в різних фізико - географічних умовах випаровується шар води від 0,2 до 2м.

6. Для кліматичних розрахунків (середньомісячні, середньосезонні значення випаровування та більшого масштабу) формула Шулейкіна дає непогані результати.

Однак, слід зробити **деякі зауваження**. Формулу не бажано використовувати для визначення швидкості випаровування для конкретного часу і певного місця, адже, по- перше, коефіцієнт **a** не є константою для різних гідрометеорологічних умов і, по- друге, для визначення  $Q_w$  використовується значення температури води не skin-шару, а нижче; це призводить до серйозних помилок в розрахунках.

Але найбільша проблема, що не давала можливості рухатись далі шляхом вдосконалення розрахунків величини випаровування, це знову ж таки невірне розуміння фізики процесу випаровування. Що обумовлює необхідність (фізичну причину) молекулі води переборювати досить великий поверхневий натяг води, тяжіння Землі і вилітати (з прискоренням!) в повітря? Де бере необхідну для цього енергію молекула води при температурах досить низьких, що існують в акваторіях земних екосистем?

Відомі [1] досить детальні дослідження в реальних умовах океану, які зафіксували, що на  $1\text{м}^2$  поверхні за 1с лопається як мінімум 30 мікробульбашок. При цьому в атмосферу викидається реактивним струменем велика кількість мікрочасточок води, які вже потім випаровуються в атмосфері, підхоплені вітром [1,6,8]. Цей процес назвали “механічним” випаровуванням.

Щодо фізичного випаровування, то слід, мабуть, підкреслити виключно важливе значення парціального тиску водяної пари, вірніше, його дефіциту для успішного “самостійного” здійснення цього процесу.

Експериментально доведено, що опір випаровуванню солоної води набагато більший від прісної і залежить від солоності прямо пропорційно, тобто – чим більша солоність, тим більший опір і тим менша швидкість випаровування [1,4].

### ***Тепло льодових процесів***

Фазові переходи води в лід та навпаки відбуваються з виділенням чи поглинанням тепла. Так, під час утворення льоду виділяється тепло кристалізації  $L_k = 334 \cdot 10^3$  Дж/кг. Це тепло відповідно до напрямку градієнта температури поступає через лід в атмосферу. Тобто, море при наростанні льоду “заощаджує” тепло, яке віддається молекулами води в процесі фазового переходу.

Розрахункова формула для визначення кількості тепла, що виділяється, дуже проста

$$L_k M = L_k h \rho_l, \quad (4.6)$$

де  $h$  – товщина льоду, м;

$M$  – маса шматка льоду, кг);

$\rho_l$  – щільність льоду,  $\text{кг/м}^3$  (береться, звичайно,  $0,9 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$  або розраховується із спостережень).

Під час танення льоду спостерігається зворотний процес. Тому ясно, що на протязі року економія тепла морем при утворенні льоду та витрати тепла на його танення рівні.

Але саме так відбувається лише в тому випадку, якщо весь лід, що утворився, розтане в тому ж місці. Та часто буває як, наприклад, для Білого моря, завдяки певній системі течій, утворений в цьому морі лід виноситься і тоне в інших акваторіях. Таким чином, Біле море “заощаджує” тепло, адже поки весь лід не розтане вода не почне нагріватись; а в цьому місці система течій очищає поверхню від льоду, і процес нагрівання води відбувається швидше, ніж в акваторіях, покритих льодом.

#### *ДОДАТКОВИЙ МАТЕРІАЛ* (Утворення морського льоду)

*Необхідною умовою для початку льодоутворення як в прісній, так і в морській воді є :*

- *сильне охолодження води до температури замерзання і нижче;*
- *присутність ядер кристалізації чи меж розділу фаз; ядрами кристалізації є зважені частинки.*

*Але процеси льодоутворення в прісній та морській воді відбуваються не однаково внаслідок різниці їх хімічних та фізичних властивостей. Як відомо, прісна вода досягає найбільшої щільності при  $4^{\circ}\text{C}$ , а замерзає при  $0^{\circ}\text{C}$  (насправді, трохи нижче). В прісній воді, після того, як вода охолодилась до  $4^{\circ}\text{C}$ , тобто до температури максимальної густини, замерзання при подальшому охолодженні поверхневого шару відбувається швидко. Це пов'язано з тим, що охолодження поверхневого шару робить його легшим від підстильних шарів, що мають температуру максимальної щільності, тому перемішування унеможлиблюється. Таким чином, зниження температури води біля поверхні до температури замерзання відбувається дуже швидко, що сприяє збереженню під утвореним льодом води з температурою максимальної густини протягом дуже довгого зимового періоду.*

*При замерзанні морської води велике значення має її солоність. Як відомо, для морської води з солоністю більшою 24,7% температура максимальної щільності нижча, від температура замерзання. До самого моменту замерзання поверхневий шар води, завдяки охолодженню, стає*

все важчим, що викликає інтенсивне перемішування та підняття більш теплої (легшої) води на поверхню. Це перемішування, в принципі, унеможливило б утворення льоду з морської води в більшості акваторій, якби не існування на її поверхні *skin*- шару (поверхневого мікрошару), який не тільки легший, але і менш солоний та має більш низьку температуру. Адже другою причиною, що уповільнює замерзання морської води, є низька температура її замерзання. Вже за солоності 24,7‰ температура замерзання  $-1,33^{\circ}\text{C}$ , а за солоності 35‰ дорівнює  $-1,9^{\circ}\text{C}$ .

Після того, як процес утворення льоду почався, відбувається осолонення води під льодом. Адже в процесі утворення квазікристалічної структури беруть участь тільки молекули води, а іони солей виштовхуються вниз, у воду. Якщо ж процес льодоутворення дуже швидкий (при низьких температурах повітря), то солі можуть вмерзати в лід у вигляді комірок розсолу, бо не встигають перемішатися з водою, що знаходиться нижче. Але в більшості випадків солі збагачують підльодову воду, збільшують її солоність, тобто і густину, що викликає інтенсивну підльодову конвекцію (перемішування), тим самим уповільнюючи зростання товщини льоду.

Концентрація розсолу (ропи) в комірках морського льоду не постійна, залежить від температури: трохи нижче температура замерзання з розсолу випадає карбонат кальцію; при температурі нижче  $-8,2^{\circ}\text{C}$  сульфати натрію; нижче  $-23^{\circ}\text{C}$  – хлориди; при  $-55^{\circ}\text{C}$  – хлористий кальцій; а нижче  $55^{\circ}\text{C}$  - весь розсіл замерзає і утворюється суміш кристалів льоду і солі – криогідрат. Ці температури називаються **евтектичними**.

Можна сказати, що морський лід є складним фізичним тілом, який складається з кристалів прісного льоду, ропи та бульбашок повітря, співвідношення яких залежить від умов утворення льоду та наступних процесів, що проходять в ньому. Тобто, і щільність морського льоду, і теплофізичні його характеристики (теплопровідність, теплоємність, теплота плавлення), і механічні властивості, і швидкості наростання та танення льоду – величини непостійні та залежать від багатьох складових.

### **Адвекція тепла течіями**

Якщо тепловміст води розподіляється у горизонтальному напрямку в силу певних причин нерівномірно (а це дуже просто можна визначити, вимірявши температуру води), то вже існує чи обов'язково виникне течія, яка визве зміну теплового запасу води в місці її проходження. Цю зміну теплового запасу і назвали адвективною витратою чи надбанням тепла (відносячи його до одиничної площі поверхні).

Розрахунки величини адвекції можна зробити за простою формулою:

$$A = \tilde{U} \rho h c (T_1 - T_2) / L, \quad (4.7)$$

де  $h$  висота стовпа рідини, в якій відбувається адвекція;

$L$  – відстань по горизонталі, на якій фіксується течія;

$\tilde{U}$  - середня швидкість течії;

$T_1$  - середня температура на вході течії;

$T_2$  - середня температура на виході течії з даної акваторії;

$c$  і  $\rho$  – теплоємність та густина води відповідно.

На практиці формулу (4.7) можна використовувати у дуже виняткових випадках, тобто, коли проведена велика кількість натурних вимірювань, причому, протягом досить великого проміжку часу, бо адвекція – процес, який не має постійних характеристик.

Тому вирішили для визначення адвекції використати маневр “замикання” рівняння теплового балансу (4.1). Тобто, якщо після підрахунку вище вказаними методами радіаційного балансу, випаровування, турбулентного теплообміну балансу нема, тобто він не дорівнює нулю, то саме цій різниці і присвоюють значення адвекції [7].

Зрозуміло, що такі “розрахунки” адвекції грубі, бо в них автоматично входять, по- перше, похибки у визначенні вище перерахованих складових теплового балансу і, по- друге, включаються ефекти другорядних, не врахованих складових. Звичайно, одержуючи таким чином адвекцію ми не можемо мати уявлення про її річний хід.

Не дивлячись на певні труднощі у кількісному визначенні величини адвекції, можна зробити логічну констатацію:

- в тих областях, де сумарний потік енергії позитивний, тобто Океан одержує зверху тепло, - воно відноситься течіями;
- в областях, де превалує витрата тепла в атмосферу, - відбувається компенсаційне принесення тепла адвективним потоком;
- акумулюється сонячне тепло в екваторіальних водах, які системою постійних течій розносяться у середні і навіть високі широти (Гольфстрім, Куросіо, Бразильська, Ангольська течії).

На сам кінець **слід зауважити**. Маючи сучасні супутникові методи спостережень в різних діапазонах довжин хвиль, можна досить ефективно в реальному масштабі часу слідкувати за інтенсивністю адвективних процесів у верхньому (діяльному) шарі океану, які досить сильно впливають на погодно – кліматичні умови в середніх та високих широтах. Дистанційне зондування Океану відкриває величезні перспективи для встановлення діагнозу та прогнозу погодно - кліматичних умов. Але для цього необхідним є абсолютно новий підхід не тільки до використання супутникової інформації та включення її в уже відомі методи розрахунків, а й, мабуть, досить серйозна перебудова наших теоретичних уявлень про фізичну суть процесів, що протікають в океані. А це в свою чергу приведе і до виникнення нових методів, методик, методології в кінці кінців; тобто,



до покращення прогнозів стану навколишнього середовища, що є кінцевою ціллю практичного використання наших знань з океанології.

З перерахованих потоків тепла не всі мають однакове значення. На сучасному етапі точність вимірювань в Океані стандартними методами на базі загально прийнятих уявлень та відповідних методик не дозволяє визначити їх з необхідною достовірністю. Тому на практиці дотепер деякими, так званими, другорядними потоками тепла нехтують. У зв'язку з цим необхідні дослідження, які б допомогли змінити думку про цю другорядність. Наприклад, це стосується ендогенного тепла Землі, значення променевого теплообміну в земній екосистемі, виділення тепла в процесі переходу речовини з розчинного стану у зважений, що часто спостерігається у фронтальних зонах, особливо при перемішуванні річкової та морської води та багато, багато іншого.

Але все - таки можна зробити логічний висновок про те, що **найбільші величини має тепло променевого теплообміну. Всі інші процеси трансформують тепло, що надходить від Сонця – єдиного зовнішнього джерела тепла для нашої планети.**

### *КОНТРОЛЬНІ ПИТАННЯ*

1. Чи є у Океану “шкіра”? Якщо є, то по аналогії зі шкірою людини, чи повинна вона відрізнитися за будовою від внутрішніх органів (від структури води в об'ємі)?
2. Які властивості має skin- шар Океану та які функції виконує ?
3. Чим відрізняється лід від skin- шару Океану (в будові, функціях)?
4. Намалуйте схематично, з пам'яті, як трансформується променеве тепло Сонця в атмосфері, на поверхні Океану, в товщі Океану.
5. Чи відрізняється радіаційний баланс всього Океану від радіаційного балансу тільки поверхні океану? Якщо відрізняється (чи не відрізняється), - поясніть, чому?
6. А тепер, для більш обґрунтованої відповіді згадайте, що означає слово “баланс” в принципі, і тоді поясніть яким чином (за рахунок яких процесів) досягається баланс теплообміну на поверхні океану?
7. Чому альbedo поверхні океану не може перевищувати 100%? Чи достатньо точні розрахунки альbedo та випромінювальної здібності поверхні океану стандартними методами?
8. Які проблеми існують у розрахунках ефективного випромінювання? В якому шарі води (вказіть приблизну товщину) слід міряти температуру випромінювального шару води (skin- шару)?
9. Поясніть фізичний механізм окремо контактного, турбулентного, конвективного теплообміну. Який з цих механізмів теплообміну є найефективнішим? Найменш ефективним?

10. А тепер поясніть, чому *турбулентний* теплообмін між океаном та атмосферою ще називають *контактним*, або *конвективним*? Якщо ви не можете пояснити, то чи можна сказати, що фізика передачі тепла завдяки “турбулентному” теплообміну не зовсім ясна, а значить, і методи розрахунків недосконалі?
11. Чи враховується температура skin- шару в розрахунках турбулентного теплообміну? Як можна одержати цю температуру сучасними методами?
12. Поясніть своє уявлення про процес випаровування з поверхні океану. Чи не здається вам, що молекули води виштовхує в повітря і надає їм прискорення якась сила? Знайдіть її, використавши весь арсенал своїх знань з фізики.
13. Що таке “механічне” випаровування?
14. Якщо взяти два однакові об’єми води, але один з них буде солоний, яка швидше вода випарується – солоня чи прісна? Поясніть чому.
15. Які є проблеми у кількісному визначенні енергії випаровування і чи можна їх вирішити, просто замінивши температуру поверхні океану (ТПО) на температуру skin- шару?
16. Коли тепло виділяється: при таненні чи при утворенні льоду? Якщо вам важко логічно відповісти на це питання, згадайте, що треба зробити, щоб лід розтанув – надати йому тепло чи забрати? (Процеси фазових перетворень супроводжуються виділенням – поглинанням рівної кількості тепла).
17. Чому морський лід солоний, адже лід утворюється тільки з молекул води?
18. Коли морський лід буде більш солоний: при швидкому чи повільному процесі льодоутворення?
19. Чому лід легший від води, з якої він утворився? Навіть якщо вода була прісна.
20. Опишіть процес адвекції тепла течією в якусь акваторію. Які параметри вам слід виміряти, щоб розрахувати, скільки тепла принесла ця течія?
21. А чи може бути адвекція холоду в певну акваторію? Як можна назвати цю течію – теплою чи холодною?
22. Які є сучасні методи спостережень за адвективними процесами?
23. Що є причиною виникнення адвекції – рівномірне, чи нерівномірне надходження тепла у верхній шар океану? Де більше океан одержує тепла: біля екватора, в середніх широтах чи на полюсах?
24. А тепер подумайте, де більше віддає тепла океан в атмосферу з перерахованих вище широт? Щоб вірно відповісти на це питання, згадайте закон Стефана – Больцмана та прокоментуйте відповідь, базуючись на ньому.

## V. ПЕРЕМІШУВАННЯ ТА ОБМІН В ОКЕАНІ

Планета Земля, на якій ми живемо, рухається навколо своєї осі, навколо Сонця, разом із Сонячною системою рухається в певній площині відносно “молочного шляху”, крім цього, вісь її нахилена, що є причиною нерівномірного одержання сонячного тепла поверхнею планети в різних просторово - часових масштабах. Це в свою чергу змінює локальні характеристики в Океані, в основному, за рахунок таких процесів:

- нерівномірності довгохвильового випромінювання тепла поверхнею,
- нерівномірності випаровування та опадів,
- замерзання і танення льоду,
- зміни стоку річок,
- адвективних потоків води із сусідніх регіонів.

Як результат, створюється нерівномірність розподілення певних характеристик як в горизонтальному так і у вертикальному напрямках. Але, як тільки виникають градієнти властивостей, зразу ж виникають процеси, направлені на вирівнювання цих нерівномірностей. Таким чином, працює загальновідома закономірність (**закон**) існування неживої матерії – згладжування, знищення неоднорідностей та приведення системи до стану рівноваги, тобто максимальної ентропії, тиші, покою, відсутності найменшого руху. В океанології ці процеси називаються перемішуванням чи обміном властивостями. На цей час вважається, що перемішування в океані може бути класифіковано за темпами та масштабами в такій ієрархічній послідовності:

- молекулярне,
- диференційно- дифузійна конвекція,
- конвективне (термохалінна конвекція),
- турбулентне,
- ленгмюрівська циркуляція,
- екманівський потік.

В натурних умовах важко знайти у чистому вигляді будь - який з перерахованих типів перемішування. Найчастіше перемішування комбіноване або послідовне в залежності від масштабів і природи неоднорідностей, а також стадії розвитку процесу. В першому наближенні всі типи перемішування ми розглянемо дещо пізніше.

### Формули змішування

*Водними масами* називають великі (за площею розповсюдження близькі до розмірів морів) об’єми води, що довгий час зберігають відносну однорідність основних фізико - хімічних, біологічних та ін. характеристик, що сформувались в певних географічних умовах.

При взаємодії водних мас з різними характеристиками в результаті всіх типів перемішування між ними утворюється гранична зона (фронтальна зона), вода в якій являє собою суміш компонент в різних співвідношеннях. Для кількісного визначення компонент в суміші за вимірними, наприклад, температурою та солоністю, чи за іншими характеристиками, існують прості формули змішування.

Отже, носієм властивостей є маса води. За законом збереження маси для даної суміші можна записати

$$M_1 v_1 + M_2 v_2 = (M_1 + M_2) v_{12}, \quad (5.1)$$

$$v_{12} = \Sigma b_i M_i / \Sigma M_i, \quad (5.2)$$

де  $v_1, v_2$ , - значення характеристик першої та другої водної маси відповідно;  $v_{12}$  значення характеристики суміші;  $M_1$  і  $M_2$  – первинні водні маси.

Найчастіше в якості так званої характеристики водної маси беруть температуру води чи солоність, які ми вміємо досить добре вимірювати в натурних умовах. З формули (5.1) можна визначити, яке співвідношення водних мас, що перемішалися у фронтальній зоні, якщо відомі (чи виміряні) значення характеристик кожної водної маси та суміші:

$$M_1 / M_2 = (b_2 - b_{1,2}) / (b_{1,2} - b_1) \quad (5.3)$$

При змішуванні води в морі відбувається одночасний обмін всіма властивостями. Розглянемо головні характеристики морського середовища – температуру та солоність

$$M_1 / M_2 = (T_2 - T_{1,2}) / (T_{1,2} - T_1) = (S_2 - S_{1,2}) / (S_{1,2} - S_1) \quad (5.4)$$

$$T_{1,2} = (S_2 T_1 - S_1 T_2) / (S_2 - S_1) + [(T_2 - T_1) / (S_2 - S_1)] S_{1,2} \quad (5.5)$$

**Співвідношення (5.5) показує, що певній температурі суміші декількох водних мас відповідає єдине значення солоності. І навпаки.**

**Як висновок** можна констатувати такі положення:

- T,S- співвідношення дозволяє на практиці за вимірними значеннями температури та солоності визначити процентне співвідношення двох змішуваних вод в області фронтальних зон як в горизонтальному, так і у вертикальному напрямках;

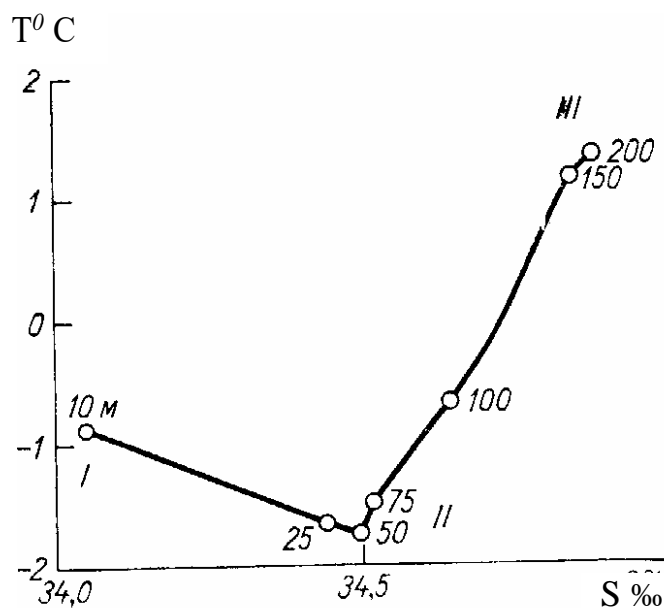
- межею між двома водними масами вважається ізолінія 50% складу кожної компоненти;

- формули змішування не можна використовувати для визначення густини чи питомого об'єму внаслідок явища ущільнення при змішуванні;

- для визначення кількісних співвідношень при змішуванні трьох і більше водних мас у вертикальному напрямку (з глибиною) використовують метод побудови T,S- кривої, наведений у додатковому матеріалі.

### ДОДАТКОВИЙ МАТЕРІАЛ

Розглянемо приклад змішування трьох типів водних мас, накладених одна на одну по вертикалі для верхнього шару Північного Льодовитого океану літом. На ній чітко видно специфічні шари води – водні маси (рис.5.1).



**Рис.5.1.** T,S – крива для верхнього шару Північного Льодовитого океану влітку (глибини на кривій вказані в метрах) [1].

I. Поверхнева вода; глибина від поверхні до 10 м. Літом відносно нагріті та опріснені теплою водою (температура приблизно  $-0,8^{\circ}$ ; солоність -  $34,1\text{‰}$ ).

II. Шар, сформований зимовим конвективним перемішуванням при охолодженні та льодоутворенні, глибина від 25 до 75 м (температура приблизно  $-1,8^{\circ}$ ; солоність приблизно  $34,5\text{‰}$ ).

III. Тепла солоні вода, утворена припливом води з Північної Атлантики, глибина від 150 до 200 м (температура приблизно  $1,4^{\circ}$ ; солоність приблизно  $34,8\text{‰}$ ).

Як будуються T,S - криві? Дуже просто. Дані для ідентифікації водних мас за температурою та солоністю звичайно одержували за допомогою батометрів, які спускали на “стандартні океанологічні горизонти” (0, 10,

20, 50, 75 м, ...). Виміряні температуру та солоність наносять в  $T, S$  – координатах і підписують глибину, на якій ці значення були отримані. Потім послідовно з'єднують глибини ламаною кривою. Глибини скупчення точок з приблизно однаковими характеристиками температури та солоності і визначають положення водних мас. Їх може бути різна кількість, що залежить від місця спостережень та режимних особливостей акваторії. Але слід підкреслити, що завжди існують поверхнева та придонна водні маси, з особливими характеристиками, адже їх формування відбувається в особливих умовах контакту фаз.

## Стійкість шарів

Здатність водних мас, що розміщені одна над другою, до перемішування залежить від того, як змінюється густина води з глибиною.

**Розподілення шарів води різної густини з глибиною в полі сили тяжіння, називається стратифікацією.**

Вільна від зовнішнього впливу неоднорідна за густиною вода воліє бути стійко стратифікованою, тобто щоб густина зростала з глибиною (позитивна стратифікація). Більшому градієнту густини відповідає більша стійкість шарів.

Якщо частинку перемістити адіабатично (швидко без обміну теплом) з глибини  $z$  на горизонт  $z+dz$ , то її густина збільшиться за рахунок безпосереднього стискання, а температура відповідно збільшиться на  $dT_a$ . Тобто на новому горизонті частка може бути легшою відносно навколишньої води і тоді вона спливе; перемішування в цьому випадку ускладнене, стратифікація стійка. Якщо ж частка відносно навколишньої води буде мати більшу густину, то вона буде намагатися опуститися нижче; у цьому випадку стратифікація не стійка. Нарешті, можлива нейтральна стратифікація при рівності густини. Таким чином, характеристикою стійкості є різниця густини між часточкою, що опускається, та навколишньою водою.

Існує формула Хесельберга - Свердрупа, яка визначає характеристику густини морської води на одиницю глибини.

$$E = (\partial\rho/\partial T) (dT/dz) + (\partial\rho/\partial S) (dS/dz) - (\partial\rho/\partial T) (dT_a/dz) \quad (5.6)$$

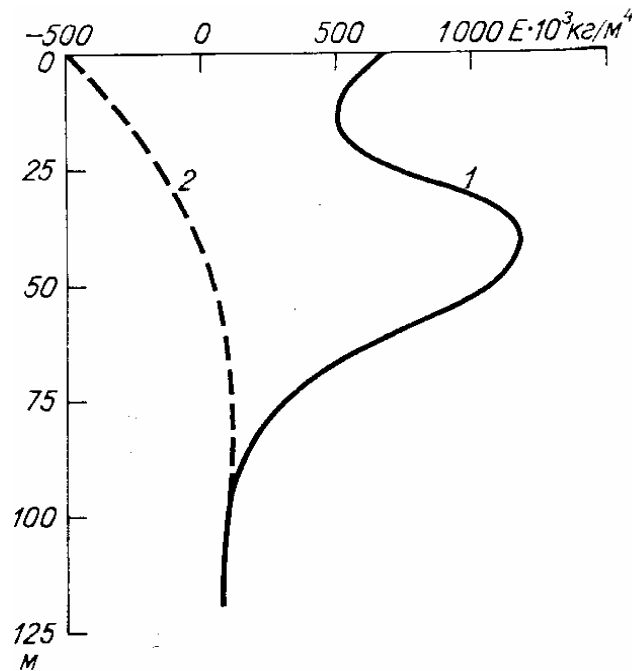
Перший та третій член правої частини показують внесок температури у величину стійкості (температурна стійкість); другий член - солонісна стійкість.

Помітивши, що перші два члени правої частини являють собою повну похідну густини по вертикалі, тобто її вертикальний градієнт, можна формулу (5.6) переписати у вигляді:

$$E = (dp / dz) - (\partial p / \partial T) \times (dT_a / dz) \quad (5.7)$$

Остання формула показує, що **стійкість** по суті є **вертикальний градієнт густини з урахуванням адіабатичної поправки на стисливість**. Значення стійкості (E) легко розрахувати, використовуючи дані спостережень за температурою та солоністю на окремих горизонтах. Градієнти  $(\partial p / \partial T)$ ,  $(\partial p / \partial S)$  та  $(dT_a / dz)$  наведені в Океанологічних таблицях;  $(dT / dz)$  та  $(dS / dz)$  визначаються чисельно за даними спостережень. Для зручності значення E використовується помноженим на  $10^3$  в системі СІ (на  $10^8$  в системі СГС).

Розглянемо декілька характерних прикладів вертикального розподілення стійкості. На рис.5.2 зображено приклад типового вертикального розподілення стійкості у верхньому шарі Баренцового моря [1].



**Рис. 5.2** Типовий вертикальний розподіл стійкості у верхньому шарі Баренцового моря. (1 – для літа, 2 – для зими)

Літом (неперервна крива) стійкість шарів води позитивна і зменшується з глибиною. Нагрітий і добре перемішаний вітром верхній шар відділяється від товщі різкою зміною густини – стрибком, якому відповідає максимум стійкості (глибини 40 – 50 м,  $E > 1000$ ). Зимомо (пунктирна крива) негативна стійкість від поверхні до 50 м вказує на конвективне перемішування у цьому шарі, завдяки ущільненню його в результаті охолодження.

В океані у верхньому шарі стійкість розподілена і змінюється в принципі так само, з тією лише відмінністю, що літній шар різкої зміни густини (максимального градієнта) розташований глибше завдяки більш інтенсивному перемішуванню. В більш глибоких шарах океану стійкість спочатку зростає та досягає максимуму на глибині, що відділяє верхній діяльний шар від глибинної холодної води; далі стійкість зменшується, бо глибинні води більш однорідні. Однак, на глибинах більших 5 000 м, особливо у западинах, стійкість порушується, що вказує на вільну конвекцію, яка підтримується потоками внутрішнього тепла Землі через дно океану.

Що стосується Чорного моря, яке відноситься до типу розломних, температура там з глибиною дещо збільшується, починаючи з межі сірководневої зони (приблизно 150 – 200 м), де також різко збільшується солоність. В товщі Чорного моря температура ніколи не падає нижче 8<sup>0</sup>С завдяки потужному ендегенному теплу. Навіть коли на поверхні лід, стійкість залишається позитивною за рахунок відносно великої солоності на глибині.

Можна зробити **логічний висновок:**

якщо  $E > 0$ , - стійка стратифікація, вертикального перемішування не повинно бути;

якщо  $E < 0$ , - нестійка стратифікація, перемішування буде обов'язково;

якщо  $E = 0$ , - стратифікація нейтральна, тобто наявність перемішування не виключена, але воно буде незначне.

**Зауваження.** Слід звернути увагу, що стійкість характеризує тільки потенційну здібність шарів опиратись перемішуванню і не характеризує дійсної інтенсивності процесу перемішування. Наприклад, при інтенсивній турбулентності у течіях перемішування може мати місце навіть при великих значеннях стійкості, яка звичайно не відображає ступінь турбулізації води, що рухається. Тому інколи **характеристику  $E$  називають статичною стійкістю (тобто для води, яка не знаходиться в русі).**

### Частота Вьяйсяля - Брента

В наш час найчастіше використовують, як міру позитивної гідростатичної стійкості морського середовища, так звану, частоту Вьяйсяля – Брента

$$N = \sqrt{[dp/dz - (dp/dz)_A]g/\rho_0} \quad (5.8)$$

Але для оцінки стійкості зручно користуватися величиною  $N^2$ , що дає можливість оперувати як позитивними, так і негативними значеннями:



$$N^2 = g/\rho_0 [d\rho/dz - (d\rho/dz)_A] \quad (5.9)$$

**Фізичний сенс частоти Вайсяля – Брента** заключається у тому, що зміщений зі стану рівноваги об'єм води в стратифікованому океані буде коливатися біля положення рівноваги з певною частотою  $N$ .

Якщо в результаті розрахунків  $N^2 > 0$  – стійка стратифікація, тобто густина з глибиною зростає, перемішування немає. Якщо  $N^2 < 0$  – нестійка, тобто густина зменшується з глибиною, перемішування є. Якщо ж  $N^2 = 0$  – нейтральна стратифікація, тобто густина води на різних горизонтах однакова (гомогенне, однорідне середовище). Слід додати, що  $(d\rho/dz)_A$  – це адіабатичні зміни густини води за рахунок виключно стискання.

## Види перемішування

**Вільна конвекція.** Якщо під впливом охолодження чи збільшення солоності густина поверхневого шару збільшується, то одночасно зменшується стійкість між ним та нижніми шарами води. **Конвекція (вертикальне перемішування) починається в момент, коли густини шарів, що доторкуються, стають рівними, а ще краще – коли густина верхнього шару хоч трохи більша.**

Коли збільшення густини відбувається за рахунок охолодження – це температурна конвекція, якщо за рахунок осолонення – солонісна.

У високих широтах конвективне перемішування починається під час осіннього охолодження моря як температурна конвекція та продовжується під час зимового наростання льоду – як солонісна. Адже лід утворюється із прісних кристалів, а солі, що виштовхуються, засолюють воду під льодом, збільшуючи її густину.

Вільна конвекція найбільш інтенсивна в період осінньо- зимового охолодження в Північному Льодовитому океані та на антарктичному шельфі. До кінця зими тут може сформуватись однорідний шар товщиною до 300 м. Конвекція може мати місце і у південних морях. Наприклад, у Середземному морі інтенсивне літнє випаровування підвищує солоність на поверхні до 38 - 39‰. Однак, завдяки високій температурі поверхні зберігається позитивна стійкість (густина менша від густини нижнього шару). Але восени при зниженні температури лише до 13<sup>0</sup>С виникає потужна конвекція, яка навіть може досягати дна. В середньому звичайно перемішується шар товщиною не менше 1 000 м. Тобто, Середземне море в осінньо- зимовий період кожного року перемішується завдяки змішаній (солонісно- температурній) конвекції майже до дна, на відміну від Чорного моря.

У Чорному морі в результаті опріснення його верхнього шару потужним річковим стоком (Дунай, Дніпро, Буг, та ін.), обміну з більш

прісним Азовським морем через широку Керченську протоку та досить обмеженим обміном із солоним Середземним морем, поверхнева вода досить опріснена, а отже – легка (солоність в середньому 18 - 20‰, а біля північно – східних берегів часто 10 - 14‰). Тому навіть у дуже холодні зими, коли інколи утворюється лід, конвекція не проникає нижче глибини 50 м. Але завдяки іншим більш повільним процесам, перемішування в Чорному морі досягає глибини сірководневої зони (120 – 200 м). Нижче цієї зони – життя практично нема (крім сірководневих бактерій), бо немає кисню.

Дуже цікавою є **дрібномасштабна конвекція**, що розвивається в тонкому поверхневому шарі моря [4]. Під ще тоншим, але легким skin-шаром, який утворюється постійно за рахунок, в основному, теплового випромінювання океану, існує відносно холодний та більш солоний шар, в якому виникають мікроконвективні рухи. Ці рухи можуть бути звичайним спусканням більш важкої води вниз окремими порціями, або вздовж так званих ліній сходження. Взагалі мікроконвекція проникає на глибину тільки 0,5 м. Але під час штилю (швидкість вітру до 2 м/с) це єдиний спосіб обміну поверхні з товщею води.

**Диференційно- дифузійна конвекція.** Відомо, що коефіцієнт молекулярної теплопровідності в океанській воді

$$K_t = 1,4 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}.$$

Коефіцієнт молекулярної дифузії солі

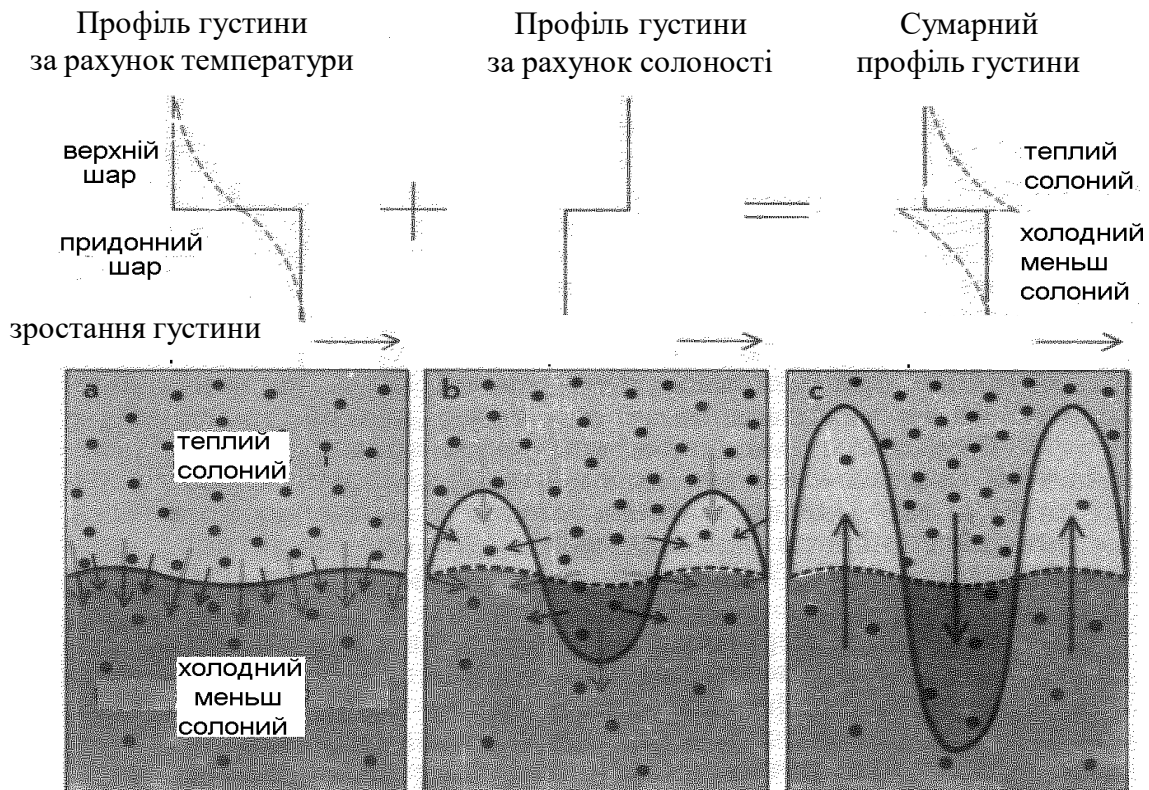
$$K_s = 1,3 \cdot 10^{-5} \text{ см}^2/\text{с}.$$

Тобто, різниця між швидкістю молекулярної теплопровідності та дифузії солі в морській воді практично сягає двох порядків (приблизно в сто разів швидкість обміну теплом перевищує швидкість вирівнювання концентрацій солі).

Термохалінні конвективні ефекти, пов'язані з “подвійною дифузією” вперше були зафіксовані експериментально в лабораторії відомого дослідника Тернера (Стомел, Тері та ін.). В результаті цих ефектів виникає мікроконвекція у вигляді “сольових пальців”. Сольові пальці – це сотова конвекція, що розвивається в рідкому двокомпонентному середовищі з гідростатично стійким вертикальним градієнтом густини, який є результатом стабілізуючого вертикального градієнта температури та дестабілізуючого вертикального градієнта солоності (рис.5.3 з [2]).

Слід пояснити малюнок 5.3. Сольові пальці з'являються у двохшаровій системі, коли верхній шар є більш теплим і має більшу солоність, ніж нижній; це показано на профілях густини у верхній частині малюнку.

Неперервними лініями зображений початковий профіль густини, а пунктирними – ситуація, що виникла через декілька хвилин, коли в результаті більш швидкої дифузії тепла на поверхні поділу склалось потенційно нестійке положення.



**Рис. 5.3** Конвекція у вигляді “солоних пальців”.

На трьох схемах у нижній частині рисунка показано, яким чином існування невеликої неоднорідності на поверхні поділу веде до утворення “солоних пальців”. Чорними крапками та стрілками зображені солоність та дифузія солі; зверху тепла вода; перегини поверхні поділу обумовлюють більш швидке охолодження води, що призводить до охолодження верхнього шару та виникнення вертикальних рухів.

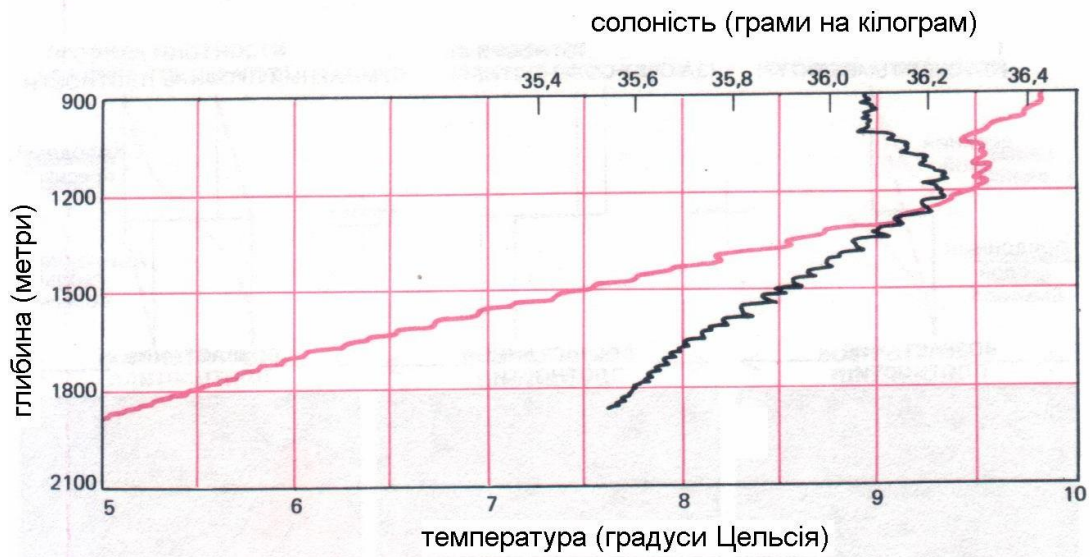
Початкова стійка стратифікація двохкомпонентної системи не може зберігатись довго, адже молекулярна теплопровідність через поверхню поділу намагається вирівняти перепад температури між шарами швидше, ніж могла б вирівнятися солоність (швидше у сто разів). В результаті вертикальний розподіл густини в тонкому контактному шарі стає гідростатично нестійким (зверху густина за рахунок більшої солоності стає більшою) і в ньому виникає комірчаста конвекція.

Сольові пальці (соти) мають майже квадратну основу зі стороною десь 0,4 см та витягнуті по вертикалі до декількох сантиметрів. Тобто, система зі стійкої у густинному плані через деякий час переходить в нестійку, формуючи мікроконвективні комірочки, які в свою чергу:

- за рахунок збільшення площі контакту збільшують швидкість молекулярної дифузії солі;

- а за рахунок мікроконвективних потоків в комітках моментально перемішують більші об'єми ( $0,4 * 2 = 0,8$  чи  $1,0 \text{ см}^2$ ).

Можна зробити **висновок**, що дякуючи сольовим пальцям іде інтенсивний перерозподіл солі та тепла між шарами морської води, в результаті якого розподіл солі з глибиною вирівнюється, і градієнт температури також зменшується. В цілому, гідростатична стійкість системи трохи зростає (потенційна енергія відповідно падає). В результаті ми одержуємо східчасті вертикальні структури (рис.5.4), що складаються з конвективних шарів з малими, чи навіть нульовими вертикальними градієнтами властивостей (однорідних за густиною) і тонких прошарків з загостреними вертикальними градієнтами.



**Рис 5.4** Серія сходинок температури (довга крива) та солоності (коротка крива). Представлений можливий випадок конвекції у вигляді “сольових пальців”, зафіксований в Атлантичному океані під товщею теплої солоної води, що рухається на захід через Гібралтарську протоку. Горизонтальні шари можуть фіксуватись на значному просторі. Записи виконані співробітниками Ліверпульського університету [2].

В океані в різних формах зафіксована практично скрізь тонка термохалінна стратифікація завдяки новим безінерційним пристроям. Тобто, дещо схематизуючи картину, можна говорити про порівняно стійку в часі тонкошарову стратифікацію океану, в якій квазіоднорідні шари (ламіни), товщиною від десятків метрів до декількох сантиметрів чергуються з більш тонкими прошарками (листами) з досить великими градієнтами густини. Причому, вертикальні та горизонтальні розміри цих утворень співвідносяться між собою в середньому як 1: 100, чи 1:200.

**Турбулентність в океані.** У 1883 році англійський фізик та інженер Осборн Рейнольдс провів серію класичних дослідів, що стосувались вивчення режиму течій в рідинах. Досліди проводились в прозорих басейнах та довгих трубах різного діаметру з використанням трасерів та підфарбованої речовини (піддослідною речовиною були різні масла, вода і навіть ртуть). Він спостерігав як при малих швидкостях кожна частинка рідини рухалась за прямолінійною траєкторією і з постійною швидкістю. Однак, через внутрішнє тертя струмені рідини, що розташовані ближче до стін труби, рухались повільніше, ніж ті, що були далі. Течія була ламінарна, тобто ніби розділялась на окремі шари. Підфарбований струмінь рухався в ній, різко відділяючись від інших. Але як тільки збільшували напір води, швидкість течії, як картина різко змінювалась. Струмені фарби раптом розпливались, утворюючи вихорі, і рівномірно зафарбовували всю рідину. Розрахунки показували, що коефіцієнт перемішування при цьому різко зростав. В результаті було визначено, що існують два типи режиму течій – ламінарний та турбулентний.

**Ламінарний режим – коли шари рідини (наприклад, води) ковзають один відносно іншого і траєкторіями частинок є плавні лінії.** При цьому збурення, які створюються в полі швидкості ззовні, гасяться молекулярною в'язкістю. Ламінарний режим звичайно спостерігається, коли в'язка рідина рухається повільно.

Із збільшенням середньої швидкості потоку в трубі в певний момент настає **турбулентний режим руху – це коли виникають самі та ростуть вихорі. Молекулярна в'язкість не встигає розсіювати їх енергію і траєкторії частинок стають хаотичними.**

Зміна режиму течії з ламінарного на турбулентний відбувається при досягненні критичної величини безрозмірного числа Рейнольдса; а число Рейнольдса – це співвідношення поперечних розмірів течії ( $L$ ) та її швидкості ( $V$ ), тобто турбулізуючих факторів, до в'язкості рідини ( $\mu$ ) – стабілізуючого фактору, яка гасить турбулентність.

$$Re = \rho VL / \mu , \quad (5.10)$$

або

$$Re = VL / \nu , \quad (5.11)$$

де  $\nu = \mu/\rho$  – коефіцієнт кінематичної в'язкості.

Коли характерна швидкість потоку ( $V$ ) та характерні лінійні масштаби руху ( $L$ ) досягають певного критичного розміру і молекулярна в'язкість рідини ( $\mu$ ) не в змозі гасити вихорі, що починають виникати в потоці, плавні паралельні рухи рідини різко перетворюються у систему хаотично розташованих вихорів, розміри яких можуть бути від найменших видимих

людським оком, до розміру потоку, які продовжують рухатися в попередньому напрямку.

Цей перехід від ламінарного до турбулентного режиму руху відбувається при певних значеннях безрозмірного числа Рейнольдса. З дослідів самого Рейнольдса та його послідовників цей перехід, тобто втрата стійкості потоку, відбувається при  $Re_{кр.} = 2\ 000 - 3\ 000$ .

Таким чином, ламінарний потік у трубах перебудовується на турбулентний при досягненні критичного числа Рейнольдса, якщо ж

$Re < Re_{кр.}$  - ламінарний режим течії,

$Re > Re_{кр.}$  - турбулентний режим течії.

**Критерій Рейнольдса відображає співвідношення характерних сил інерції та в'язкості в однорідному за густиною потоці.** Перші (сили інерції) - сприяють загостренню неоднорідностей течії, а другі (в'язкості) - їх вирівнюють за рахунок в'язкої дифузії імпульсу.

За Колмогоровим (видатним російським вченим світового рівня), турбулентність можна уявити як результат накладання турбулентних вихорів різних масштабів. Досліди показують, що з розвитком турбулентності в потоці, спочатку виникають крупномасштабні пульсації (приблизно одного розміру з потоком), а потім - все більш мілкі. В крупномасштабних пульсаціях молекулярна в'язкість не відіграє великої ролі, тому в них нема помітної дисипації енергії. В'язкість стає відчутною для найменших (мілкомасштабних, тобто на рівні сантиметру і менше) пульсацій, в яких і відбувається дисипація (розпад) кінетичної енергії вихорів.

Однак, коли маєш діло з океаном, треба мати на увазі той факт, що океан являє собою стійко стратифіковане середовище, в якому є свій особистий і дуже ефективний механізм погашення початкових збурень потоку - це Архімедова сила, пов'язана з густиною стратифікацією. **В реальному океані перехід від ламінарного режиму до турбулентного залежить від особливостей розподілу густини.**

Для врахування цієї залежності використовується безрозмірний критерій Річардсона (за іменем видатного вченого, що зробив серію експериментів у стратифікованій за густиною рідині, тобто **в неоднорідному середовищі**):

$$Ri = [g / \rho (\partial \rho / \partial z)] / (\partial V / \partial z)^2, \quad (5.12)$$

де  $(\partial \rho / \partial z)$  - вертикальний градієнт густини,

$(\partial V / \partial z)^2$  - вертикальний градієнт швидкості середнього руху,

$g$  - прискорення вільного падіння.

Чисельник формули характеризує стійкість шарів, яка гасить турбулентність (завдяки роботі проти Архімедових сил); знаменник – турбулізуючий здвиг швидкості.

Тобто, чим менше число Річардсона, тим інтенсивніша турбулентність та турбулентний обмін. Значення критичного числа Річардсона, при якому відбувається перехід від ламінарного режиму руху води до турбулентного, повинен бути меншим, або рівним від однієї четвертої ( $Ri_{кр} < 1/4$ ).

**Теоретичне вивчення турбулентності.** Вчені вважають, що турбулентність являє собою статистичний процес випадкових рухів окремих об'ємів води (теорія локально – ізотропної турбулентності Колмогорова- Обухова). Тому її вивчення ведеться на базі прикладного апарату математичної статистики (вивчення пульсаційних складових, тобто відхилень від середнього значення характеристики, наприклад, температури, солоності, швидкості, ...). Однак важко, а інколи неможливо практично виміряти пульсації.

Інший шлях – напівемпірична теорія турбулентності, запропонована В.Шмідтом ще в 1917 р. [1] і розвинута в роботах Прандтля, Тейлора та ін. Мета її була в тому, щоб виразити характеристики турбулентного обміну не через пульсації, а через усереднені величини руху води, які легше виміряти: середня швидкість потоку, її градієнти та другі похідні, характерні розміри потоку. На жаль, співставлення теоретичних сентенцій із спостереженнями не дали задовільних результатів.

Третій шлях – найбільш сучасний і прогресивний для реального океану – це можливість оцінити швидкості турбулентного обміну за знайденими зі спостережень за мікроструктурою співвідношеннями між коефіцієнтами турбулентної та молекулярної дифузії. По суті, у зв'язку з дослідженнями океанічної мікроструктури вченим вдалось перекинути місточок між молекулярними та турбулентними процесами в океані (диференційно- дифузійна конвекція різних модифікацій із слабкими пульсаційними турбулентними рухами, [2]).

Однак офіційно, у зв'язку з обмеженістю натурних спостережень про особливості розподілення турбулентності у Світовому океані, на сучасному етапі розуміння у першому наближенні були введені уявлення про тришарову структуру океану.

1. **Верхній граничний шар, обмежений глибиною стрибка густини.** Причини виникнення тут турбулентності, в основному, такі: деструкція поверхневих хвиль, гідродинамічна нестійкість дрейфових течій (так званий, здвиг швидкості) та термохалінна конвекція. Внаслідок інтенсивного турбулентного перемішування цей шар характеризується однорідністю.

2. **Придонний граничний шар (від дна до висоти приблизно 10 м).** Повністю турбулізований регулярними припливними течіями (два рази на добу). Ще він називається шаром прилипання, або шаром активного тертя.

3. **Внутрішній шар – вся основна товща води океану** між верхнім та придонним граничними шарами. Тут турбулентність не є безперервною, а характеризується пошаровістю з різко означеними областями турбулізованої і не турбулізованої води. Накопичується все більше натурних спостережень, які свідчать про те, що турбулентність в океані сконцентрована на поверхнях розділу між окремими елементами тонкої стратифікації. Це означає, що океанічна турбулентність характеризується відносно малими числами Рейнольдса, що з одного боку є свідомством високого ступеня її пошарованості в просторі, а з другого – говорить про тенденцію швидкого затухання турбулентних збурень в океані.

### ДОДАТКОВИЙ МАТЕРІАЛ

*В океані перемішування має дуже велике значення. Адже Сонце фактично єдине зовнішнє джерело енергії для всіх процесів, що відбуваються в товщі океанської води. Тепло з поверхні повинно якимсь чином бути перенесене в глибинні шари. Але яким?*

*Всі знають ще зі школи, що теплопровідність рідини невелика. Передача тепла від молекули до молекули - процес повільний. Якщо ми змінимо температуру води на поверхні на один градус, то тільки через добу на глибині один метр вона стане іншою тільки на одну соту градуса. Ні, такий процес не може бути єдиним механізмом перемішування. В океані тепло переноситься приблизно в тисячу разів швидше – перемішування відбувається так само енергійно, як і при виникненні турбулентності. Але за рахунок чого виникає турбулентність? Може хвилі перемішують океан? Нібито це не викликає сумніву – досить поглянути на вируючий прибіл, який з ревом накочується на берег.*

*Але спробуйте кинути поплавок подалі від берега. Одна за другою проходять повз поплавок хвилі, але сам він тільки коливається вгору – вниз, залишаючись на місці. Адже, кожна часточка води в ідеальній хвилі рухається по еліпсу (майже по колу); її траєкторія замкнута. Переміщується (біжить) тільки сама хвиля, тобто її форма. В глибинних шарах хвилювання швидко затухає. Еліпси стають меншими. Кожна часточка води так само коливається біля положення рівноваги, але амплітуда цих коливань поступово зменшується. Звичайно, океанологи знають про це вже давно. Знають, але ніби закривають очі, коли говорять про “хвильове перемішування”. Хоча зрозуміло, якщо траєкторія кожної частинки у хвилі замкнута, то ніякого перемішування бути не може. Звичайно, при сильному вітрі, коли одна на одну накладається система*



різнонаправлених хвиль, коли різко зростає крутизна хвиль і гребені хвиль руйнуються - вода починає перемішуватися. Але сила вітру при цьому повинна бути не менше 5 балів, що в реальних умовах не так вже й часто буває.

Розуміючи, що не все так просто, океанологи використовують термін “вітрове перемішування”. Дійсно, значення вітру у перемішуванні не викликає сумніву. Але цей термін свідчить тільки про рушійну силу, ніяк не пояснюючи сам механізм процесу.

Те ж саме можна сказати і щодо глибинних шарів. Про те, як відбувається перемішування там, ми знаємо дуже мало. Раніше вважалось, що в глибинних шарах “царює” турбулентність. В ті зовсім недалекі часи ми вимірювали температуру і солоність води тільки на окремих горизонтах (стандартних). І з'єднуючи точки (значення температури) на глибині 100, 200, 300, 1 000, 2 000 м і т.д. – одержували криві вертикального розподілу температури. Всім студентам говорили: “Не можна з'єднувати точки ламаною. Ти повинен накреслити плавну криву. В глибинах немає і не може бути стрибків”.

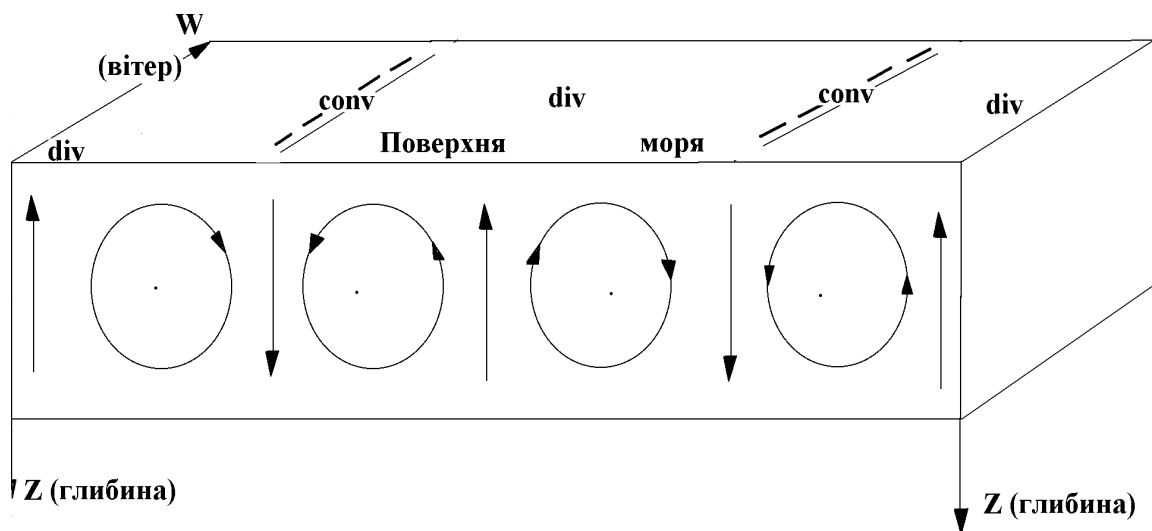
Але стрибки характеристик існують. Ми їх побачили, коли з'явилися зондувальні малоінерційні прилади, що дали можливість виміряти безперервну майже моментальну криву характеристики від дна до поверхні.

Виявилось, що океан більше всього нагадує торт “наполеон”. Він складається з великої кількості окремих майже однорідних шарів, товщиною від декількох сантиметрів до дециметрів та десятків метрів. Шари розділені “кремом” тонкими прошарками, в яких температура, солоність та інші показники різко, стрибкоподібно змінюються.

При такому стані перешарованості реального океану турбулентність може виникати (якщо виникає) та існувати тільки всередині окремих однорідних шарів [2]. Причому, причин її виникнення ми не бачимо, якщо немає течії. Хоча в останній час в основному в лабораторних дослідах зафіксовано виникнення внутрішніх хвиль на межах квазі-однорідних шарів мілкомаштабної структури, які завдяки їх відносно великій крутизні можуть губити стійкість і руйнуватись, створюючи так званий фон турбулентності на значних глибинах, далеко від поверхні та дна. Тобто, тепло в цілому переноситься та, мабуть, ще якимись механізмами, з яких нам вже відомі, наприклад, диференційно-дифузійна конвекція, сольові пальці, молекулярний обмін, променевий.

Розміри розвитку горизонтальної та вертикальної турбулентності відрізняються в тисячі та десятки тисяч разів. Це пов'язано з ефективним механізмом пригнічення турбулентності у вертикальному напрямку – Архімедова сила. Тобто, турбулентність в реальному океані, при наявності збуджувальної сили, більш ефективно може розвиватися тільки у горизонтальному напрямку.

**Вихори Ленгмюра.** Майже завжди в океані при швидкості вітру, більшій за 6 – 8 м/с, виникає система послідовно змінних ліво - та правосторонніх спіралеподібних вихорів. Траєкторія частинок у вихорах Ленгмюра – горизонтальний штопор. Тобто, вода рухається у напрямку вітру, одночасно прокручуючись у вертикальній площині, - то опускаючись в зонах конвергенції, то піднімаючись до поверхні в зонах дивергенції (рис.5.5). Вертикальні та горизонтальні розміри вихорів приблизно однакові. Швидкість опускання води в зонах сходження - від 2 до 10 см/с, а підняття в зонах розходження до 2-4 см/с. Зони конвергенції на поверхні трасуються піною, ПАР (поверхнево - активні речовини), відсутністю хвилювання, сміттям. Відстань між зонами конвергенції залежить від швидкості вітру (чим більший вітер, тим більша відстань).



**Рис. 5.5** Схема циркуляції у вигляді вихорів Ленгмюра у верхньому шарі океану (система ліво - та правосторонніх вихорів, що чергуються). В зонах сходження (конвергенції) всі легкі домішки залишаються на поверхні при зануренні води та опусканні, формуючи видимі смуги, паралельні вітру. Зони розходження (дивергенції), де піднімається вода до поверхні, нічим не трасуються.

Слід підкреслити, що **вихори Ленгмюра відіграють вирішальну роль у перемішуванні верхнього (діяльного) шару океану [3].**

### ДОДАТКОВИЙ МАТЕРІАЛ

*Ірвінг Ленгмюр не був океанологом. Він був фізиком – хіміком. В серпні 1927р. Ленгмюр плів на океанському лайнері зі Сполучених Штатів*

Америку в Англію. Його вразило, що накопичення водорості витягувались за вітром паралельними лініями. Він звернув увагу, що ряди водорості звичайно були розділені проміжками в 100 – 200 м, а їх довжина інколи досягала 500 м. Базуючись на тому, що структура цих ліній швидко реагувала на зміни швидкості та напрямку вітру, він зробив висновок, що це явище обумовлене впливом вітру на поверхню води. Звичайно, багато людей спостерігали це явище і до і після Ленгмюра, але тільки він запитав “чому?” та спробував знайти відповідь.

У вільний час (адже це було хобі) п'ятдесятирічний Ленгмюр провів серію експериментів на озері Джорджія біля Бостону. Досліди були надзвичайно простими: Ленгмюр кидав у воду листя, поплавки, інколи підфарбовував воду, слідкуючи із секундоміром за її траєкторією, вимірював температуру на різних глибинах. Результати своїх дослідів, довжиною у десять років, він опублікував у науковому журналі у 1938 році.

**Результати дослідів.** Як вже описано вище, при швидкості вітру більше від 6 м/с у воді виникає система ліво - та право - сторонніх вихорів, з траєкторією руху – горизонтальний штопор: вода рухається у напрямку вітру одночасно обертаючись у вертикальній площині, формуючи лінії сходження та розходження мас води. На поверхні лінії сходження (конвергенції) добре помітні, оскільки в них накопичується піна, сміття, ПАР (поверхнево - активні речовини) та ін. Поплавки, хаотично розкидані поміж лініями, через деякий час витягуються в лінію. Звичайно при вітрі поверхня океану покрита брижами – капілярними хвилями. А ось в середині ліній сходження брижів немає, говорячи мовою океанологів, стан поверхні моря тут нуль балів.

Відстань між лініями конвергенції залежить від швидкості вітру. Вона тим більша, чим сильніший вітер та може досягати в океані багатьох десятків і навіть сотень метрів. Між головними лініями виникають вторинні, тобто, мабуть, треба говорити не про вихорі, а про систему вихорів Ленгмюра.

Глибина їх проникнення приблизно дорівнює відстані між лініями. Океанологи вважали, що вертикальні швидкості в океані дуже малі в порівнянні з горизонтальними. Відкриття Ленгмюра спростували цю точку зору: в лініях сходження вода спускається з величезною швидкістю – від 2 до 10 см/с і зростає при збільшенні вітру. А між лініями сходження більш повільно піднімається до поверхні глибинна вода - в зонах дивергенції (розходження).

Вихорі Ленгмюра грають головну роль у перемішуванні діяльного шару [3]. Коли вони виникають, циркуляція захоплює глибинні шари і турбулентність зростає в тисячі (якщо не мільйони) разів. Хоча, вживаний нами термін ”турбулентність” в даному випадку тільки реверанс традиції, адже турбулентність – процес випадковий, а **вихори**

**Ленгмюра – процес закономірний.** Раніше ми думали, що в діяльному шарі постійно діє певний турбулентний (хаотичний) обмін, який можна описати деякими постійними коефіцієнтами. Насправді ніякого середнього постійного коефіцієнту не існує - це фікція. На поверхні в холодному поверхневому мікрошарі (skin- шар, товщина якого не більше декількох сантиметрів) теплообмін іде на молекулярному рівні. Але в нижчих шарах він збільшується в сотні і тисячі разів. Не залишається постійним за глибиною, не зменшується, як уявляли недавно. За даними натурних спостережень коефіцієнт перемішування може збільшуватись в десять разів на кожні 15 сантиметрів глибини у верхньому шарі. Механізм перемішування – мікроконвекція. Під skin- шаром вода більш солоні, ніж вище і нижче та більш холодна, тобто її щільність стає більшою від тих шарів, на яких вона базується, і починаються мікроконвективні токи вниз. При змішуванні з навколишньою водою відбувається ущільнення води (густина стає ще більшою), що збільшує глибину проникнення десь до пів метру. Під час шторму це єдиний спосіб обміну поверхні з товщею води.

**Причини виникнення вихорів Ленгмюра.** На жаль, усвідомивши значення вихорів Ленгмюра у перемішуванні верхніх шарів океану, ми не до кінця розуміємо причини їх виникнення. Нараз ми маємо біля двох десятків теорій, що протирічать одна одній. Виникнення вихорів Ленгмюра пояснюється і атмосферними вихорами (які, між іншим, інструментально не зафіксовані), і накладанням двох різнонаправлених систем хвиль, і зменшенням тертя в областях сходження, тобто підсиленням вітру над ними. Більшість дослідників стверджують, що лінії сходження завжди співпадають з напрямком вітру, а інші, - що лінії відхиляються від напрямку вітру. Ніби мізер, - скажете ви. Але такі “мізерні” невідповідності якраз і дозволяють поступово розібратися в механізмі явища. Залежність різних характерних властивостей вихорів від швидкості вітру давно і досить аргументовано доведено. Американський вчений А.Фалер вважає (і він це показав в лабораторних умовах), що зі збільшенням швидкості вітрових течій на поверхні екманівський потік може перетворитися в систему спіралеподібних вихорів з горизонтальною віссю, практично аналогічну вихорям Ленгмюра. Однак, тут слід зауважити, що:

по - перше, енергії вітру недостатньо для того, щоб перемішати шар води, товщиною декілька десятків метрів;

по - друге, навіть при сильному вітрі (десять і більше метрів за секунду) – вихорі Ленгмюра виникають не завжди.

Тут слід навести особисті спостереження викладача МДУ (Московського Державного Університету), вченого - дослідника А.Шумілова. Одного разу він провів цілий день на березі Карського моря. Був сильний вітер (близько 15 м/с), але вихорів Ленгмюра не було. День був

*похмурий – низька хмарність, уривчастий туман; все просякнуте вологою, безперервний дрібний дощ (морось); температура води і температура повітря весь день трималась на рівні 2,5 °С. Під вечір небо хвилин на двадцять раптово стало чистим. Не стало моросі. І майже зразу ж на поверхні моря з'явилися довгоочікувані лінії сходження – вихорі Ленгмюра. Потім небо затяглося – конвективні лінії зникли.*

*Відсутність вихорів Ленгмюра, яке здивувало вченого, можна пояснити специфікою метеорологічних умов, вірніше специфікою взаємодії океану та атмосфери в той день. Відсутність різниці в температурі води та повітря, висока вологість зменшили практично до відсутності випаровування та контактну віддачу тепла з океану в атмосферу. Низька температура води, хмарність, насиченість повітря водяним паром та крапельками дощу – зменшили величину ефективного випромінювання, як відомо, – основного механізму віддачі тепла океаном. Тобто, загальна тепловіддача поверхні моря була гранично мала, вірніше, мабуть спостерігалась динамічна рівновага в теплообміні між морем та повітрям, таким чином, поверхня моря не охолоджувалась. А вихорі Ленгмюра не виникали у зв'язку з відсутністю конвективної складової процесу. Адже вихорі Ленгмюра мають конвективно – дрейфову природу. Тільки нестійка стратифікація води, біля поверхні океану за рахунок, в основному, охолодження в результаті ефективного випромінювання в симбіозі з дією вітру дають ефект у вигляді вихорів Ленгмюра.*

*Вчений В.Рянжин показав, що появу вихорів можна достовірно передбачити, знаючи три величини:*

- швидкість вітру (більшу 6- 8 м/с),*
- пружність водяної пари у повітрі (чим менша, тим краще у даному випадку),*
- температуру поверхні моря (ТПМ, яку ще називають температурою skin- шару моря).*

**Екманівський потік.** Екманівський потік - більш енергійна океанська “мішалка”, ніж мікроконвекція: він захоплює шар значно більшої товщини. Розрахунки показують, що швидкість течії на самій поверхні направлена за вітром і складає десь коло 0,035 – 0,060 від швидкості вітру. Але вже на глибині 2 сантиметри вектор течії повернутий на 20<sup>0</sup> відносно напрямку вітру, на глибині 25 сантиметрів - на 45<sup>0</sup>, на глибині 2 метра – на 60<sup>0</sup>. Одночасно швидкість течії зменшується, і на глибині тертя ( $d = 600V_0$ ) практично течії вже не існує. Тобто, від поверхні до глибини тертя, яка залежить прямо пропорційно від швидкості поверхневої течії ( $V_0$ ), яка в свою чергу визначається вітром ( $W$ ), відбувається інтенсивне перемішування води, яка рухається в певному напрямку.

Стає зрозумілим, чому при перевірці екманівської теорії, під час спостережень Ф.Нансена за дрейфом льоду кут відхилення від напрямку вітру коливався в діапазоні від  $0^0$  до  $60^0$ . Все залежить від глибини, на якій встановлено вимірювач течії, а за глибиною установки ніхто взагалі не слідкував, встановлення залежало від можливостей інженера в певних погодних умовах.

### *КОНТРОЛЬНІ ПИТАННЯ*

1. Поясніть, що таке фронтальна зона і як, вимірявши температуру та солоність у ній, можна визначити, в якій пропорції змішані водні маси.
2. Що треба виміряти, щоб побудувати T,S- криву і як за нею визначити кількість водних мас, їх характеристики та глибину розташування? Навіщо нам треба це знати?
3. Сформулюйте поняття “стратифікації” та опишіть, яка повинна бути густина часточки води відносно навколишньої, щоб вона почала підніматися? Спускатися? Залишатись на місці?
4. Чому густина морської води в реальних умовах практично завжди зростає з глибиною?
5. Що таке градієнт густини і як його величина може характеризувати вертикальну стійкість води?
6. Поясніть, що таке адіабатичні процеси, адіабатичне стискання і як адіабатичне стискання води з глибиною впливає на густину води?
7. Щоб менше плутатись в цих поняттях, згадайте, що таке температура. Згадали? А тепер, виходячи з того, що температура є мірою кінетичної енергії молекул, але все-таки повністю не характеризує енергетичний стан системи, опишіть, як будуть змінюватись показники термометра зі зміною тільки об’єму води (чи повітря). Після цього поверніться до питання під номером 6.
8. Перерахуйте, які є крайні варіанти стійкості водного середовища та намалюйте схематично, як змінюється щільність води при стійкій, нестійкій та нейтральній стратифікації.
9. опишіть фізичний сенс частоти Вяйсяля- Брента та яку роль у даному процесі грає інерційність часточки води.
10. Що таке конвекція? Які необхідні умови для її виникнення?
11. Чи буває чисто солонісна, чи виключно температурна конвекція? Наведіть приклади температурної, солонісної та змішаної конвекції в реальних географічних умовах.
12. Яку роль грає ефект ущільнення при змішуванні води в результаті конвекції – збільшує, чи зменшує глибину перемішаного шару?

13. Які максимальні глибини конвективного перемішування у Світовому океані? Вкажіть місця, сезони, причини, вид конвекції.
14. А тепер поясніть, чим відрізняється конвективне перемішування від турбулентного?
15. Які можливі два режими течії і в якому з них практично не існує перемішування?
16. Вирішіть просту задачу та зробіть висновок щодо режиму течій в реальному океані. Візьмемо, наприклад, найменший поперечний розмір потоку в океані – 10м і при молекулярній в'язкості води в середньому 0,0015 кг/м с визначимо критичну швидкість, при якій починається турбулентний режим руху води в течії. Не забувайте, що критичне число Рейнольдса – мінімум 2 000. А тепер збільшіть поперечні розміри течії до 100м і зробіть ті ж розрахунки. Порівняйте реальні швидкості течій з розрахованими. Який режим течій в реальному океані – турбулентний, чи ламінарний?
17. Чому для визначення режиму течії в реальному океані існують два різних безрозмірних критерії – Рейнольдса та Річардсона?
18. Спочатку згадайте, що таке однорідне середовище і як змінюється густина (якщо змінюється?) у ньому. А тепер подумайте, яким критерієм ви будете користуватися для визначення режиму течії в однорідній за густиною воді? Неоднорідній?
19. У скільки разів горизонтальні розміри розвитку турбулентності більші від вертикальних у реальному океані і чому?
20. Турбулентність – це хаотичний процес, чи впорядкований?
21. Які причини розвитку турбулентності у верхньому (діючому) шарі океану? У придонному? Всередині океану?
22. Поясніть фізичний сенс диференційно- дифузійної конвекції. Що таке мікроконвекція у вигляді сольових пальців?
23. У досліджах показано, якщо накласти один на одного шари води з двохкомпонентним розчином сіль – цукор, то через певний час виникнуть структури, аналогічні сольовим пальцям. Опишіть цей процес, якщо швидкість дифузії солі відносно дифузії цукру набагато більша, а цукру у верхньому шарі було більше, ніж у нижньому. Як би ви назвали структури, що виникли в даному випадку?
24. Яким чином, на вашу думку, відбувається процес перемішування в океані далеко від поверхні та дна? Варіанти відповіді: молекулярний, диференційно– дифузійна конвекція, макроконвекція, турбулентність. Обґрунтуйте свою відповідь.
25. Якщо на певній глибині пройшов підводний човен і перемішав своїми лопастями шари води, за яким показником (температурою чи солоністю) можна буде найдовше спостерігати слід човна?

26. Вихори Ленгмюра – процес перемішування верхнього шару океану - хаотичний чи впорядкований? Дайте коротку характеристику цього явища (тип руху частинок води, швидкості і місця підняття та спускання води, розміри ...).
27. Якщо швидкості спускання води в зонах конвергенції (сходження) більші, ніж швидкості підняття в зонах дивергенції (розходження), то чи симетричні ліво - та правосторонні вихори? Намалюйте поперечний розріз вихорів Ленгмюра та зобразіть схематично розміри та форми траєкторій, якщо швидкості опускання води, наприклад, в два рази більші від підняття.
28. Поясніть “конвективно- дрейфову” природу вихорів Ленгмюра.
29. Чому для виникнення вихорів необхідним є не тільки вітер, а й мала вологість атмосфери?
30. Як Екманівський потік перемішує воду?
31. А тепер перерахуйте всі види перемішування в океані, які нам відомі, поставте їх у ієрархічному порядку, наприклад, за швидкістю. Далі визначте, які з перерахованих видів перемішування мають найбільше значення для: придонного шару; поверхневого діяльного шару та глибинного, далекого від поверхні та дна.
32. Відповідно до відповіді на попереднє питання зробіть певні узагальнення щодо механізмів перенесення шкідливих домішок, що потрапили в океан. Де найшвидше домішки будуть переноситись, розбавляться; а де найдовше зберігатись? Яке значення при цьому матиме щільність домішок?
33. Чому океан не є однорідним в горизонтальному та вертикальному напрямках? Яке має значення неоднорідність океанської води для виникнення процесів перемішування? Що є кінцевим ефектом (метою) будь - якого процесу перемішування?



## VI. ХВИЛІ В ОКЕАНІ

Морські хвилі класифікуються за різними ознаками. Наведемо деякі із загально прийнятих класифікацій.

1. В залежності від сил, що викликають їх (вітрові, анемобаричні, сейсмічні, припливні, корабельні та ін.)
2. Вільні та вимушені (знаходяться весь час під дією сили, що збудила їх, чи ні).
3. За місцем знаходження (поверхневі та внутрішні).
4. За характером руху (поступальні, коли форма хвилі рухається у просторі, чи стоячі – коли форма стоїть на місці) та ін.

**Історія питання.** Ще Арістотель (384 – 322 рр. до н.е.) ясно уявляв собі, що вітер, який дме над морем, є головною причиною виникнення та зростання хвиль.

А.Пліній (23 – 73 рр. до н. е.) підмітив, що при розливі масла на поверхні моря хвилі заспокоюються.

До середини XVIII ст. розуміння проблеми вітрохвильової взаємодії не стало кращим, тобто всі вчені погоджувались, що хвилі виникають від вітру, але яким чином відбувається процес передачі енергії не розуміли. Наприклад, Бенджамін Франклін у 1774 р. говорив, що вітер морщить верхній шар води і ці брижі, якщо вітер зростає, є зачатком майбутніх хвиль, бо якщо брижі полити маслом - хвилі не зростають і поверхня заспокоюється.

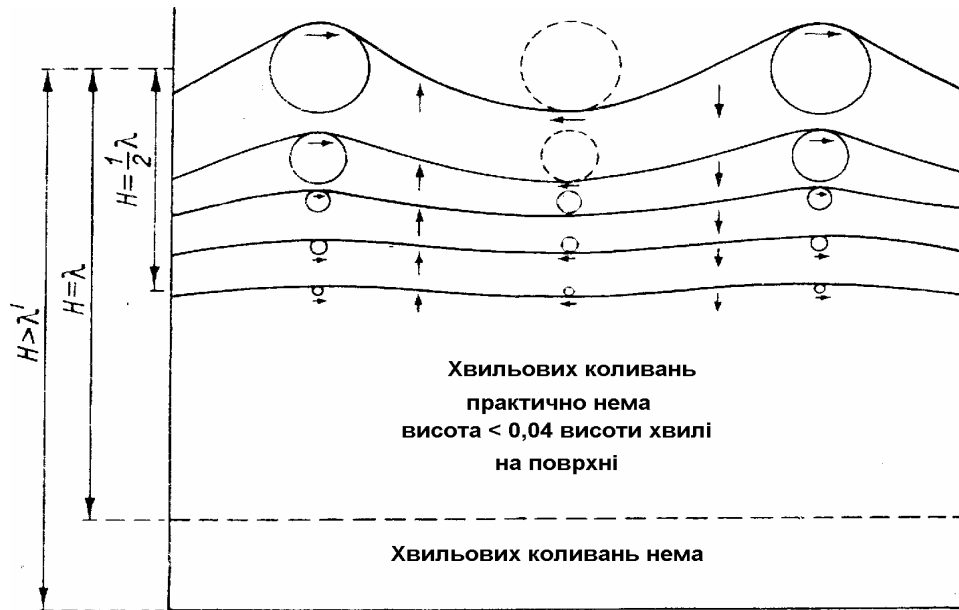
І тільки у 1802 році австро-угорський вчений Франц Герстнер почав робити досліди у хвилепродукторі з різними рідинами, включаючи і ртуть, та за допомогою трасерів і підфарбовування рідини пізнавав основні особливості загадкового явища – хвиль. Його досліди дещо пізніше продовжили чеські вчені брати Вебер. Розглянемо основні результати цих досліджень.

### **Перша теорія хвиль (трохоїдальна теорія)**

Для початку слід запам'ятати, що **хвиля – це форма, що рухається, а вода при цьому залишається на місці** [1, 2].

Частинки води у хвилі рухаються по колу (майже замкнута колова орбіта), діаметр якого дорівнює висоті хвилі; причому, частинки, які знаходяться в гребені, рухаються в напрямку переміщення хвилі, а ті, що знаходяться в підшві – в протилежному напрямку (рис.6.1).

Профіль хвилі найближчий до трохоїди – кривої, яку описує точка в середині кола, коли коло рухається прямо.



**Рис. 6.1** Зміна профілю трохіодальної хвилі з глибиною. Гребені та підшви хвиль на глибині розташовані під гребенями та підшвами на поверхні, тобто ні довжина ( $\lambda$ ), ні період ( $\tau$ ), а отже, і фазова швидкість ( $C_\phi$ ) хвиль з глибиною не змінюються. На глибині, що дорівнює половині довжини хвилі, хвилювання практично відсутнє [1].

Гребені і підшви хвиль на глибині розміщуються під гребенями і підшвами на поверхні, тобто ні довжина( $\lambda$ ), ні період( $\tau$ ), а значить і фазова швидкість( $C_\phi$ ) хвиль з глибиною не змінюється.

Колові орбіти дуже швидко зменшуються з глибиною, тобто, хвилі швидко затухають (за експоненційною залежністю).

На глибині, що дорівнює довжині хвилі – хвиль немає; а на глибині  $Z = 0,5\lambda$  їх висота приблизно рівна  $0,04h_0$  ( $h_0$  - висоті хвилі на поверхні), тобто дуже маленька. Таким чином, можна вважати, що на глибині половини довжини хвилі, хвилювання практично відсутнє.

Якщо глибина моря набагато менша половини довжини хвилі, орбіти руху часток води сплющуються, а біля дна рух стає майже реверсно – поступальним (рис.6.4).

Енергія трохіодальної хвилі (ідеальної) складається з кінетичної та потенційної, які рівні між собою. Всередньому енергія за період, зосереджена під одиничною площею поверхні хвилі (питома енергія) буде рівна

$$E = \rho g h^2 / 8, \quad (6.1)$$

де  $\rho$  – густина морської води,  
 $g$  – прискорення вільного падіння,  
 $h$  – висота хвилі.

Повна ж енергія хвилі певних розмірів буде результатом множення питомої на площу поверхні цієї хвилі:

$$E = \rho gh^2 / 8 \times b\lambda, \quad (6.2)$$

де  $b$  – ширина гребеня;  $\lambda$  – довжина хвилі.

### ДОДАТКОВИЙ МАТЕРІАЛ

Хвилі можуть бути будь-яких розмірів: починаючи від мілких брижів і закінчуючи гігантськими штормовими та припливними хвилями, довжина яких теоретично дорівнює половині довжини Земної кулі. Та існує єдина система позначення основних елементів хвиль (рис.б.2):

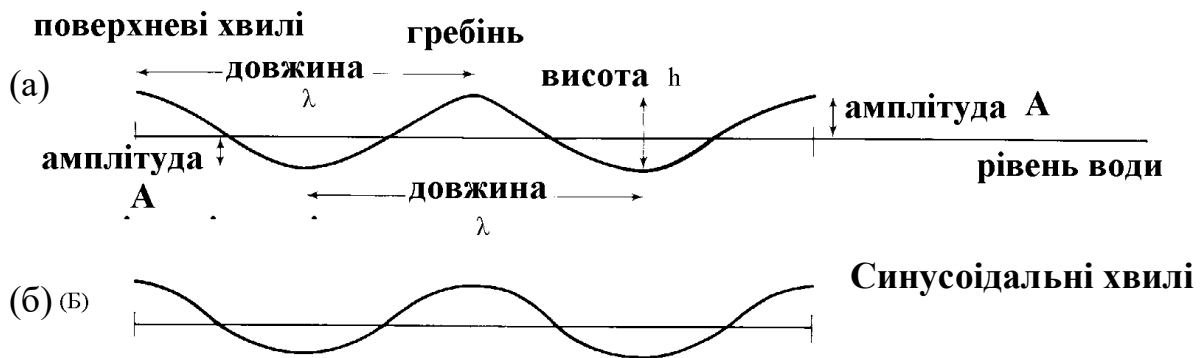
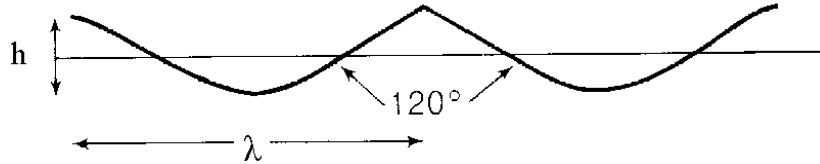


Рис. 6.2 Профіль трохоїдальної (ідеальної) хвилі (а), синусоїдальної хвилі (б).

- гребінь – найвища точка хвилі;
- улоговина (підощва) – найнижча точка хвилі;
- висота хвилі ( $h$ ) – відстань по вертикалі від улоговини до гребеня;
- довжина хвилі ( $\lambda$ ) – відстань по горизонталі між двома послідовними гребенями (або улоговинами);
- період хвилі ( $\tau$ ) – проміжок часу в секундах між моментами проходження через одну і ту саму точку двох послідовних гребенів хвилі (або час, за який проходить одна довжина хвилі);
- фазова швидкість хвилі ( $C_{\phi} = \lambda / \tau$ ) – швидкість переміщення гребеня хвилі за її період (фазова - бо рухається лише форма, вода при цьому залишається на місці) [1, 2];
- крутизна хвилі - співвідношення висоти до довжини хвилі ( $h/\lambda$ ); якщо це співвідношення буде дорівнювати 1 до 7 (що рівно приблизно куту  $120^{\circ}$  під гребенем хвилі) – то хвиля повинна зруйнуватися (рис.б.3);
- $\omega$  - кутова швидкість руху часток за орбітами ( $\omega = 2\pi / \tau$ );

- $v$  - лінійна швидкість орбітального руху часток ( $v = \omega r$ );
- $\lambda = 2\pi r$  - довжина хвилі через радіус руху часток в трохіоді;



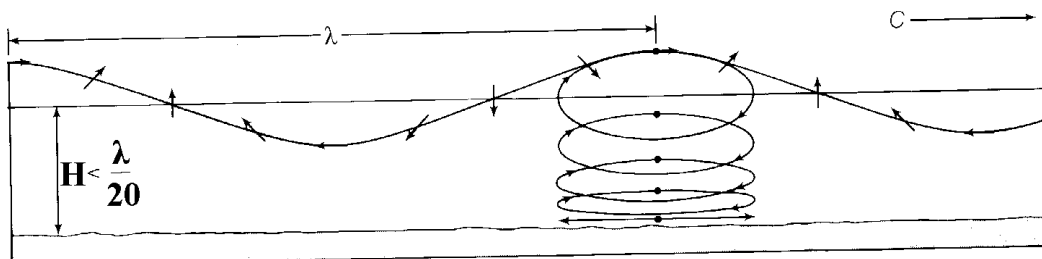
**Рис. 6.3** Співвідношення висоти до довжини хвилі (1:7) чи відповідний кут  $120^\circ$ , при якому хвиля руйнується.

Якщо глибина моря дуже мала порівняно з довжиною хвилі, тертя об дно деформує орбіти руху частинок води (рис.6.4). Дно не дає можливості розвитку вертикальних коливань, тому колові орбіти розтягуються в еліпсоподібні. А біля самого дна рух часток може навіть бути реверсно - поступальний. Саме такий рух формує на дні біля самого берега хвилі з піску. Заміривши відстань між двома найближчими пісковими гребенями можна дізнатись довжину хвилі, що сформуєвала їх.

З формули залежності зміни радіуса орбіти руху часток ( $r$ ) від глибини ( $z$ ) та довжини хвилі ( $\lambda$ )

$$r_z = r_0 e^{-2\pi z / \lambda} \quad (6.3)$$

можна зробити висновок, що чим менша глибина і більша довжина хвилі, тим менше повинен змінюватись радіус орбіти і тим більша буде відстань між гірками з піску на дні.



**Рис.6. 4** Зміна орбіти руху часток води у мілкому морі ( $H \ll \lambda/2$ ).

## Вплив глибини моря на фазову швидкість хвилі

Перед тим як перейти до цього важливого питання, необхідно чітко розуміти, що є хвилі, які відчують тertia об дно. Це можливо у тому випадку, коли глибина моря менша від половини довжини хвилі, адже за даними експериментів нижче цього рівня хвилі вже немає. Виходить, що глибина моря через тertia може впливати не тільки на форму орбіти часток у хвилі, а й на швидкість її розповсюдження. Якщо глибина моря велика відносно довжини хвилі, - то звичайно ж цього впливу на швидкість хвилі не буде. Тому вчені розділили (або класифікували) всі хвилі, що спостерігаються в Океані на ті, що відчують дно; ті, які цього впливу не мають, та ті, на швидкість яких вплив тertia об дно вирішальний.

**Хвилі, що рухаються в басейні, глибина якого більша половини довжини хвилі, не відчують дно і називаються *короткими*.**

**Хвилі, що рухаються в басейні, глибина якого менша однієї десятої довжини хвилі, тобто тertia об дно для їх руху є вирішальним, називаються *довгими*.**

**Хвилі, що рухаються в басейні, глибина якого менша за половину довжини хвилі, але більша за одну десяту, називаються *хвилями мілини*.** Вплив тertia об дно для їх руху не вирішальний, але відчутний.

Теорія хвиль з урахуванням глибини моря дає таку формулу для фазової швидкості хвилі:

$$C_{\phi}^2 = g\lambda/2\pi \times \text{th}(2\pi H/\lambda), \quad (6.4)$$

де  $H$  – глибина моря.

Але ми вже знаємо, що існують хвилі, які відчують дно, тобто на швидкість їх розповсюдження повинно якимсь чином впливати тertia об дно, та хвилі - вільні від цього впливу. Скористаємося таблицею 6.1 значень  $\text{th}(2\pi H/\lambda)$  при різних співвідношеннях довжини хвилі до глибини басейну, в якому вона розповсюджується.

Таблиця 6.1

$H/\lambda$	<b>1,0</b>	<b>0,5</b>	0,25	0,12	0,10	0,05	0,016
$2\pi H/\lambda$	6,28	3,14	1,57	0,78	<b>0,63</b>	<b>0,31</b>	<b>0,10</b>
$\text{th}(2\pi H/\lambda)$	<b>1,0</b>	<b>1,0</b>	0,91	0,65	<b>0,56</b>	<b>0,29</b>	<b>0,10</b>

Як видно з таблиці, **для коротких хвиль** (де глибина більша  $0,5\lambda$ , тобто від 0,5; 1,0 і т.д.) значення  $\text{th}(2\pi H/\lambda)$  дорівнює одиниці. Таким

чином, загальна формула (6.4) для коротких хвиль перетворюється у дуже просту формулу (6.5), з якої видно, що швидкість хвиль, які не відчувають дно, тобто розповсюджуються в басейні, глибина якого більша половини їх довжини, залежить виключно від довжини хвилі:

$$C_{\phi}^2 = g\lambda/2\pi \quad (6.5),$$

або

$$C_{\phi} = \sqrt{g\lambda/2\pi} \quad (6.6),$$

*Для довгих хвиль* (де глибина менша  $0,1\lambda$ ), як видно з таблиці, значення тангенсу гіперболічного  $\text{th}(2\pi H/\lambda)$  практично дорівнює його аргументу ( $2\pi H/\lambda$ ). Таким чином, використовуючи формулу (6.4) та замінюючи в ній тангенс гіперболічний на його аргумент, одержуємо, що швидкість довгих хвиль ( $H < 0,1\lambda$ ), тобто хвиль, що рухаються в мілкому басейні відносно їх довжини, визначається виключно глибиною басейну ( $H$ ):

$$C_{\phi}^2 = gH \quad (6.7),$$

або

$$C_{\phi} = \sqrt{gH} \quad (6.8).$$

*Для хвиль мілини* ( $0,5\lambda > H > 0,1\lambda$ ) при розрахунках фазової швидкості хвилі користуються загальною формулою (6.4).

Можна зробити висновок, що всі хвилі при підході до похилого берега стають довгими, тому їх швидкість визначається виключно глибиною басейну. Тертя об дно часток води, що рухаються в довгій хвилі, настільки велике, що вони розмивають дно, переміщують величезні маси наносів, змінюючи дно та береги.

## Трансформація хвиль біля берега

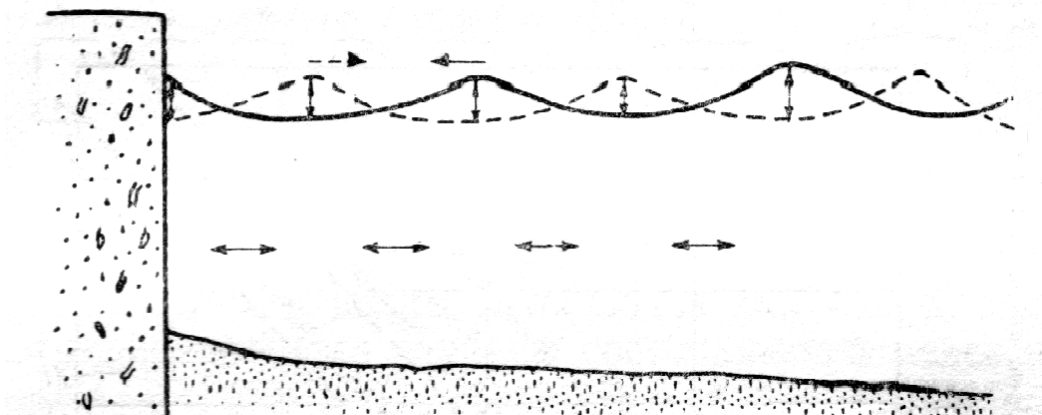
Реальне хвилювання в Океані звичайно представлене не одним типом хвиль певного розміру, а сукупністю хвиль. Коли різні хвилі наближаються до берега, виходять на мілину, то вони відчувають особливі зміни. Одночасно можуть відбуватися як мінімум три процеси: **відбивання, дифракція та рефракція хвиль**. При відбиванні хвилі ідуть у зворотному напрямку під дією вертикальної перешкоди; під час дифракції їх енергія перерозподіляється в зони, надійно захищені від вітру; а під час рефракції - гребені хвиль вигинаються, пристосовуючись до рельєфу дна, що поволі міліє. Дуже пологі хвилі глибокої води при вході в гирло

можуть різко збільшити свою висоту, або розсіпатись на декілька більш мілких хвиль. Якщо ж хвилі заходять в бухту чи затоку, може мати місце значна штовханина (невпорядковане хвилювання).

Коротше кажучи, хвилі мілини мають складний характер і тим викликають великий інтерес, адже саме на мілині відбувається робота хвиль, яка має важливе значення для життя людини.

**Відбивання хвиль від берега.** Зустрічаючи на своєму шляху вертикальну перепону, наприклад, скелю, що піднімається з дна моря чи крутий берег, хвиля відбивається від цієї перепони практично без затрат енергії. Якщо ми маємо групу хвиль з однаковим періодом, то при відбиванні виникають, так звані, стоячі хвилі. Орбіти часток води прямої та відбитої хвилі взаємодіють таким чином, що біля вертикальної перепони спостерігається рух тільки по вертикалі, а на відстані четвертої частини довжини хвилі і далі, в так званих вузлах, - тільки по горизонталі, приблизно так, як зображено на (рис.6.5).

Тут важливим є те, що хвиля за формою подібна до синусоїди, майже не тисне на перепону. Тому скрізь, де це можливо, хвилерізи будують на великій глибині, тобто так, щоб відбивання хвиль відбувалось без затрат енергії (без руйнування). Якщо ж хвилі біля вертикальної перепони розбиваються, то виникає дуже великий ударний тиск руйнівної сили.



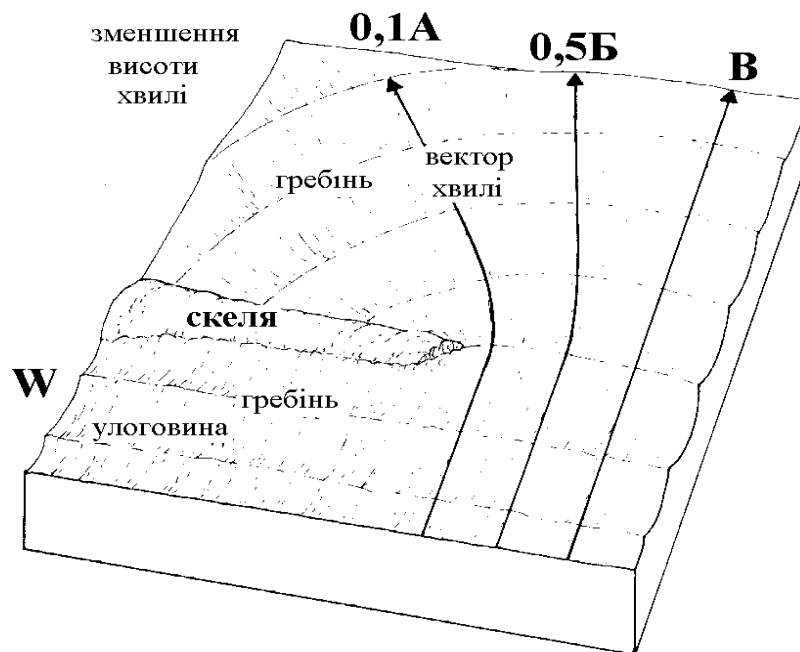
**Рис. 6.5** Відбивання хвиль від вертикальної стіни (перешкоди). При цьому утворюються стоячі хвилі (хвилі, в яких форма не рухається поступально в просторі); рух часток води відбувається в напрямках, вказаних стрілками.

По суті, будь - яка перепона хоча б частково відбиває хвилі. Хвилі відбиваються від підводних бар'єрів, наприклад, від затоплених коралових рифів, хоча на перший погляд може здатися, що хвилі проходять над рифом без особливих змін. Хвилі можуть відбиватися і від крутого підводного схилу, причому, досить значно. Коли відбиті хвилі йдуть назад та відбувається зіткнення з прямими хвилями, гребені їх стають вужчі та

гостріші і можна спостерігати моментальні потужні злети тонких шарів води до 7 м і вище.

**Дифракція хвиль.** Уявіть собі, що по Океану іде група довгих пологих хвиль зйбу та на її шляху з глибин піднімається крутий скелястий острів. Нормально було б чекати, що з підвітряної сторони (тобто там, де нема вітру) хвилі будуть відсутні або, у крайньому випадку, набагато нижчі та корабель зможе сховатися від хвиль саме там. Але де саме, і чи взагалі можна розраховувати знайти позаду острова зону хвильової тіні (повної відсутності вітру та хвиль)?

На таке питання вимушені відповісти негативно, адже існує дифракція хвиль. Суть цього явища в тому, що у міру проходження хвиль повз острів, частина хвильової енергії розсіюється і гребені проникають на територію, яка ніби то надійно захищена островом. На рис.6.6 показано, що відбувається у подібній ситуації.

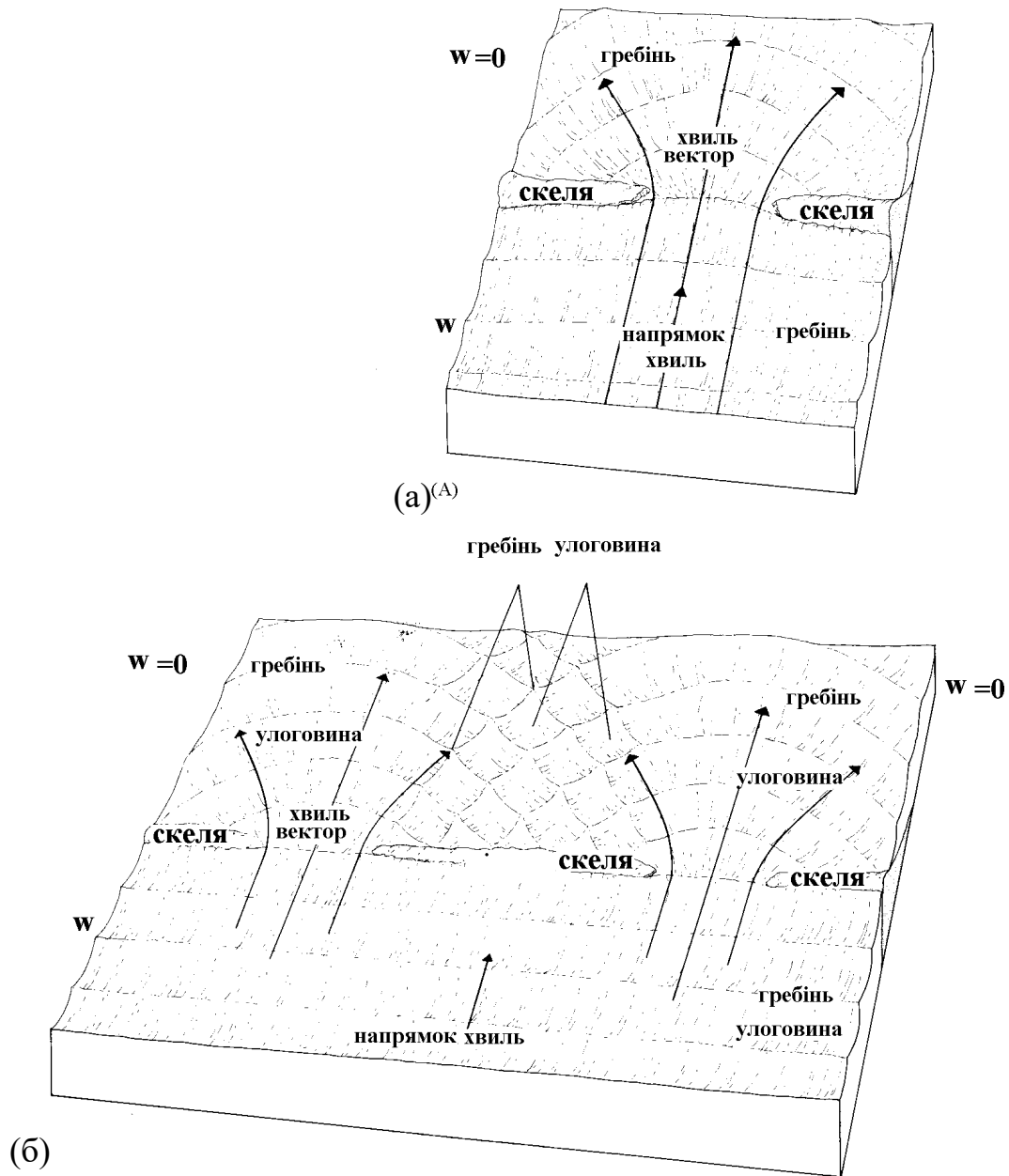


**Рис. 6.6** Класичний приклад дифракції за скелястим берегом у глибокому морі. Коли група правильних хвиль пройде острів, частина енергії із сектора Б і В переміщується вздовж гребенів в сектор між Б і А. Числа, що стоять перед А, Б, і В – це приблизні коефіцієнти дифракції для даного гіпотетичного випадку, що вказують, у скільки разів зменшилась висота хвилі, а отже, і енергія.

Коли група правильних хвиль пройде острів чи півострів, частина енергії із сектора Б і В переміститься вздовж гребенів в сектор між Б і А, що видно за коефіцієнтами дифракції, що стоять перед А, Б, і В. Інакше



кажучи, в точці В хвилі повністю зберігають свою висоту, в точці Б їх висота вдвічі менша вихідної а в А - хвилі досягають лише однієї десятої висоти хвилі В.



**Рис. 6.7** Приклади дифракції (а) – хвильова енергія потрапляє в закриті від вітру та особистих хвиль зони, при цьому зменшуючи висоту хвилі головного напрямку; (б) – дифракція із зафіксованою інтерференцією хвиль в, так званій, зоні хвильової (вітрової) тіні.

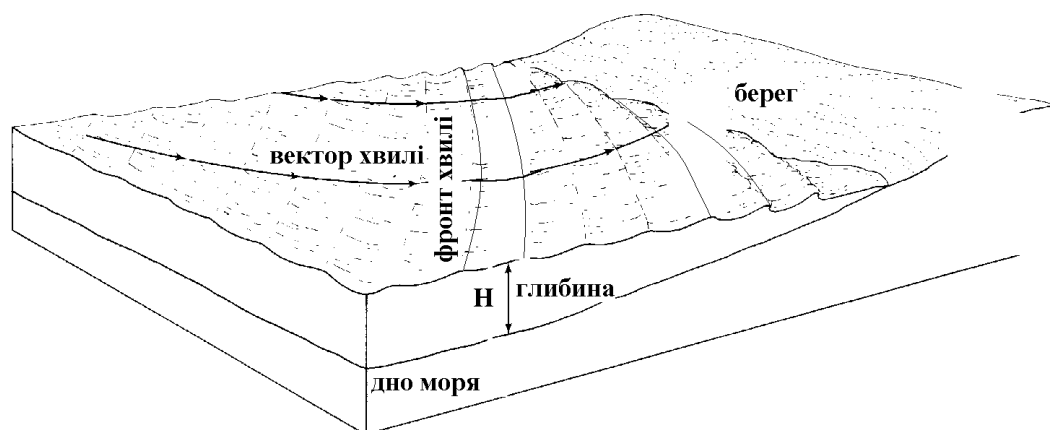
Інженери, що проектують хвилерізи, причали чи інші берегові споруди, повинні неодмінно враховувати явище дифракції: у іншому

випадку судна, що стоять заякорені у здавалося б спокійній бухті з підвітряного боку, можуть постраждати від хвиль.

Слід підкреслити, що **дифракція можлива тільки на глибокій воді**. Для нашого прикладу ми спеціально вибрали скелястий острів, що круто піднімається з морських глибин. Якби шлях тих самих хвиль лежав над похилим дном, то ми мали б зовсім іншу картину – бо в дію вступила б рефракція хвиль.

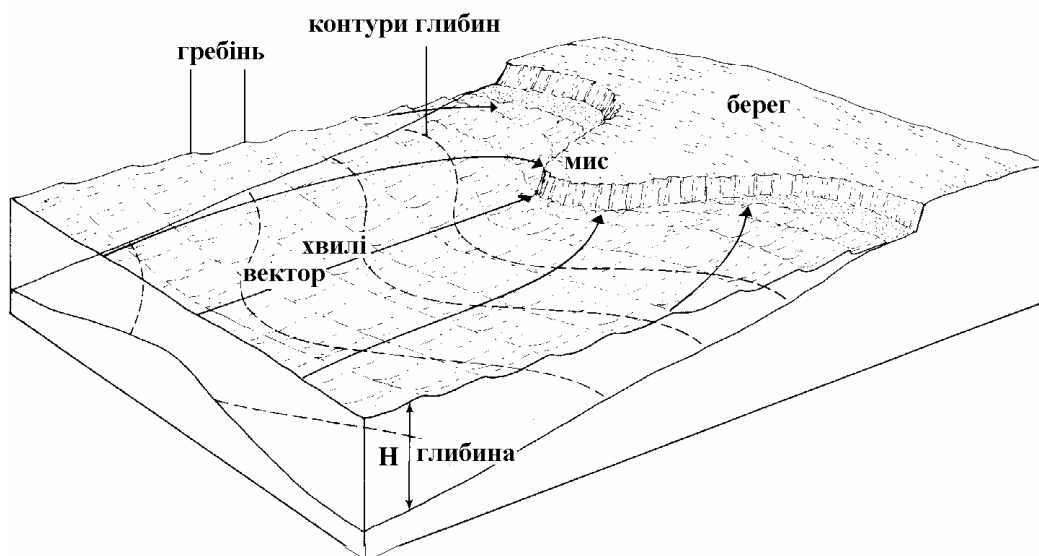
**Рефракція.** Саме слово “рефракція” означає “вигин”, або “викривлення”. Коли хвиля входить на мілину, тобто стає довгою, тертя об дно гальмує рух хвилі, причому повільніше рухається та частина фронту хвилі, що знаходиться ближче до берега, тобто, на малих глибинах. Згадайте, при зменшенні глибин хвилі стають довгими і їх швидкість визначається за відомою простою формулою ( $C_{\phi} = \sqrt{gH}$ , де  $H$  - глибина водойми). Оскільки окремі ділянки фронту хвилі потрапляють на різні глибини, у зв'язку з нерівним рельєфом дна, гребені вигинаються і напрямок руху хвилі безперервно змінюється. В цілому, гребені хвиль намагаються зайняти положення, паралельне ізобатам, тобто, береговій лінії.

На рис.6.8 наведений простий приклад, коли група правильних хвиль підходить до прямолінійної берегової лінії під гострим кутом. Гребені намагаються розвернутися паралельно до берега, бо рух частини фронту хвилі, яка раніше вийшла на мілину, уповільнюється, а інша частина фронту, що рухається на глибокій воді, рухається швидше.



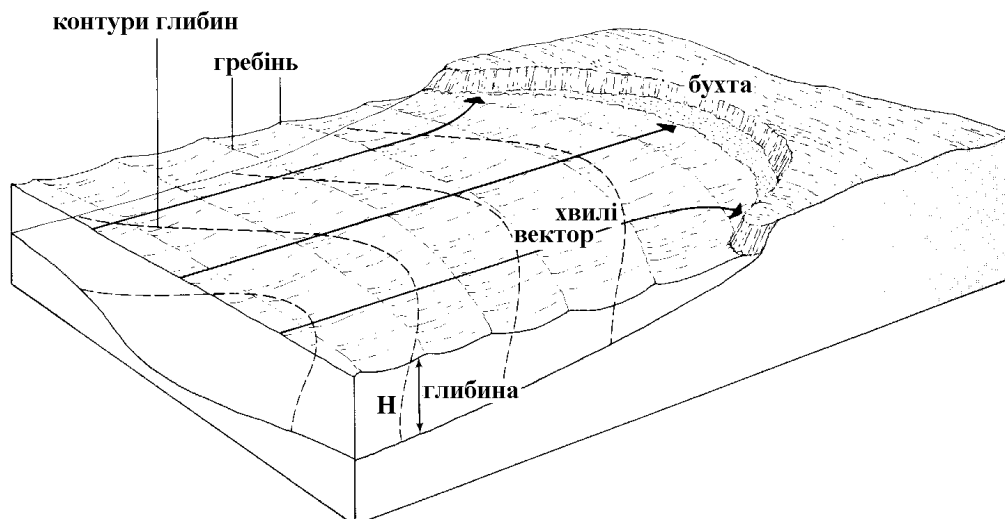
**Рис. 6.8 Простий приклад рефракції**, коли група правильних хвиль підходить до прямолінійної берегової лінії під гострим кутом, а біля самого берега повертається майже паралельно до берегової лінії.

Крім цього ефекту, рефракції також характерна концентрація енергії хвиль біля мисів (рис.6.9). Це означає, що рефракція має важливе геологічне значення.



**Рис. 6.9** Ефект рефракції, коли відбувається процес концентрації енергії хвиль біля мису.

В затоках навпаки, при малих глибинах, енергія хвиль не концентрується, а “розмивається” (рис.6.10). Тобто, висота хвилі в затоках, на відміну від мисів, при одному і тому самому вітрі завжди буде менша.



**Рис. 6.10** Ефект рефракції у мілководній затоці. Енергія хвиль не концентрується а “розмивається”.

Навіть поблизу острова круглої форми з мілкими берегами група хвиль, що ідуть в певному напрямку, настільки трансформуються, що хвилі ніби огортають острів: майже скрізь гребені підходять до берега паралельно.

**Слід підкреслити, що процес рефракції починається в той момент, коли хвилі досягають певної критичної глибини – меншої половини довжини хвилі, та перетворюються у хвилі міліни.**

Розрахувавши швидкість хвилі на міліні, можна побудувати схему різних частин хвилі за рівні проміжки часу. Схеми рефракції дуже допомагають при визначенні впливу хвиль різних напрямків та періодів на берег, особливо при проектуванні споруд в береговій зоні.

### *ДОДАТКОВИЙ МАТЕРІАЛ*

*Існує декілька методів побудови схем рефракції. При будь - якому методі починати треба з точної батиметричної карти (карти рельєфу дна) – від берегової лінії до глибини, рівної половині довжини найбільш довгої хвилі. Потім слід визначити період та напрямок хвиль. На базі накопиченого матеріалу на будь - якій береговій ГМС, використавши елементарну статистичну обробку даних, можна визначити, які саме хвилі найбільш характерні для даної частини узбережжя. Для цього використовують синоптичні карти за минулі роки (напрямок вітру та руху хвиль), висоти і періоду хвиль. Найперше треба провести пряму лінію, що визначатиме фронт хвилі на глибокій воді.*

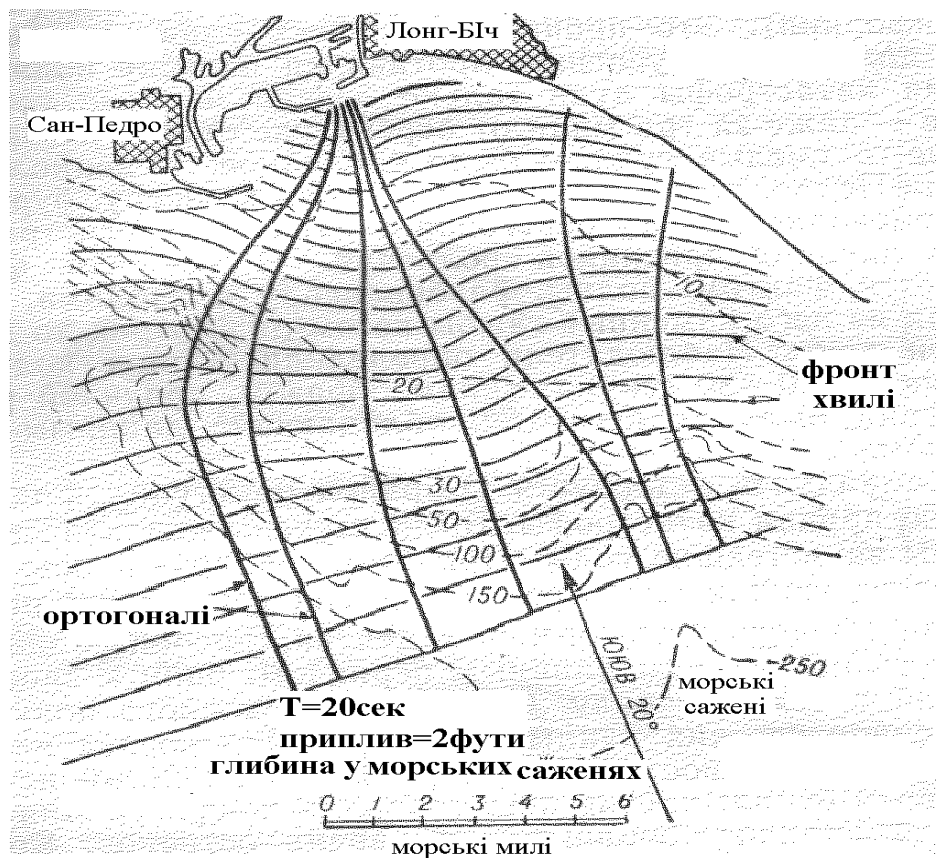
*З'єднуємо стрілкою, перпендикулярною до фронту хвилі (така стрілка називається "променем хвилі", або вектор хвилі). Якщо укладач схеми користується першим методом, він проводить кожен наступний гребінь паралельно попередньому на відстані, пропорційній розрахованій ним довжині хвилі, яка зменшується з кожною наступною ізобатою. В результаті одержимо картину руху фронту хвилі.*

*Побудована таким чином схема показує послідовне положення фронту (гребенів) хвилі через рівні відрізки часу, що дорівнюють періоду хвилі. Зі зменшенням швидкості хвилі, гребені послідовних хвиль зближуються все тісніше.*

*Схема рефракції дає відповідь на найголовніше питання: як розподіляється енергія, коли хвиля досягає берега? Якщо лінію фронту глибоководної хвилі розділити на рівні частини і провести через середину кожного відрізка перпендикуляр (промінь хвилі), ми одержимо картину розподілення енергії вздовж берега. Кількість енергії між перпендикулярами буде однаковою. Проведені лінії називають ортогоналями. Відношення довжини відрізка між двома сусідніми ортогоналями на глибокій воді до аналогічного відрізка біля пляжу називається коефіцієнтом рефракції. Знаючи цей коефіцієнт, можна порівнювати кількість енергії хвиль в різних точках узбережжя та визначати ефективність проектування хвилерізів.*

*Практика є свідком, що описаний вище метод "ретроспективного" розрахунку елементів хвилювання, схем рефракції і справді допомагає*

визначити, хоча б і в минулому часі, причини загадкових руйнувань берегових споруд. Як приклад можна розглянути рис.6.11.



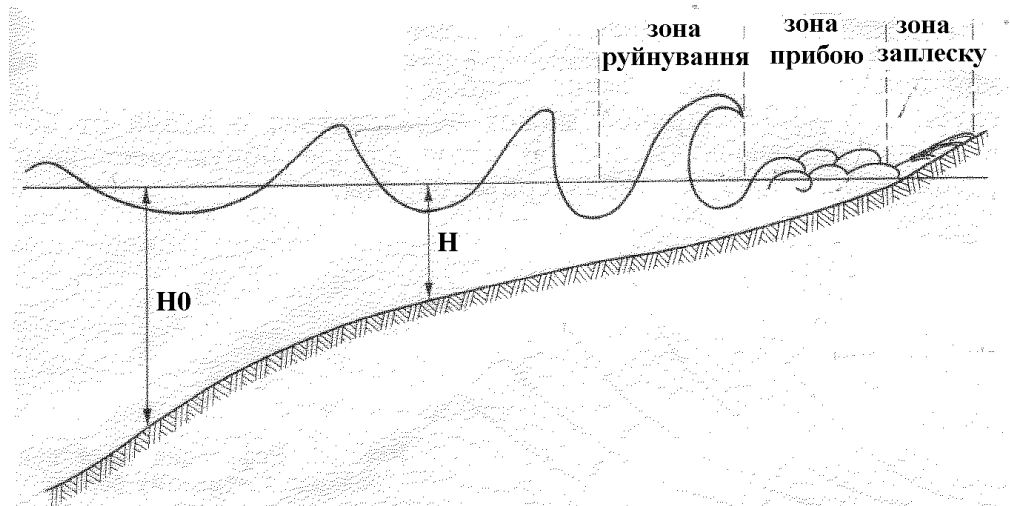
**Рис. 6. 11** Схема рефракції руйнівних хвиль біля Лонг-Біча (Штат Каліфорнія). На малюнку показано, як особливості підводного рельєфу (різке підняття дна) далеко від берега стало причиною концентрації енергії хвиль на хвилеріз [2].

До розглянутого нами явища рефракції можна застосовувати закони заломлення світлових чи інших хвиль. В.В.Шулейкіним у 1955р. був розроблений метод розрахунку кута підходу хвилі до берега, виходячи з її параметрів, напрямку розповсюдження у відкритому морі та глибини певного місця, з використанням коефіцієнту заломлення. Останній визначається як співвідношення швидкості розповсюдження хвилі на, так званій, умовно безкінечній та на певній глибині.

**Деформація та руйнування хвиль біля похилого берега.** Біля похилого берега хвилі, що підходять, деформуються, а потім – руйнуються, утворюючи прибій та заплеск (рис.6.12).

Початок деформації - з глибини, меншої половини довжини хвилі ( $H_0$ ). Хвиля під дією тертя об дно перетворюється з короткої в довгу. При переході далі на все меншу глибину, хвиля передає свою енергію все

меншій масі води, завдяки чому зростає її висота, а отже, і енергія ( $E = \rho gh^2 / 8$ ). В результаті тертя біля берега зменшується відчутно довжина і фазова швидкість хвилі; період при цьому залишається практично незмінним.



**Рис. 6.12** Трансформація хвилі біля похилого берега з кінцевим руйнуванням. Початок деформації - з глибини, меншої половини довжини хвилі (у даному випадку з глибини  $H_0$ ).

Зменшення довжини та збільшення висоти хвилі при підході до берега різко збільшує крутизну хвилі ( $h/\lambda$ ), тобто губиться стійкість і **хвиля руйнується, утворюючи прибій та заплеск, десь починаючи з глибини  $1,3h$** . Руйнування хвиль значно прискорює зустрічний відтік по дну мас води заплеску, які викидає прибій на берег.

## Виникнення та розвиток вітрових хвиль

Обмін енергією між атмосферою та океаном здійснюється направлено: кінетична енергія, в основному, передається від атмосфери до моря, а потоки водяної пари та тепла – від моря до атмосфери. Відомо, що з повної кількості руху ( $mV$ ), що передається від атмосфери до океану, лише невелика доля витрачається на утворення морських течій; більша частина витрачається на продукування поверхневих гравітаційних хвиль (>80%). Хоча розроблено за останнє століття багато теорій, що стосуються різних аспектів виникнення, розвитку, руйнування вітрових хвиль (Хейлса, Джефріса, Свєрдрупа і Манка, резонансна теорія Філіпса та ін.), але і зараз можна повторити слова видатного дослідника Урсела (1956): ***"Вітер, що дме над поверхнею води генерує хвилі за допомогою фізичних процесів, які не можуть вважатись відомими"***.

Однак, нам здається, що слід привести, хоча б в загальних рисах, наприклад, теорію В.В.Шулейкіна стосовно генерації хвиль.

Передача енергії вітру гравітаційній хвилі, відповідно до досліджень В.В.Шулейкіна, відбувається двома шляхами: основна енергія передається нормальним тиском вітру в процесі обтікання профілю хвилі, менше на порядок – дотичною напругою вітру.

Продування моделей хвиль в аеродинамічних трубах показує, що швидкість вітру над гребенем майже в чотири рази більша, ніж над подошвою. Крім цього, над навітряним схилом швидкість вітру більша, ніж над підвітряним. Завдяки цьому аеродинамічний тиск над точками хвилі, що знаходяться на одному рівні, більший на навітряному схилі, ніж на підвітряному. Тому частки на навітряному схилі, що рухаються за своїми орбітами вниз, одержують від тиску більший імпульс, ніж той опір тиску, що зустрічають частки води на підвітряному схилі, які рухаються за орбітою вгору. Цей ефект тиску подібний тому, коли примушують м'яч підплигувати, ритмічно вдаряючи його рукою в моменти початку падіння.

В процесі розвитку вітрового хвилювання висота та довжина хвилі ростуть неоднаково. Спочатку висота хвилі зростає дещо швидше, ніж довжина, завдяки чому крутизна хвиль збільшується. Після досягнення крутизни 10 – 12% довжина хвилі зростає швидше висоти. Разом з довжиною зростає і фазова швидкість хвиль, яка може досягати і навіть перевищувати швидкість вітру (рис. 6.13).



**Рис. 6.13** Схема виникнення та розповсюдження вітрових хвиль; перетворення вимушених хвиль у вільні (зиб).

Викликані вітром хвилі, що розповсюджуються в області хвилеутворення після ослаблення вітру чи зміни його напрямку, чи викликані вітром хвилі, що прийшли з області хвилеутворення в іншу, де дме вітер з іншою швидкістю та іншим напрямком, називаються **зибом**.

**Мертва зиб** – це викликані вітром хвилі, що продовжують розповсюджуватись при відсутності вітру.

З цих визначень можна зробити висновок, що відношення фазової швидкості хвилі до швидкості вітру для зибу буде завжди більшим від одиниці ( $C_f/W > 1$ ), тобто, - **це хвилі вільні**.

Похилі хвилі зибу великої довжини виходять за межі штормової зони та розповсюджуються попереду неї як хвилі – передвісники шторму. Цей

факт добре відомий морякам: наприклад, в тропіках зиб незвичайного напрямку може попередити про наближення урагану чи тайфуну. Зиб може розповсюджуватись дуже далеко від того місця, де утворюються хвилі: 2000 км для фіксації зибу – це майже норма. Вчені Барбер та Урсел, аналізуючи хвилеграми, одержані на узбережжі Лендсенда (США, Тихий океан) знайшли прикмети зибу, породженого штормом біля мису Горн, тобто на відстані 10 000 км. Навіть доведено, що зиб, який виникає під час штормів на півдні Індійського океану, *може обійти половину Земної кулі* та прийти до тихоокеанського узбережжя Північної Америки.

Під час шторму завжди генеруються хвилі різної довжини. Найдовші з них переміщуються найшвидше та досягають спостерігача першими. Вважається, що розповсюдження зибу є лінійним процесом, тобто хвилі різних довжин та періодів ведуть себе незалежно одна від одної. Внаслідок цього, хвилі зибу, що прийшли від віддалених штормів, можуть існувати разом з місцевими хвилями. Також відомо, що чим нижча частота зибу, тим повільніше вона затухає в процесі розповсюдження.

### Прогноз хвилювання

В процесі розповсюдження від місця зародження хвилі все більше часу знаходяться під дією вітру і, звичайно, чим більша ця відстань, що називається розгоном хвилі ( $x$ ), тим більш розвинуті хвилі, більша їх висота, довжина, період.

Хоча повного розуміння механізму генерації хвиль ще не досягнуто, вирішеною можна вважати таку задачу: одержання співвідношень, за допомогою яких за швидкістю вітру, його часом дії та розгоном можуть бути знайдені з достатньою для практики точністю головні характеристики хвиль ( $h$ ,  $\lambda$ ,  $\tau$ ). Звичайно, розвиток фізичного підходу до прогнозу хвилювання залишається кінцевою метою, але поки всі проблеми зростання та руйнування хвиль, особливо перерозподілу енергії, що викликані нелінійними взаємодіями, не вирішені аналітично, використовуються і досить непогано напівемпіричні методи прогнозу. Що стосується нашої країни, то найбільшою популярністю користуються напівемпіричні формули, наведені в книзі Л.Ф.Тітова для різних варіантів акваторій, стадій розвитку хвилювання та потреб користувачів [4].

Вони мають такий вигляд, наприклад, для середніх значень елементів хвиль:

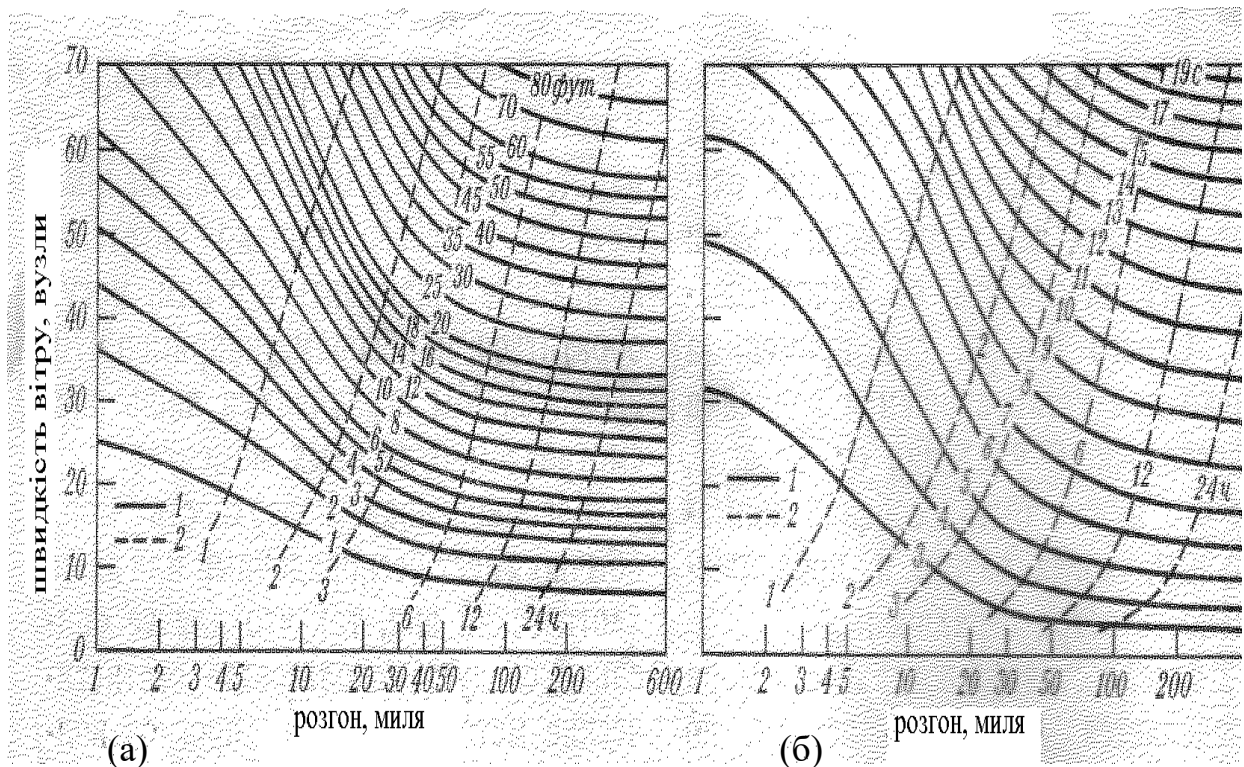
$$\begin{aligned} h &= 0,0152 W^2 \beta^{-1,5}, \\ h &= 0,0152 W^2 \beta^{-1,5}, \\ h &= 0,029 W^{0,5} \tau^{-1,5}, \\ \tau &= 0,457 x^{0,3} W^{0,4}, \end{aligned} \quad (6.9)$$



$$\tau = 0.512 W^{0.65} \Delta t^{0.35}, \delta = 0.023 \beta^{-0.5}$$

де  $W$  – швидкість вітру;  $x$  – розгін хвилі;  $\Delta t$  – час дії вітру;  $\tau$  - період хвилі;  $\delta$  – крутизна хвилі;  $\beta$  - вік хвилі (співвідношення фазової швидкості хвилі до швидкості вітру  $C_\phi / W$ ).

В Англії найбільшою популярністю серед інженерів для прогнозу хвиль користуються діаграми Дербішайра та Дрейпера. Ці діаграми виконані в двох варіантах – для відкритого моря та узбережної зони (рис.6.14).



**Рис. 6.14 (а)** - залежність висоти хвилі від швидкості, часу дії вітру та розгону (1 – максимальна висота хвилі, 2 – час дії вітру); **(б)** – залежність періоду хвиль від швидкості, часу дії вітру та розгону (1- період головної хвилі, 2 – час дії вітру) [3].

Вирішальний вплив на бурхливість моря мають:

- обмеженість акваторії та ступінь поділу моря на окремі басейни, що обмежує зростання та розповсюдження вітрових хвиль;
- рельєф дна;
- можливість проникнення в певне море хвиль із сусідніх акваторій;
- розвиток у морі льодового покриття;
- інтенсивність, стійкість та напрямок штормових вітрів, що безпосередньо пов'язано з характером циклонічної діяльності над морем.

Тому, розглядаючи тільки географічну карту і маючи загальні уявлення про широтні зміни погодно – кліматичних умов, можна зробити фактично правильні висновки про можливість (чи неможливість) виникнення розвинутого хвилювання в певних акваторіях. Уявлення про частоту, тобто повторюваність хвиль різних розмірів можна одержати з таблиці 6.2, запозиченої у [1].

Таблиця 6.2

Океани та моря	Середня багатолітня повторюваність хвиль з висотою $\geq 6$ м (3% забезпечення),%	Максимально можлива висота хвиль (3% забезпечення), 1 раз у 30 років та більше, м
Північна частина Атлантичного океану	18	20
Південна частина Атлантичного та Індійського океанів	20	23
Південна частина Тихого океану	17	21
Тропічні райони океанів	3-5	12-16
Північне, Берінгово, та Охотське моря	8	16
Норвежське, Гренландське, Баренцево моря	8	12
Балтійське, Біле, Японське моря	5	12
Жовте, Східно – Китайське, Південно – Китайське	2	12
Середземне, Чорне, Каспійське моря	3	12
Червоне море	1	9

В цій таблиці наведена багаторічна повторюваність хвиль, висота яких близька до 6 м (забезпеченість 3%), та гранично можлива висота хвиль, що може спостерігатися один раз на 30 років.

## Сейши

(*siccus* – **сухий**, лат.; таку назву дали явищу, при якому періодично осушувалось дно, тобто спадала вода, вузького кінця Женевського озера )

**Сейші** – це вільні затухаючі коливання, які часто виникають в замкнутих чи напівзамкнутих басейнах після припинення дії якоїсь сили, що вивела воду в цьому басейні зі стану рівноваги.

Таким чином, ці вільні затухаючі коливання води *виникають як реакція для відновлення стану рівноваги* [1, 2].

Причини виникнення сейш в замкнених басейнах, до яких відносяться озера, лимани, невеликі моря, в основному метеорологічні:

- короткочасні і різкі зміни атмосферного тиску,
- короткочасний вітер, що створив невеликий нагін води,
- значні локальні випадіння дощу, тощо.

В напівзамкнених басейнах, до яких в основному відносять затоки різних модифікацій, крім метеорологічних причин, виникнення сейш можуть викликати:

- припливи моря чи океану,
- цунамі,
- океанські значні хвилі типу зйбу.

Для утворення сейш досить порівняно небагато енергії, яку можна розрахувати за формулою (якщо прийняти сейшу квазісинусоїдальною, а басейн - прямокутним):

$$E = \frac{1}{4} S \rho g h^2, \quad (6.9)$$

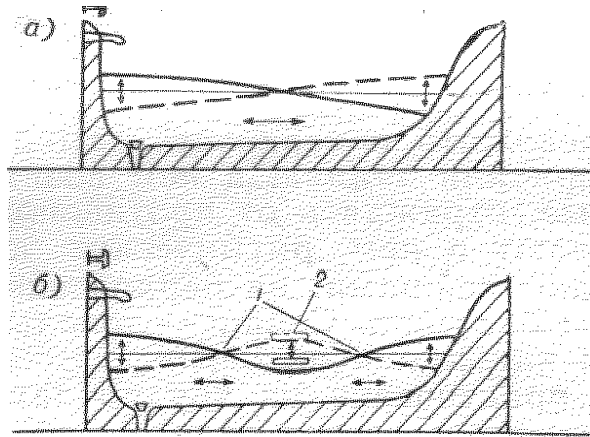
де  $\rho$  – густина води,  $g$  - прискорення вільного падіння,  $h$  – найбільша висота хвилі,  $S$  - площа басейну.

*Сейши* взагалі *відносять до типу стоячих затухаючих коливань*, які утворюються як результат відбивання хвиль від стін басейну. Схема стоячих хвиль, на відміну від поступальних хвиль відкритого моря, - це чергування вузлів (точок, де рівень води залишається постійним) і, так званих, пучностей (зон, де поверхня води піднімається та опускається).

Взаємне розташування вузлів та пучностей не змінюється, так само, як не змінюється розташування часток води в поверхневому шарі. Але під верхнім шаром води виникають швидкі течії – саме вони підтримують змінну форму хвилі.

Глибина природних басейнів, їх обриси далекі від ідеальних, тому для ілюстрації явища сейші можна взяти зручну і приємну водойму – ванну. Форма ванни близька до прямокутної, стіни майже вертикальні та абсолютно гладенькі, тобто ванна задовольняє потреби елементарної теорії. Наливши у ванну води (приблизно на одну третину) і піднявши її один кінець, а потім різко опустивши, можна одержати в ній модель стоячих хвиль – сейш, одновузлових та двовузлових (рис.6.15).

Якщо кинути у воду який - небудь плавучий індикатор, наприклад, декілька паперових кульок, то спостерігаючи за їх рухом в середньому за глибиною шарі, можна побачити рух води у стоячих хвилях. Безпосередньо під вузлом діють значні горизонтальні швидкості; біля кінців ванни спостерігається в основному вертикальний рух.



**Рис. 6.15** Одновузлові сейши (а), та двовузлові (б) в замкнутому басейні;  
1- вузли, 2 – пучності [1, 2].

Вимірювання періодів цих коливань підтверджує просту формулу для визначення періоду коливань у замкненій водоймі:

$$T_n = 2 L / n \sqrt{g H}, \quad (6.10)$$

де  $L$  - подовжні розміри басейну;  $H$  – середня глибина басейну;  $\sqrt{g H}$  – швидкість довгої хвилі;  $n$  - кількість вузлів;  $2L$  - довжина хвилі ( $\lambda$ ).

Тобто, період сейшів, як і будь - яких хвиль, дорівнює довжині хвилі поділеній на її фазову швидкість.

Оскільки мало знайдеться заток, які б мали ідеальні риси (відбивання хвиль в природних умовах відбувається нерівномірно), то можна було б чекати, що малюнок стоячих хвиль буде нечітким. Але це не так. Навіть в затоках з досить примхливою формою басейну вимірювальні пристрої (рівнеміри чи мареографи) реєструють дуже правильне “розхитування” морської поверхні. Крім того, більшість заток мають широкий вихід в океан, з чого витікають два суттєвих наслідки:

- 1) закони, які управляють сейшами, видозмінюються;
- 2) океанське хвилювання, проникаючи у затоку, може збуджувати сейші.

Якщо одна сторона затоки широко відкрита до океану, то відсутність відбивальної поверхні замінюється вузловою лінією, як показано на рис.6.16. За основний тип коливань ( $n = 1$ ) приймається той, у якому при вході у затоку утворюється перший вузол. Двовузлові сейші мають на цій лінії другий вузол, а період сейшів, що виникли у такому відкритому басейні матиме вже дещо інший вигляд (бо довжина такої хвилі буде дорівнювати не двом, а чотирьом подовжнім розмірам акваторії, рис.6.16):

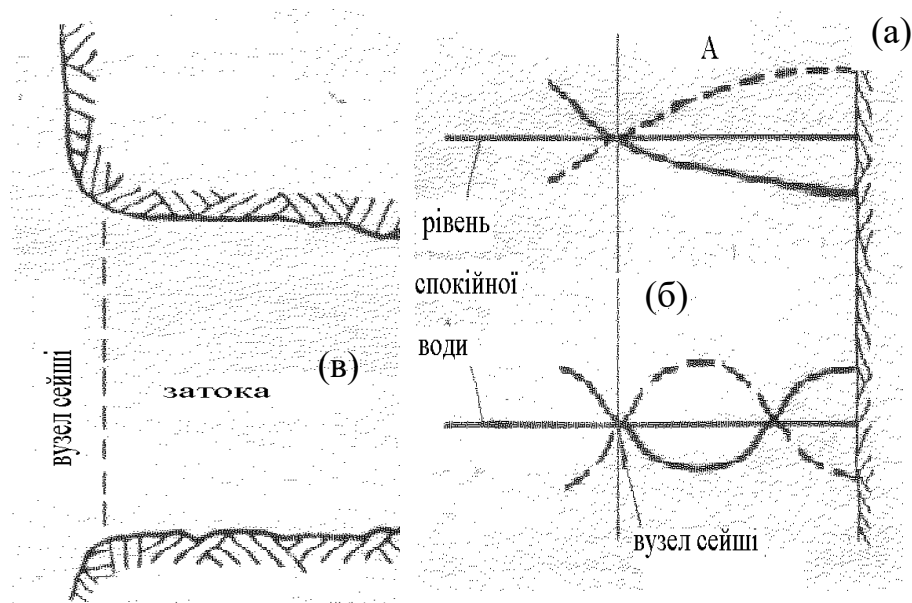
$$T_n = 4 L / n \sqrt{g H} \quad (6.11)$$

Можна зробити висновок, що сейші мають період, рівний періоду власних коливань акваторії (озера, затоки, порту,...), тобто сейші явище звичайне, наприклад:

- Балтійське море, основний період 27 годин, висоти можуть бути декілька сантиметрів чи десятків сантиметрів (залежить від конфігурації узбережжя);

- біля Кронштадта, період близько 20 хвилин, а висота хвилі 7– 8 сантиметрів;

- Азовське море, період 24 години, максимальна висота – 80 сантиметрів.



**Рис. 6.16** Одно- (а) та двовузлові (б) сейші у напівзамкнутому басейні типу затока, (в) [1, 2].

Самі по собі сейші рідко загрожують людині – за виключенням тих випадків, коли в порту виникає так званий *тягун*, тобто, коли довгі та пологі хвилі починають зрушувати з місць судна, що стоять на якорі. У випадку довгих хвиль однакової висоти (звичайно це 30- 40 см) кількість руху, що передається у горизонтальному напрямку, прямо пропорційна їх періоду. Так сейші, що мають період декілька хвилин, до межі натягують швартови (3 – 4 м) у великих суден, що стоять біля причалу та змушують невеличкі судна, що стоять на якорі, робити дивні обертальні рухи. При цьому можуть розриватися потужні якорні ланцюги, зламуватися причали, калічитись самі судна.

Однак, знаючи розміри басейну, можна досить просто розрахувати основний та інші періоди сейшів для використання результатів розрахунків

при плануванні розташування суден, наприклад, в невеличкій затоці, порту.

## Внутрішні хвилі

З лабораторних експериментів відомо, що **на поверхні поділу між двома рідинами різної густини при всякому русі можуть виникати хвилі – їх називають внутрішніми.** В стратифікованому океані завдяки силі тяжіння Землі завжди є шари води (декілька десятків сантиметрів - метри) з різною густиною, між якими існує тонка перехідна зона (міліметри - сантиметри – декілька дециметрів) з різкими градієнтами густини. Найгрубішим прикладом такої перехідної зони може бути сезонний шар стрибка густини, де густина верхнього діяльного шару океану різко збільшується до певного рівня, а потім залишається майже незмінною. Саме в таких шарах стрибка густини і виникають внутрішні хвилі, що мають дуже великі висоти (від декількох метрів до сотень метрів) і відповідні періоди (хвилини – декілька діб). Фазові швидкості внутрішніх хвиль невеликі (менші від 1 – 5 м/с), причому, тим менші, чим менша різниця густини шарів води, між якими вони виникають. А щодо висоти – навпаки, вона тим більша, чим менша різниця густини верхнього та нижнього шару, логічне доведення чого ми розглянемо нижче.

Причини виникнення внутрішніх хвиль в натурних умовах можуть бути різними: це і поверхневі хвилі, припливи, імпульси вітру чи тиску, зрушення швидкості течії по вертикалі, чи горизонталі та ін.

Розглянемо простий приклад, коли причиною виникнення внутрішньої хвилі є поверхнева хвиля зйбу (рис.6.17). З глибиною, у відповідності з тенденціями, розглянутими нами раніше, хвилювання швидко затухає. Тому можемо вибрати на певній глибині рівень  $z_0$ , на якому немає змін тиску, тобто ізобари горизонтальні. Виходячи з принципу гідростатичної рівноваги, під гребенем поверхневої хвилі повинна бути розташована подошва внутрішньої, (див. рис.6.17) і навпаки, під подошвою поверхневої – гребінь внутрішньої. З умови постійності тиску на рівні  $Z_0$  запишемо:

$$p_1 z_1 g + p_2 z_2 g = p_1 (z_1 + h_1 + h_2) g + p_2 (z_2 - h_2) g;$$

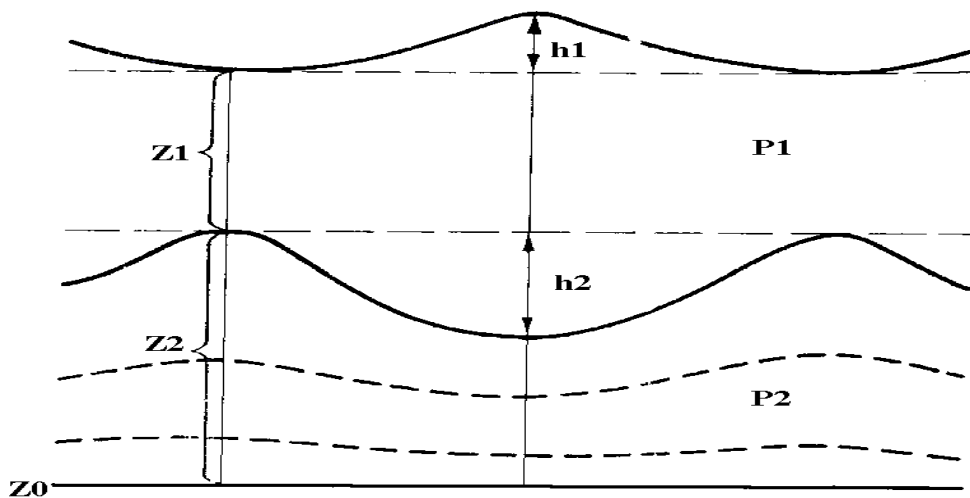
$$h_1 / h_2 = p_2 - p_1 / p_1, \text{ звідки} \quad h_2 = h_1 p_1 / p_2 - p_1$$

Враховуючи, що  $h_2$  - це висота внутрішньої хвилі ( $h_{ВВ}$ ), можна формулу записати таким чином

$$h_{ВВ} = h_1 p_1 / (p_2 - p_1), \quad (6.17)$$

де  $h_1$  - висота поверхневої хвилі,  
 $(h_{ВВ})$  - висота внутрішньої хвилі (відповідає  $h_2$  на рис. 6.17),  
 $\rho_1$  - густина верхнього шару води,  
 $\rho_2$  - густина нижнього шару води (тобто,  $\rho_1, \rho_2$  - густина шарів води, між якими виникла внутрішня хвиля).

**Можна констатувати, що висота внутрішньої хвилі тим більша, чим менша різниця густини шарів, між якими вона виникла.**



**Рис. 6.17** Схема внутрішньої хвилі за [1]. Внутрішні хвилі знаходяться в протифазі до зовнішніх, що їх збудили, тобто вони не передають енергію нижче, а гасять її. В цьому ж напрямку “діють” і величезні амплітуди внутрішніх хвиль, які не сприяють розповсюдженню вітрової енергії на великі глибини, адже хвилі швидко гублять стійкість та руйнуються, формуючи фон внутрішньо океанської турбулентності.

**Як висновок можна сформулювати такі основні позиції.**

1. Таке явище як внутрішні хвилі ще не зовсім досконало вивчене в натурних умовах, адже потребує розробки певних методик та нових спеціальних приладів.
2. Поверхневі хвилі можна розглядати як внутрішні між океаном та атмосферою (рідиною та газом), що мають дуже велику різницю густини (у 800 – 1000 разів). Тому їх фазові швидкості дуже великі, а висоти – маленькі, якщо розглядати їх відносно внутрішніх морських (рідинних) хвиль.
3. Вплив вітру розповсюджується не тільки на верхній шар Океану. Безумовно він розповсюджується і нижче, формуючи внутрішні хвилі приблизно таким чином, як показано на рис. 6.17. Але що цікаво, внутрішні хвилі знаходяться в протифазі до зовнішніх, які їх збудили, тобто вони не передають енергію нижче а, навпаки, гасять її. І навіть

величезні амплітуди внутрішніх хвиль не сприяють розповсюдженню вітрової енергії на великі глибини, бо хвилі швидко гублять стійкість (співвідношення  $h/\lambda$ , тобто крутизна, стає великою) та руйнуються, формуючи, так званій. фон внутрішньо океанської турбулентності. Таким чином, можна логічно допустити, що **виникнення внутрішніх хвиль - це механізм, який сприяє стабілізації системи океан – атмосфера, в основі якого лежить зворотний негативний зв'язок.**

### *КОНТРОЛЬНІ ПИТАННЯ*

1. Дайте коротке визначення поняттю «хвиля».
2. Поясніть, чим відрізняється вітрова течія від вітрової хвилі?
3. Чи є перенесення маси при проходженні хвилі далеко від берега, якщо вона не руйнується?
4. Яким чином повинні рухатись часточки води, щоб створювати імітацію руху у вигляді хвилі? Якщо поступального руху часток води у хвилі нема, то що тоді ми називаємо швидкістю хвилі? Намалюйте схематично хвилю та дайте визначення її основних характеристик (довжина, висота, період, швидкість, ...).
5. На якій глибині хвиль практично вже нема і чи залежить вона від довжини хвилі? Яким чином визначили цю глибину – експериментально, чи на базі теоретичних міркувань?
6. Які характеристики хвиль (довжина, період, висота, швидкість) змінюються з глибиною, а які – ні?
7. Від чого, в основному, залежить енергія хвилі та де її найбільше зосереджено - на поверхні, чи глибше?
8. Дайте пояснення такому дивному поняттю як довга та коротка хвиля. Чи коректно буде запитати: хвиля довжиною 5 м довга; чи коротка?
9. Від чого залежить швидкість довгих хвиль і чому саме глибина, а не довжина хвилі визначають її швидкість?
10. Згадайте середні та максимальні глибини в океані та знайдіть хвилі, які в такому океані завжди будуть довгими.
11. Що таке стоячі хвилі, як вони можуть виникнути? До якого типу хвиль можна віднести сейші: стоячі, вимушені, прогресивні, вільні, короткі, довгі?
12. Чим відрізняється тягун від сейші? Як рухаються часточки води у тягуна? Чому в портах це явище є потенційно загрозливим?
13. Яким чином вітер формує хвилі? Якщо ви не знайдете точної відповіді на це питання, спробуйте самі уявити їх утворення.
14. Від чого залежать розміри вітрових хвиль і чи вміємо ми їх прогнозувати? За якими параметрами?



15. Що таке зиб? Чому ці хвилі можуть розповсюджуватись практично без затрат енергії на величезні відстані? І куди в кінці кінців дівається енергія вітру, що передалась поверхневим хвилям?
16. Яка частина енергії вітру іде на формування хвиль, на якій глибині вони затухають, чи переносять хвилі масу води від місця їх зародження до берега?
17. Після того, як ви подумали над питаннями під №16, спробуйте дати відповідь: навіщо виникають хвилі? Які функції вони виконують в процесах взаємодії океану і атмосфери?
18. Що таке внутрішня хвиля?
19. Від чого залежить висота внутрішньої хвилі?
20. Чим менша різниця густини між шарами води, тим більша висота внутрішньої хвилі? Виходячи з цього положення поясніть, чому висоти внутрішніх хвиль можуть бути сотні метрів, а поверхневих - не більше декількох метрів (до двадцяти)? Чи є хвилі взагалі, а внутрішні конкретно, механізмом “самозахисту” океану від зовнішнього впливу?
21. Дуже коротко опишіть фізичну модель вітрових хвиль, виникнення внутрішніх та поясніть, в яких випадках може бути перемішування води при проходженні хвилі.

## Цунамі

**Цунамі – реакція океану на імпульс сейсмічної енергії, яка діє на велику площу дна океану і може описуватись як вільні коливання після одноразової дії.**

У Світовому океані є величезні області дна з високою сейсмічністю – сейсмічний пояс Тихого океану, в якому відбувається більше 80% всіх землетрусів, що фіксуються на земній кулі. Донедавна найбільше потерпали від цунамі береги Камчатки, Японії, Курильських та Гавайських островів. Але цунамійених землетрусів мало – на рік не більше 2- 3 досить відчутних. Інтенсивність цунамі визначається величиною його магнітуди: від –1 (висота цунамі на узбережжі менша 1 м) до 4 (висота підняття води на узбережжі більша 30 м).

В області епіцентру землетрусу в момент виникнення цунамі на глибокій воді має висоту не більше 30 – 60 см при довжині хвилі 300 км. Однак, довжини можуть бути досить різними: від найменшої зафіксованої 17 км до 600 км. Звичайно, за такої довжини підняття води у відкритому океані на 50 см абсолютно непомітне. Періоди хвиль, як і їх довжини, збільшуються при віддалені від епіцентру, інколи навіть вдвоє (в середньому періоди 10 - 20 хвилин). Цунамі можуть розповсюджуватися від епіцентру або концентричними, або направленими хвилями. Причому,

до берега приходять спочатку улоговина (підосва), тобто вода відступає від берега, а потім тільки (через півперіоду, тобто десь до 10 хвилин) приходять вертикальний гребінь. Під час підводних землетрусів утворюється три види хвиль: сейсмічні в земній корі, акустичні у воді, та цунамі. Найбільшу швидкість мають сейсмічні хвилі. За ними і визначають епіцентр землетрусу. Акустичні хвилі розповсюджуються із швидкістю, близькою до звуку та сприймаються на кораблях як удари, що асоціюються із зіткненням з мілиною. **Цунамі розповсюджуються як довгі хвилі, тому швидкість їх розраховується за відомою простою формулою ( $C_{\phi} = \sqrt{gH}$ ), в яку входить тільки глибина, як перемінний параметр.** Знаючи місце землетрусу та глибини, складають карти розповсюдження хвиль цунамі, як наприклад, на рис.6.18. У відкритому океані середні швидкості розповсюдження цунамі знаходяться в діапазоні 400 – 800 км/год. Біля берегів зі зменшенням глибин за рахунок тертя об дно швидкість переднього фронту хвилі, що вийшла на мілину, знижується на порядок до 30- 60 км/г; це приводить до різкого збільшення висоти хвилі при певних морфологічних характеристиках берегової лінії.

Ми залишили на самий кінець розмову про те, як виникають хвилі цунамі, бо є наступні для цього обставини. Причиною виникнення цунамі вважають різкі зрушення земної кори (океанічного дна) під час землетрусу. Але ніхто не знає, яким чином зміщення кори віддає енергію руху хвилі. І ще, із десь 100 сильних землетрусів тільки одне може збудити цунамі. Чому? Є щонайменше 10 відомих моделей виникнення цунамі, але ні одна з них не дає відповіді на такі питання.

- 1) Чому цунамі можуть розповсюджуватись анізотропно (направлено)?
- 2) Всі сильні землетруси супроводжуються незначними вертикальними змінами рельєфу дна, однак цунамі формують тільки мілко фокусні землетруси.
- 3) Цунамі найчастіше виникають в районах глибоководних жолобів і ніколи – в районах СОХ, які б сильні землетруси там не відбувались.
- 4) Цунамі розповсюджуються не як звичайні хвилі на поверхні, їх хвильовий фронт – від поверхні до дна.
- 5) Прихід хвилі до берега на фазі улоговини.

### *ДОДАТКОВИЙ МАТЕРІАЛ* (Деякі приклади явища цунамі)

*Коли до поверхні води раптом прикладається якась сила, виникають хвилі. Так імпульс, який виникає від кинутого у воду камінця, породжує серію хвиль, що мають форму концентричних кілець. В океані така само*

картина, але тільки в незрівнянно більших масштабах, спостерігається при землетрусах, виверженнях вулканів, ядерних вибухах та ін. Серія хвиль, які спровоковані такими явищами, часто несе гігантську кількість енергії та розповсюджується з величезною швидкістю. Ці хвилі, якщо приходять до заселених районів узбережжя, можуть спричиняти катастрофічні руйнування та жертви.

Здавен такі хвилі неспеціалістами в різних куточках Землі називались припливними, що драгувало американських океанографів, адже вони знали, що припливи тут зовсім ні до чого. Щоб покінчити з “жахливою” плутаниною, для цих хвиль запропонували використовувати японський термін “цунамі”, який досить швидко став загальноживаним [2]. Правда, років через 20 було визначено (випадково!), що слово “цунамі” з японської мови перекладається не інакше як “приплив” (приплив в затоці), але тепер, відповідальність за ту саму плутанину була перекладена на японців.

Перше цунамі, про яке ми знаємо з історії, знищило місто Амнісос на Криті (острів у Середземному морі) десь близько 1 400 року до нашої ери. Через тисячу років, за свідченнями давньогрецького літописця Пуазаніаса, “під водами Корінфської затоки загинуло місто Еліс і жителі його затонули всі до єдиного.” До нас дійшли письмові свідчення приблизно про десять цунамі, що спостерігалися на протязі першого тисячоліття до нашої ери. Тепер про катастрофічні наслідки цунамі ми чуємо інколи і два - три рази на рік. Мабуть, справа тут не в тому, що зростає кількість землетрусів, а в тому, що населення земної кулі різко збільшилось, адже в наш час населені пункти та господарські об’єкти розповсюдились на колишні пустельні береги. Оскільки ця тенденція буде розвиватися, то таким чином загроза людству з боку моря збільшується з кожним днем.

Н.Г.Хек, співробітник берегової служби США, склав таблицю найбільш руйнівних сейсмічних хвиль з давніх часів до середини двадцятого століття. Читаючи цей список, ясно бачиш перед собою картини біди – величезні стіни води над переляканими та безпомічними людьми, гавані чи бухти, в яких гинуть кораблі; мокрих, нажаханих людей, яким чудом вдалось вижити після першої хвилі і тепер тікають від наступної...

Тут ми приведемо приклади дії цунамі (1 квітня 1946 р., в районі Алеутського жолобу), які допоможуть наблизитись до розуміння природи сейсмічних хвиль [2].

В місті Хаф–Мун–Бей (на північному узбережжі Тихого океану) партія геодезистів складала карту берегової лінії для можливого будівництва хвилеріза. Одному зі співробітників дали вказівку держати футшток біля самого краю води. Коли вода раптом відступила – це була перша улоговина цунамі, - він продовжував діяти відповідно до інструкції та пішов за нею. Саме в той час, коли інженер на створі почав дивуватися, навіщо треба було тягти футшток на півтора метри нижче

рівня моря, - напрямок руху води різко змінився та слухняний співробітник зі своїм футштоком несподівано покатались на першому відносно невеликому гребені цунамі.

Під час цунамі можуть оголюватись ділянки твердого дна, які не можна бачити ні при яких інших ситуаціях. В тому ж самому Хаф – Мун –Беї під час проходження першої улоговини вся рибачка флотилія, що стояла на якорі, сіла на мілину, хоча такого не було ніколи навіть під час найсильніших відпливів. Але на мілині їм довелося побути недовго (рівно півперіоду сейсмічної хвилі). Через десять хвилин всі човни піднялися, протягли якорі досить далеко і знову потрапили на сушу – цього разу посеред дороги, більш ніж на 4 м вище нормального рівня води..

Різкий спад води – перша велика улоговина хвилі повинні були б насторожити, але замість цього часто він викликає цікавість у людей, які йдуть за водою. Підбирають по дорозі живу рибу, розглядають дно, в той час як слід було б бігти нагору, подалі від моря. Часто люди вимушені платити за свою цікавість життям, згадаймо катастрофічне цунамі у розквіт туристичного сезону (грудень 2004 року) біля Тайваню (о.Суматра, Індійський океан). Цей спад води, який продовжується декілька хвилин – десятки хвилин, що не супроводжується видимими змінами хвиль, нагадує інколи прискорений відплив. Так само гребені, що ідуть до берега, можуть маскуватись під загальне підняття рівня води – фронт цунамі видно не завжди; це залежить від морфологічних особливостей берега. Таке “копіювання ” припливу – з тією лише різницею, що підняття та спад рівня встигають змінити один одного за 12 хвилин замість 12 годин, - і дало, мабуть, підґрунтя для пересічного спостерігача назвати цунамі “припливною хвилею”.

В той день в Каліфорнії в невеличкій бухті поблизу Песифік Гроув сиділа на лавці людина похилого віку (на 5 м вище рівня моря). Цей дідусь задрімав і звів руку вниз – та прокинувся, коли відчув, що рука у воді. Заціпенілий він сидів та спостерігав, як ще деякий час вода піднімалась, а потім так само плавно почала спадати. Хоча в той самий момент у сусідній бухті Монтерей гідробіолог Рольф Болін на березі помітив тільки незвичайну течію без зміни рівня. Закономірно виникає питання, чому виникає така величезна різниця у висоті хвилі в пунктах, віддалених всього на декілька кілометрів?

У більшості випадків найсильніше постраждали пункти експоновані назустріч хвилі та в протилежний бік. Наприклад, селище Тайохаї, що на Маркізських островах, яке стояло біля вершини вузької затоки з виходом на південь, віддалене від епіцентру землетрусу на 6 000 км, було повністю знищене. Не більше поталанило і містечку Хіло (о.Гаваї), яке було удвоє ближче до епіцентру. Капітан корабля, що стояв у відкритому морі напроти порту, зі здивуванням бачив, як гине місто від хвиль, які пройшли під його кораблем майже непомітно. Інший корабель в цей час

перевантажував у порту деревину. Цунамі сильно побило його, але судно не затонуло, між тим як причал та всі портові споруди були зруйновані. Загинуло в місті 173 людини..

Але найбільші хвилі першоквітневого цунамі були біля мису Скоч, що на Алясці (від епіцентру декілька сотень кілометрів). П'ятеро людей несли тоді вахту на маяку, що біля входу в Унімакську протоку. Двохповерхове приміщення маяка стояло на фундаменті, що мав висоту більше 10 м над рівнем моря і було надійно укріплено бетонованою спорудою. З п'яти людей ні один не залишився живим. За непрямыми доказами допускають, що маяк був знищений хвилею цунамі, висотою більше 30 м близько 2 годин 40 хвилин ночі. Наступного дня літак берегової охорони, що вилетів до маяка, щоб визначити причину відсутності радіозв'язку, знайшов тільки невеликі залишки фундаменту.

### **Служба попередження цунамі**

Після другої Світової війни за ініціативи Берегової геодезичної служби США була створена сейсмічна служба попередження. Суть її діяльності така.. На Тихоокеанському узбережжі від Філіппін до Аляски та від Перу до Японії створили десять сейсмографічних станцій, забезпечених автоматичними сигнальними системами та записними пристроями. Як тільки на станції реєструються підземні коливання, лунає сигнал тривоги та одержані дані передаються в сейсмографічний центр в Гонолулу. Якщо проведений там аналіз строків реєстрації першого підземного поштовху (за даними ряду станцій) покаже, що епіцентр землетрусу знаходиться в океані, встановлюється радіо, чи супутниковий зв'язок з найближчими до епіцентру контрольними постами, що вимірюють припливи. Їм повідомляють передобчислений строк можливої появи цунамі, і кожен пост у свою чергу зобов'язаний доповісти, чи з'явилися в їхній зоні сейсмічні хвилі. Якщо з'являються свідчення про незвичайну активність хвиль, станція повідомляє про це місцеву владу (організацію протиповітряної оборони, поліцію чи інші владні структури) в узбережних районах, які можуть бути затоплені. Інколи станції складають прогноз висоти хвилі.

За першими кроками служби попередження цунамі уважно слідкував Уолтер Мунк – один із ініціаторів її організації. Він описав принцип дії сигнального пристрою. На кінці молу встановлюється вимірвальний пристрій, що ловить хвилі з періодом в діапазоні тисячі секунд (хвилини, десятки хвилин), тобто ті, що знаходяться в середньому положенні між припливами та зибом. Коли цей пристрій фіксував наближення цунамі, в поліцейському відділку на березі дзвенів дзвоник, і залишалось тільки попередити населення, яке повинно швидко тікати в більш високу частину

населеного пункту. Практично, починаючи з 1960 року служба вже працювала..

Але населені пункти, що волею випадку знаходились недалеко від епіцентру землетрусу не могли скористатися послугами служби попередження цунамі, бо для розповсюдження цих хвиль було досить декількох десятків хвилин - хвилини.

Таким чином виходить, що ефективність служби досить сильно залежить від можливостей короткострокового прогнозу землетрусів.

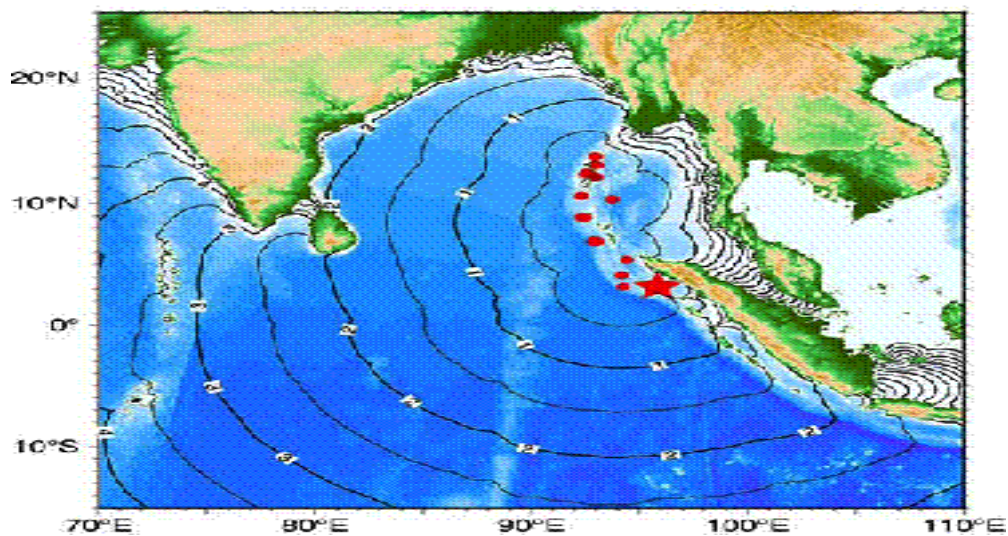
Вважається, що короткострокового прогнозу землетрусів немає, тому і ефективність передбачення виникнення конкретного цунамі в тій чи іншій акваторії практично дорівнює нулю; бо, як уже було описано вище, тільки після фіксації землетрусу певної категорії під морським дном, можна прогнозувати можливість виникнення цунамі, причому використовуючи спостереження на найближчих до епіцентру постах, які можуть бути зруйновані! Насправді, методи короткострокового прогнозу морських землетрусів розроблені радянськими (українськими) вченими ще 20 років тому (методика Ткаченка – Капочкіна). Причому, методика не тільки запатентована (тобто доведено фахівцям, що вона єдина в світі та працює), а й пройшла адаптацію та апробацію для конкретних регіонів Світового океану: це Ялтинсько – Алуштинська сейсмогенна зона Чорного моря, та Авачинська бухта (Тихий океан). На протязі 5 років в Петропавловську – Камчатському кожен вечір передавався прогноз можливого (неможливого) землетрусу, час першого поштовху та бальність (передача по телебаченню типу прогнозу погоди). Жителі міста могли знати про сильний землетрус за три доби, а уточнення часу та сили землетрусу давало можливість знати час, коли необхідно покинути приміщення  $\pm 1$  година. Справджуваність прогнозів середніх та сильних землетрусів, що відчувались на узбережжі – 100% [15].

Таким чином, за останні 10 – 15 років виникла не тільки науково обгрунтована можливість, а і необхідність реформувати службу прогнозу цунамі, використовуючи розроблені нові методи та можливості супутникової служби. Науковий та технічний прогрес вже дав величезні дивіденди для забезпечення всього людства необхідною інформацією для уникнення одного із найстрашніших стихійних лих. Перші кроки в цьому напрямку були зроблені в 1997 році на саміті країн вісімки в Денвері (США). Було прийняте комюніке, згідно з яким планувалося здійснення Програми створення системи прогнозування морських землетрусів в країнах Тихоокеанського сейсмічного кільця (Мексика, США, Канада, Росія, Японія). Внеском з російського боку була технологія короткострокового прогнозу морських землетрусів (інтелектуальна власність); інші країни повинні були взяти на себе повне фінансування сейсмопрогнозових робіт. Здійснення цієї Програми дало б можливість

*підвищити якість прогнозу цунамі [14] та уникнути колосальних людських жертв в зонах безпосередньо прилеглих до епіцентрів цунамійних землетрусів (більше 200 тисяч загинув в країнах південно-східної Азії від цунамі під час руйнівного землетрусу біля о.Суматра, Індійський океан, 26 грудня 2004р.).*

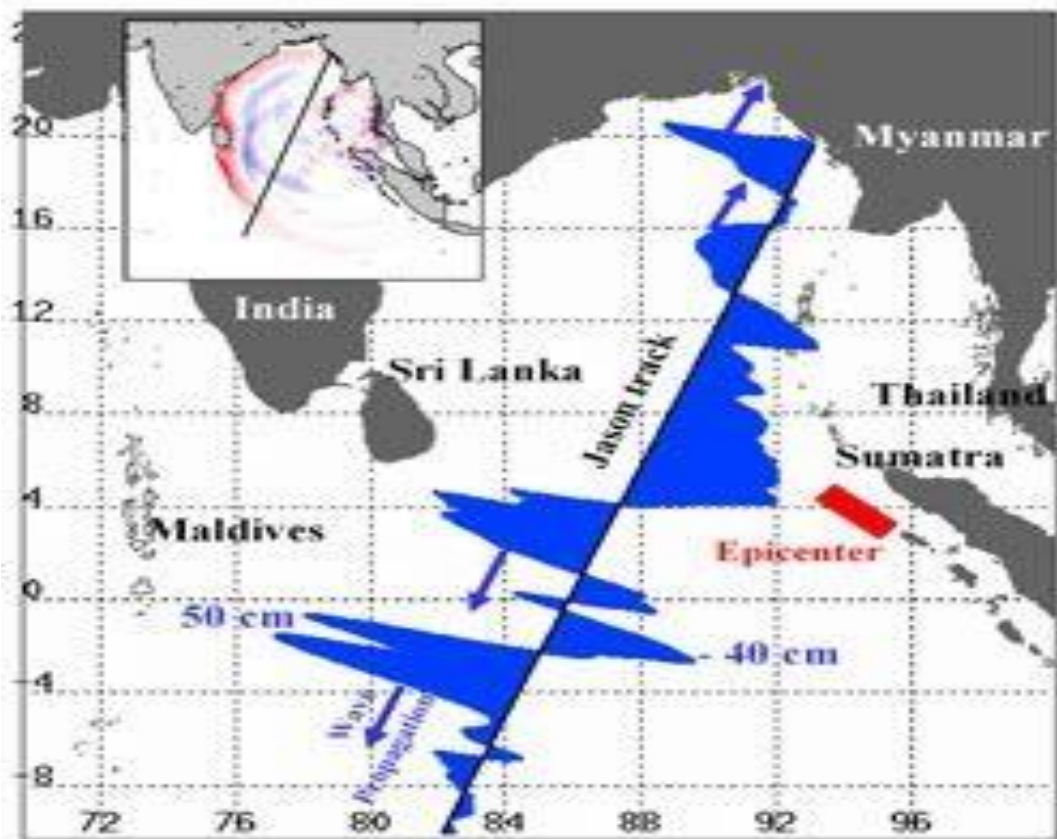
### Сучасний стан в області прогнозу цунамі

Для уявлення сучасного стану розуміння фізичної природи цунамі та успіхів його прогнозування, розглянемо це на прикладі цунамі під час сильного землетрусу біля о.Суматра, Індійський океан, 26 грудня 2004 р. На рис.6.18 наведені дані розрахованого часу приходу цунамі в певні пункти континентального узбережжя та на острови.



**Рис. 6.18** Прогноз розповсюдження хвилі цунамі стандартними методами (землетрус біля о.Суматра, Індійський океан, 26 грудня 2004 р.). Ізолінії – розрахований час приходу цунамі в певні пункти узбережжя.

Як видно з рисунку, прогнозна (модельна) цунамі повинна була розповсюджуватися концентричними колами, тобто рівномірно у всіх напрямках. А тепер поглянемо на реальні супутникові дані вимірювань висоти та генеральних напрямків розповсюдження цунамі (рис.6.19).

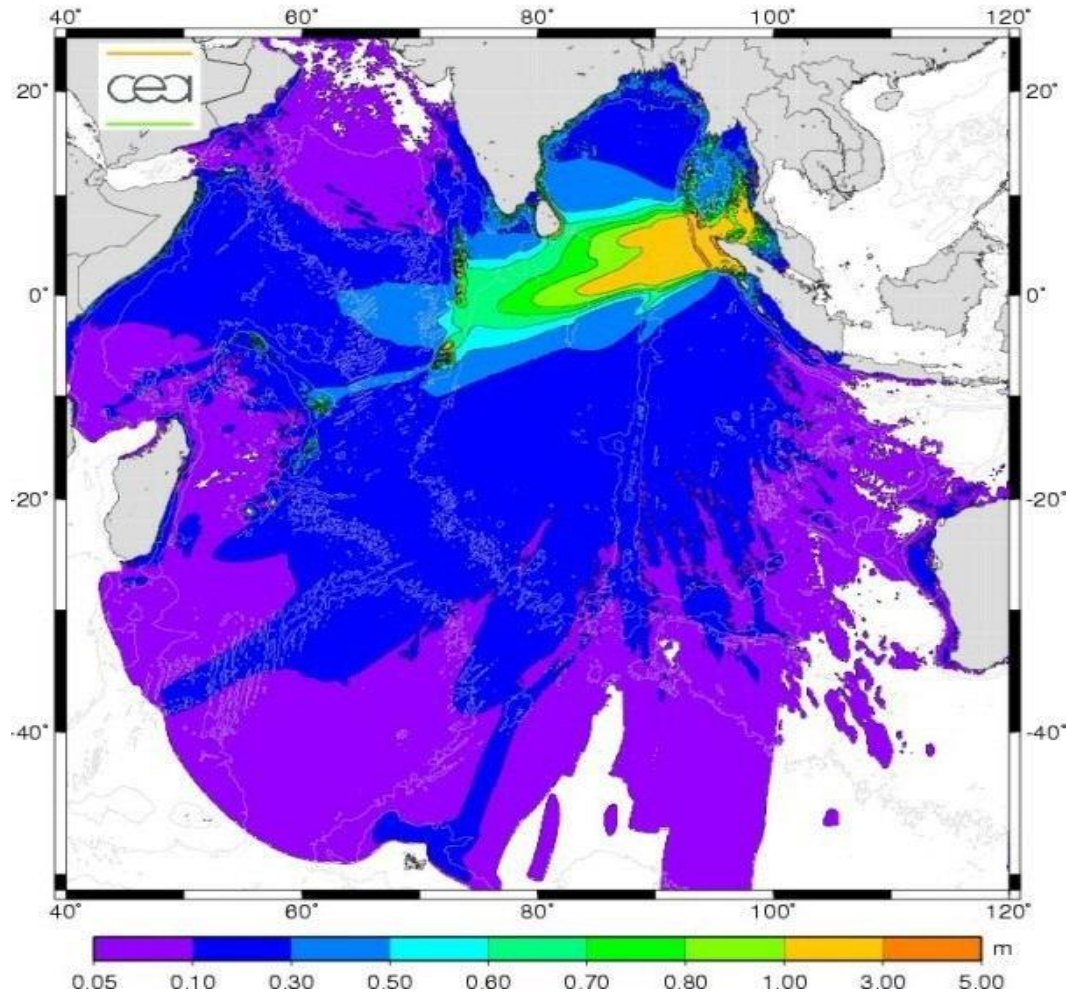


**Рис. 6.19** Альтиметричні супутникові виміри висоти та генеральних напрямків розповсюдження цунамі. Зверху в квадраті – траєкторія руху супутника.

На цьому рисунку видно декілька піків та понижень рівня (хвиль цунамі, максимальна висота 50 см) та напрямки їх руху. Для більшої впевненості приведемо ще рис.6.20, де ми бачимо результати інструментальних спостережень (виміряні значення) висоти цунамі на островах та континентальному узбережжі. Чітко видно, що хвилі цунамі розповсюджувались направлено і максимальна висота їх в деяких місцях, розташованих близько від епіцентру, досягала 5 м, а в середньому була від 1 до 3 м.

Не дивлячись на величезні можливості супутникового моніторингу, сучасний стан розуміння процесу утворення хвиль цунамі як результату землетрусів певного рівня характеристик, досягнення в короткостроковому прогнозі землетрусів, не змогли вберегти людство від катастрофи: офіційно більше 200 тисяч загиблих в країнах південно-східної Азії від цунамі. Дуже добре було б замислитись над питанням - чому?





**Рис. 6.20** Вимірні значення висоти цунамі (інструментальні спостереження) на островах та узбережжі. Як видно, цунамі рухається не за концентричною траєкторією, а направлено.

### Нова фізична модель цунамі

Утворення цунамі – як результат проходження через водну товщу сейсмічних подовжніх хвиль (хвиль стискання – розрідження). Причому, під час цунамігенного землетрусу товща води відчуває не просту подовжню хвилю – хвилю стискання, а ударну [2], подібну до тих, що виникають під час вибуху, детонації, руху тіл у водному середовищі з надзвуковою швидкістю. Швидкість розповсюдження таких хвиль відносно не збудженого середовища більша швидкості звуку у останньому. Фізика цього явища можна уявити як розповсюдження в рідкому середовищі умовної поверхні, на якій відбувається різке підвищення тиску, що супроводжується зміною щільності, температури та швидкості руху середовища. Ця поверхня називається поверхнею розриву, або стрибком ущільнення.

Теорія ударних хвиль відпрацьована досить добре [10]. Розроблені формули розрахунків тиску та щільності з обох боків фронту ударної хвилі при різних швидкостях руху. Уточнені також співвідношення щільності, тиску та швидкості для певних різких змін ущільнення.

Виникає питання, чи існують в океані ударні хвилі? Так, ударні хвилі реально виникають під час морських землетрусів, що досить часто відчували моряки різних поколінь [1,2]. Ці хвилі створюють досить різкі удари об дно корабля, подібні до тих, що відчуваються під час посадки судна на міліну. Такі поштовхи кораблів бувають звичайно, коли він знаходиться поблизу епіцентру землетрусу.

Дуже добре описане явище гідравлічного удару в рідині П.Г. Кисельовим [10]. Теорія гідравлічного удару як фізичного явища для нев'язкої, але стискуваної рідини, підкоряється закону Гука та розроблена Н.Є Жуковим. Але уявимо наш випадок у вигляді об'єму води, який помістили в абсолютно жорстку трубу, що стоїть вертикально на океанському дні. Один її кінець вкопаний в дно, а верхній вільно взаємодіє з водами океану.

Під час землетрусу в придонному шарі води виникає надлишковий тиск  $\Delta P$  (перша фаза процесу).

Рідина в трубі, знаходячись під тиском  $P' = P + \Delta P$ , не врівноважується тиском  $P$ , який рівний гідростатичному тиску океану на глибині верхнього кінця труби. Тому вода в трубі почне розширюватись у напрямку від дна і її часточки поступово починають рухатись від дна до поверхні зі швидкістю  $V$ . В результаті, гідравлічний тиск зменшиться до початкового тиску  $P$  (друга фаза). Таким чином, до кінця другої фази вся рідина в трубі буде рухатись зі швидкістю  $V$  до поверхні.

Третя фаза – вся рідина рухається до поверхні та намагається “відірватись” від дна. Якщо відриву не буде, а відрив малоімовірний навіть під час сейсмічних рухів, то почнеться розтягування рідини з подальшим зниженням тиску до якогось значення  $P'' = P - \Delta P$ . В якийсь момент частки рідини зупиняться і вся рідина в трубі буде знаходитись під дією зниженого тиску. Цей стан буде невірноваженим, бо тиск в океані на рівні верхнього кінця труби буде  $P$ , а в трубі  $P'' = P - \Delta P$ .

Під дією різниці тиску  $\Delta P = P - P''$ . відбувається також пошарово, але вже зверху до низу, збільшення тиску до початкового  $P$  з одночасним виникненням швидкості в бік дна (четверта фаза).

В кінці четвертої фази знову виникає гідравлічний удар і процес буде повторюватись необмежену кількість разів (для нев'язкої стискуваної рідини). Звичайно, у природних умовах процес гідравлічного удару буде більш складним та затухаючим.

Теоретична формула швидкості розповсюдження фронту гідравлічного удару є ідентичною формулі розповсюдження звуку в

морській воді. З цього виходить, що розповсюдження фронту гідравлічного удару відбувається зі швидкістю звуку.

Для коректного продовження роздумів, слід відповісти на питання: чи існують в океані умови для виникнення явища гідравлічного удару?

В 1940 році вперше на сейсмограмах були ідентифіковані короткоперіодні (близько 0,5 – 1с) сейсмічні хвилі. Цю хвилю назвали Т-фазою [11]. Це хвиля стискання і подібна подовжній хвилі, що розповсюджується із швидкістю звуку через океани [6]. Ці автори підкреслили, що вона виникає тільки при сильних землетрусах (більше 7 балів) і тільки в тих випадках, коли виникає цунамі. Цікаво також, що є подібність між записами гідрофонами вибухів бомб, зафіксованих на глибині осі звукового каналу, та Т- фази сейсмічної хвилі. Порівнюючи всі параметри, Т- фаза відповідає описаному вище явищу ударної хвилі та ефекту гідравлічного удару. Тут слід підкреслити, що природа Т- фази не мала коректного пояснення. З приведених свідчень виходить, що гідравлічний удар супроводжує тільки цунамігенні землетруси, тобто, **природа цунамі обумовлена саме гідравлічним ударом** [14].

Однак, явище гідравлічного удару не дозволяє пояснити всі характерні особливості хвилі цунамі. В реальному океані явище гідравлічного удару буде супроводжуватись багатьма іншими процесами. Так, наприкінці третьої фази у водній товщі над епіцентральною зоною виникне різке зниження тиску, але повного розрідження не буде, бо він буде заповнюватись розрідженою (менш упакованою) водою. Це в свою чергу створить у водній товщі просторову неоднорідність густини (а отже - тиску), бо над епіцентром виникне область заповнена менш щільною водою, куди з прискорення почне рухатись навколишня більш щільна (упакована) вода і зона розбухання, що виникла після проходження хвилі розрідження, буде роздавлена. Важливо підкреслити, що в нашому варіанті після практично моментального здуття (підняття) поверхні, на фазі початку осідання починається більш повільний (інерційний) рух води від периферії до епіцентру по всій товщині розрідженої зони (від поверхні до дна). Мабуть, саме цей незвичайний ефект і формує незвичайну хвилю, яка підходить до берега фазою відпливу (пониження рівня) [14].

Зрозуміло, що чим більша глибина моря, тим більший ефект досягається за рахунок стискання - розрідження води. Якщо теоретично повністю зняти тиск стовпа води над Алеутським жолобом, то тільки за рахунок цього ефекту поверхня океану може локально піднятися на 50-60м. І це підтверджується даними спостережень [5,7]: цунамі найчастіше виникають там, де великі глибини, а найбільші – над глибоководними жолобами.

На відміну від гідравлічного удару, який має практично фіксовану частоту, частота (або період) цунамі буде залежати від об'єму та форми роздутої області, яка в свою чергу залежить від глибини, розмірів та форми

плейстосейсової області. Чим вузча та “товща” ця область, що характерно для жолобів, тим менший період цунамі; чим ширша та мілка, що типово для шельфу, тим більший період [8,9].

Розглянемо приклад землетрусу в глибоководній зоні океану з асиметричною формою плейстосейсової області. Після сейсмічного удару виникне Т-фаза і асиметричне еліпсоподібне підняття над плейстосейсовою областю. В цей момент густина води в цій зоні низька, тобто тиск на кожній глибині від поверхні до дна відносно низький. Навколишня маса води починає рухатись в асиметричну область, зниженого тиску, роздута область роздавлюється – формується перша фаза генерації цунамі, що характеризується рухом часток води в напрямку епіцентру з певною вертикальною складовою швидкості від дна до поверхні. Фронт цієї хвилі орієнтований паралельно великій осі плейстосейсової області. Виникає направлене генерування хвилі цунамі в напрямку, перпендикулярному осі тектонічного розриву. В результаті направленого руху водних мас в одну точку (вертикальна проекція епіцентру) на глибинах 4-7 км, знову виникає область високого тиску з наступним характером течій від епіцентру з вертикальною складовою течії від поверхні до дна. На периферії зони у товщі води спочатку виникне течія до епіцентру (фаза відпливу), а потім в зворотному напрямку (фаза припливу). Процес відбувається з багаточерговим повторюванням, але швидко затухає.

За характером можливої траєкторії руху часток, цунамі підходить під класифікацію поверхневої хвилі Релея, які мають найнижчу швидкість розповсюдження з усіх поперечних поверхневих хвиль і можуть відповідати швидкості розповсюдження цунамі (150 – 1 000 км/г). Ці хвилі мають майже найнижчу швидкість затухання, тому розповсюджуються на дуже великі відстані [13]. Характер функціонального співвідношення між зміною періоду хвилі та довжиною пройденого шляху “дивно схожий для цунамі та сейсмічних поверхневих хвиль” [13]. Ці хвилі не мають поперечних горизонтальних рухів. Їх зрушення лежать точно у вертикальній площині. При русі хвилі частки води переміщуються за еліпсом вгору і назад відносно до руху фронту хвилі. Саме такі хвилі підходять спочатку улоговиною (фаза відпливу), а потім, через пів періоду, - гребінь хвилі. Саме такі хвилі при обривистій формі берега плавно підтоплюють його, не руйнуючись і не створюючи сильних реверсних токів.

Можна **зробити висновок**, що нова фізична модель цунамі не є абсолютно довершеною. Але вона поки що краща, адже хоча б в першому наближенні логічно та фізично може пояснити ті питання, які інші моделі залишали відкритими: чому саме мілкофокусні землетруси та ті, що відбуваються під глибоководними жолобами, найчастіше викликають

цунамі; звідки виникає анізотропність її розповсюдження та як формується фронт хвилі та підхід цунамі до берега фазою відпливу.

### *КОНТРОЛЬНІ ПИТАННЯ*

1. Що таке цунамі?
2. Чи після кожного сильного підводного землетрусу виникає цунамі?
3. Цунамі – це довга, чи коротка хвиля? Для обґрунтованої відповіді, слід згадати середні та максимальні глибини в океані, довжину хвиль цунамі.
4. Якщо цунамі завжди довга хвиля, то яким чином можна розрахувати можливий час її приходу в будь-який куточок океану? Напишіть формулу для розрахунку швидкості довгої хвилі та поясніть її вхідні параметри.
5. Якщо цунамі – це результат землетрусу, то чи можуть бути успішними прогнози цунамі без короткострокового прогнозу землетрусу?
6. Які основні особливості розповсюдження цунамі?
7. Яка висота цунамі над епіцентром землетрусу і що змушує зростати її висоту при підході до берега в десятки і сотні разів?
8. Чому при підході цунамі до берега спочатку рівень води падає?
9. Яким чином можна використовувати супутникові спостереження для моніторингу цунамі та попередження населення?
10. Чи може привести цунамі до екологічної катастрофи? Опишіть коротко екологічні наслідки катастрофічного цунамі на узбережжі, чи острові.
11. А тепер найскладніше питання: яка природа хвилі цунамі? Опишіть коротко, але поетапно, виникнення цунамі відповідно до представленої фізичної моделі.
12. На які питання дає обґрунтовану відповідь ця модель, стосовно характеристик цунамі як явища, а на які – ні? А інші гіпотези?

## VII. ПРИПЛИВИ В ОКЕАНІ

Припливи – це предмет досить широкого і складного дослідження, яке виходить за рамки можливостей цього курсу лекцій. Однак, вони відіграють велику роль в берегових процесах, особливо при формуванні профілю пляжу, під час експлуатації портових споруд, оскільки завдяки припливам та відпливам глибина води в прибережній зоні весь час змінюється, змінюється і рівень, на якому хвилі діють на берег. Тому ми дуже коротко зупинимося на основних особливостях припливів, а більш допитливим читачам рекомендуємо звернутися до спеціальної літератури.

Відомо, що на всьому океанському узбережжі спостерігаються регулярні підйоми та спади води – припливи та відпливи. Вертикальний рух мас води супроводжується горизонтальним переміщенням – так званими припливними течіями. Тому можна сказати, що **припливи в широкому сенсі цього слова являють собою сукупність двох явищ: вертикальних переміщень мас води, що супроводжуються сильними течіями** [1].

**Історична довідка.** Припливи виникають як результат взаємного гравітаційного притягування Місяця, Сонця та Землі. У давні часи люди відчували, що між Місяцем та рухом води існує якийсь зв'язок, хоча перші ядра цивілізації (як вважається) виникли біля берегів Середземного моря, на якому припливи малопомітні, між іншим, так само як і в Чорному, Азовському та багатьох інших морях. Тільки після того як хоробрі моряки проникли за Геркулесові стовпи в Атлантичний океан та побачили припливи біля берегів Англії, де амплітуда припливів досить велика, люди впевнились у тому, що припливи однозначно залежать від фаз Місяця. Але повинно було пройти ще півтори тисячі років до того моменту, коли Іоганес Кеплер проголосив існування “деякого магнетичного притягування між Місяцем та земними водами”, - між іншим, за що його висміяв Галілей. Даний історичний інцидент припинив подальші дослідження в цьому напрямку. І лише відкриття Ньютоном закону всесвітнього тяжіння дало можливість самому відкривачу пояснити фізичну сутність явища припливів.

### Статична теорія припливів Ньютона

Як відомо, за цим законом сила гравітаційного притягування між двома тілами прямо пропорційна їх масі та обернено пропорційна квадрату відстані між ними.

$$F = G m_1 m_2 / r^2, \quad (7.1)$$

де  $m_1, m_2$  – маси взаємодіючих тіл;  $r$  – відстань між ними;  
 $G$ – гравітаційна стала.

Виходячи із закону Ньютона, можна розрахувати, що сила гравітаційного притягання між Землею та Сонцем перевищує силу притягання між Землею та Місяцем приблизно в 150 разів. Величезна маса Сонця з надлишком компенсує набагато більшу віддаленість від Землі. Але не дивлячись на це, головна причина припливів не Сонце, а Місяць! В чому ж тут справа?

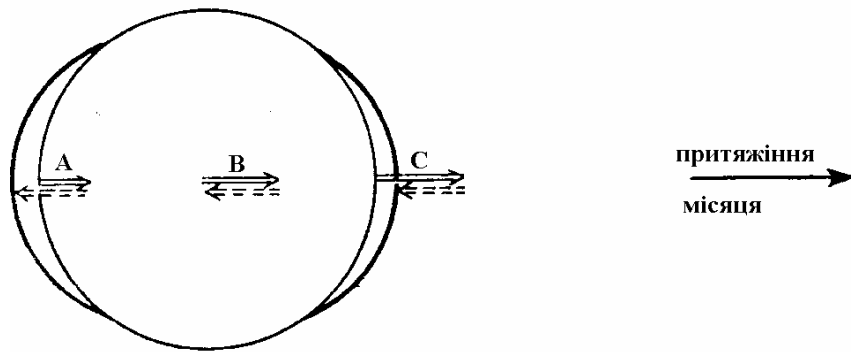
Справа у тому, що головне – не загальна кількість притягання, а різниця в його розподіленні між областями земної поверхні. Саме завдяки близькій відстані від Землі до Місяця (приблизно 384 000 км), часточки води на протилежних боках земної кулі відчувають різну силу притягання [1]. Вода, що знаходиться на ближчому боці до Місяця, віддалена від нього приблизно на 12 800 км менше, ніж на протилежному боці (або на 6 400 км менше, ніж центр Землі). Сонце знаходиться від нас приблизно на відстані 150 млн. км і тому в цьому випадку різниця в яких-небудь декількох тисячах кілометрів значення для сили притягання практично не має. Тому сила Сонячного притягання хоч сама по собі набагато більша, та для протилежних сторін Землі практично однакова. Тобто, відстань між Землею та Сонцем така величезна, що Земля для Сонця є ніби точкою (не має поперечних розмірів). Саме тому при утворенні припливів на перший план виступає Місяць.

Отже, в результаті нерівномірного розподілення сили притягування на поверхні Землі утворюються дві області підняття води, ніби дві водяні бульби: одна направлена назустріч Місяцю, інша – в протилежний бік (рис.7.1). Легко зрозуміти, чому під впливом гравітаційного притягання Місяця водяне підняття утворюється на тому боці Землі, який ближчий до Місяця. Важче пояснити, чому таке само підняття утворюється на протилежному боці, найбільш віддаленому від Місяця. Спробуємо розібратись і в цьому питанні.

Уявимо собі три часточки, дві з яких розташовані на протилежних сторонах Землі, а одна – в центрі (рис.7.1).

Так як відстань між кожною часточкою та Місяцем різна, то і сила гравітаційного притягування цих часток буде різна, відповідно до закону всесвітнього тяжіння Ньютона (7.1). Якщо з цих трьох точок у напрямку до Місяця провести стрілки, пропорційні величині сили притягання, то з точки, найбільш близької до Місяця (С), мусимо провести найдовшу стрілку, а з точки найбільш віддаленої (А) – найкоротшу.

Відстань між Землею та Місяцем не змінюється завдяки відцентровій силі системи Земля – Місяць, яка обертається навколо загального центру мас. Він знаходиться всередині Землі на відстані від центру  $0,73R$ , де  $R$  - радіус Землі. Відцентрова сила цієї системи однакова для кожної точки, що знаходиться на Землі і направлена в протилежний бік від світила (в даному випадку – від Місяця, рис. 7.1).



**Рис. 7.1 Припливоутворювальні сили:** безперервна стрілка – сила притягання, штрих - пунктирна – відцентрова сила. В центрі Землі відцентрова сила та сила притягування врівноважують одна одну, бо рівні та направлені в протилежні боки.

В центрі Землі відцентрова сила та сила притягання врівноважують одна одну, бо вони рівні та направлені в протилежні боки. Якщо ми, виходячи з цього, намалюємо відцентрову силу в наших двох крайніх точках у вигляді стрілок, аналогічних центральній, то одержимо в цих точках деяку різницю сил, що і формує підняття рівня у цих точках: на найближчій до світила точці припливи формує в основному сила притягання Місяця, на протилежній – відцентрова.

**Отже, можна зробити важливий висновок, що припливна сила – це рівнодійна двох сил, спрямованих в протилежні боки: сили гравітаційного притягання між світилом та Землею та відцентрової сили системи Земля – Місяць.**

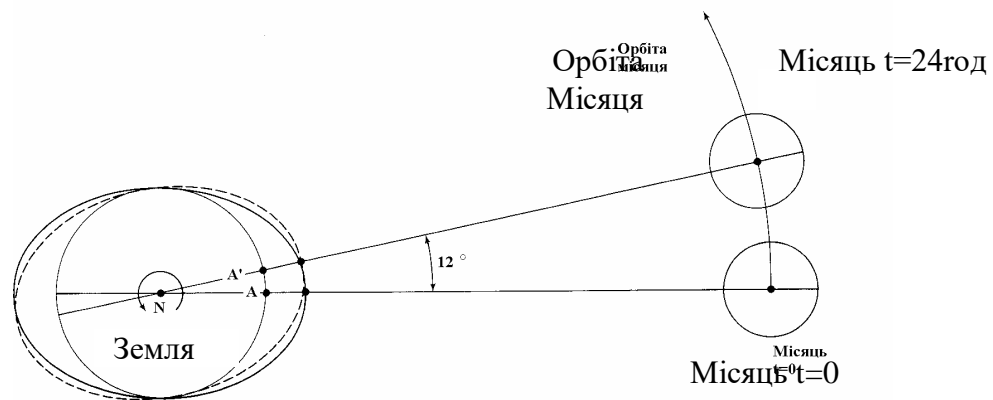
Земля обертається навколо своєї осі за одну добу. Це обертання легко уявити як обертання земної кулі всередині водяної оболонки, на поверхні якої під впливом Місяця виникають водяні підняття – припливні хвилі.

Відповідно до цього уявлення припливна хвиля стоїть на місці навпроти світила, а Океан, обертаючись разом із земною кулею, рухається під припливною хвилею. Саме тому на більшій частині океанічного узбережжя два рази на добу буває приплив і два рази на добу – відплив. Таким чином, припливи можна віднести до дуже довгих хвиль: відстань між водяними підняттями на екваторі дорівнює приблизно половині його довжини, тобто довжина припливної хвилі близько 20 000 км.

Щодо періоду цієї довгої хвилі, тобто часу, за який проходить одна довжина хвилі, який повинен був би бути рівним половині доби, то тут є невеличке уточнення. Як відомо, Місяць обертається навколо Землі в тому самому напрямку, що і сама Земля, і завершує повний оберт по своїй орбіті майже за 28 діб. Таке переміщення Місяця призводить до того (рис.7.2), що будь – яка точка земної кулі, щоб знову потрапити прямо під Місяць, повинна пройти шлях дещо більший, ніж один оберт Землі навколо осі, а точніше - обернутись ще на 12 градусів, а в часовому вимірі – це майже година (близько 50 хвилин). Тому припливна доба більша за двадцять



чотири годин десь на п'ятдесят хвилин, і відповідно період припливної хвилі - 12 годин 25 хвилин.



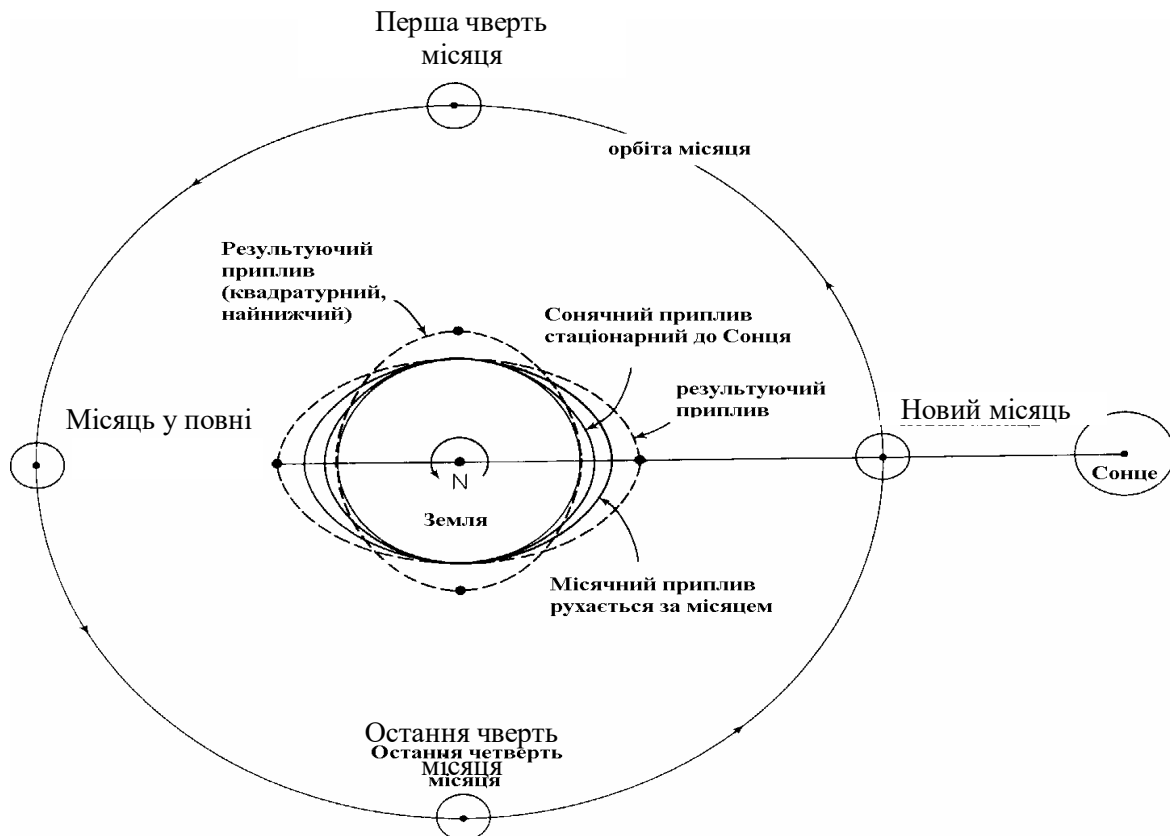
**Рис. 7. 2** Місяць обертається навколо Землі в тому ж напрямку, що і сама Земля, та завершує повний оберт на своїй орбіті майже за 28 діб. Тобто, обернувшись навколо своєї осі, Земля разом зі спостерігачем в точці А не потрапить знову під Місяць, бо він вже за цей час (24 год) переміститься на  $12^{\circ}$  вперед (в точку А'). Таким чином, припливна доба триває 24 год.50хв а період припливної хвилі відповідно – 12 год 25 хв [4].

## Нерівності висот припливів

**Сизигійні та квадратурні припливи.** Сонячні припливи, хоча вони набагато менші від місячних, заслуговують уваги – завдяки їм місячні припливи збільшуються чи зменшуються. Розглянемо два найважливіших положення:

- коли Сонце, Місяць та Земля знаходяться майже на одній лінії (в одній фазі) – **сизигійний приплив** (рис. 7.3);
- коли ці планет утворюють прямий кут (у різних фазах) – **квадратурний приплив** (рис.7.3).

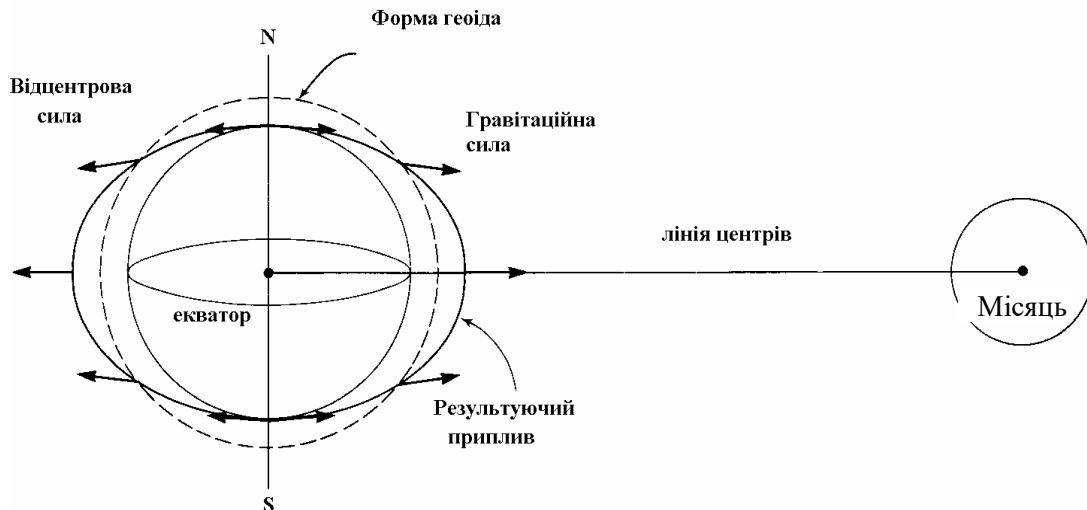
У першому випадку сонячна припливна хвиля накладається на місячну, і в сумі вони дають сизигійний приплив, при якому спостерігається найбільше підняття та падіння рівня води (приблизно на 20% вище від середнього). Така амплітуда припливу зберігається приблизно дві - три доби. З часом обидві припливні хвилі потроху виходять із зони суміщення, а через тиждень (7діб), тобто в першу чверть місяця, рівень припливу та відпливу стає меншим від середнього приблизно на 20%. Це квадратурний приплив, при якому сила притягання Сонця зменшує висоту місячної припливної хвилі, утримуючи частину води прямо напроти себе (рис.7.3).



**Рис. 7.3** Схематична ілюстрація виникнення найвищих припливів - сизигійних (коли Місяць, Земля і Сонце знаходяться приблизно на одній лінії – в новий та повний Місяць) та найнижчих - квадратурних припливів (коли Місяць і Сонце знаходяться майже під прямим кутом – перша та остання чверть Місяця). Зміна фаз Місяця: новий →квадратура →повний →квадратура →новий і т.д. відбувається через кожні 7 діб.

При знаходженні світил не у цих крайніх точках, висота припливу плавно зменшується (від сизигії до квадратури), або – збільшується (від квадратури до сизигії), і приплив чи відплив настає трохи раніше чи пізніше відносно припливного періоду. Сизигійні припливи та відпливи, так само як і квадратурні, відбуваються в середньому один раз на два тижні або два рази на місячний місяць (який має період 28 діб) і називаються півмісячними нерівностями амплітуд припливів.

Озброєні цими знаннями ми навіть краще, ніж давні люди, можемо сказати, дивлячись на Місяць: в новий та повний Місяць (сизигія) припливи будуть найвищі, а в першій і третій чверті Місяця (квадратура) – найнижчі; і що завтра Місяць буде прямо над головою на 50 хвилин пізніше, ніж сьогодні, а післязавтра – ще на 50 хвилин пізніше завтрашньої кульмінації і т.д.



**Рис. 7.4** Формування припливів і відпливів рівної висоти, коли Місяць знаходиться над земним екватором. Форма геоїда – середній рівень океану, не збурений ніякими силами, крім сили тяжіння Землі.

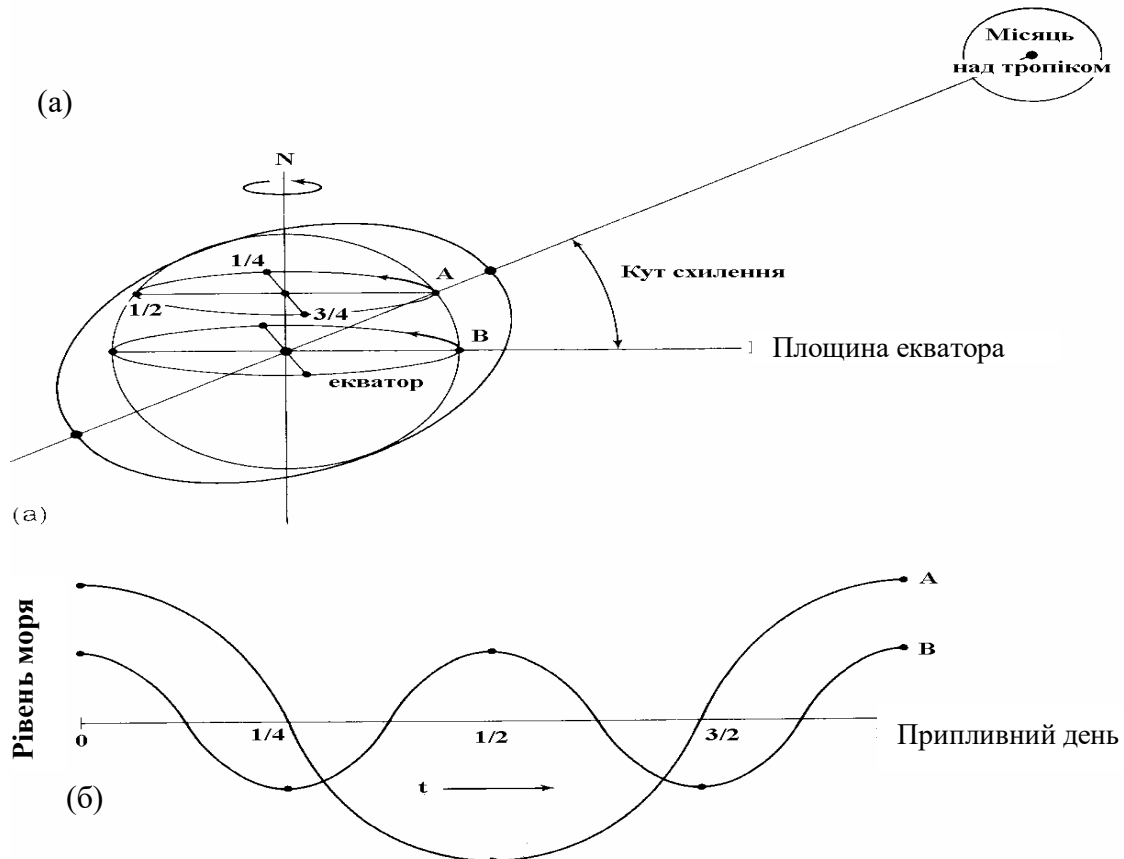
**Паралактичні нерівності висот припливів.** Ще одна причина нерівної висоти припливів – Місяць обертається навколо Землі не по колу, а за еліптичною орбітою (рис.7.8). Коли Місяць знаходиться в перигеї – точці, найближчій до Землі, - відстань між Землею і Місяцем зменшується приблизно на 50 000 км відносно середньої; коли Місяць знаходиться в апогеї – він на таку ж відстань віддаляється від Землі. Ця різниця у відстані, а отже і в силі притягування, веде до того, що висота припливів та відпливів в апогеї зменшується приблизно на 15% відносно середньої, а у перигеї - збільшується майже на таку саму величину (18%). Луна проходить через перигей один раз на місяць і рідко співпадає так, щоб саме в цей момент Сонце, Місяць і Земля були на одній лінії (в сизигії). Але в середньому два рази на рік ці два моменти співпадають і ми можемо спостерігати повний чи новий Місяць в перигеї. Тоді сизигійний приплив і перигейний, об'єднуючись, дають найвищі припливи року.

**Уточнення.** Паралакс – це кут, під яким спостерігачу із Землі видно діаметр Місяця. За паралаксом дуже просто вимірюють (розраховують) відстань до Місяця. Коли Місяць знаходиться в перигеї і в повні, то його діаметр здається дуже великим, а в апогеї – набагато меншим.

**Нерівності висот припливів, обумовлені схиленням місячної орбіти.** Найбільш суттєві нерівності висоти припливів пов'язані з тим, що площина лунної орбіти нахилена до площини земного екватора. При цьому схилення Місяця змінюється: протягом місячного місяця максимальна величина схилення може становити  $\pm 28,5^{\circ}$  відносно земного екватора. Коли Місяць знаходиться над екватором, припливи та відпливи

майже рівні за висотою (рис. 7.4) і період їх буде напівдобовий (рис.7.5, крива В).

Коли ж Місяць знаходиться в “тропіках”, тобто стоїть над тропіком Рака чи над тропіком Козерога, то через віддалені від екватора пункти проходять частини припливної хвилі різної товщини (рис.7.5,а - точка А на земній поверхні).



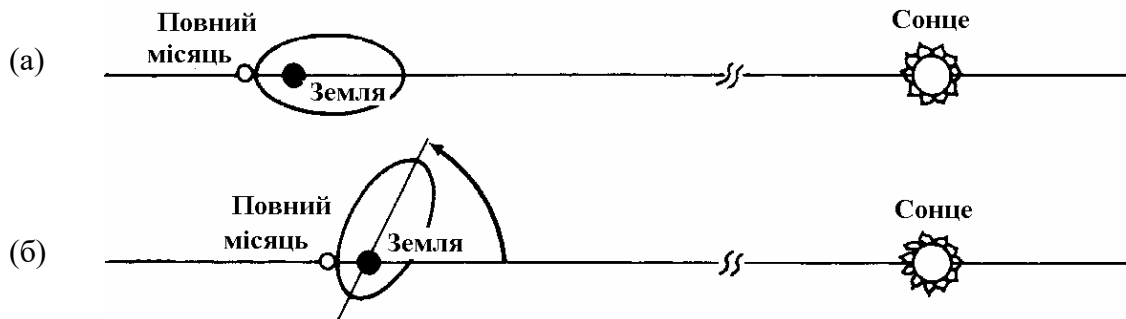
**Рис. 7.5 Формування добових припливів** в точці А (на рисунку (б) крива А ) та **напівдобових** в точці В (на рисунку (б) крива В) при максимальному схиленні Місяця [4]. Протягом місячного місяця максимальна величина схилення (кут схилення) може становити  $\pm 28,5^\circ$  відносно земного екватора.

Практично приплив буде не напівдобовий, а добовий, тобто спостерігатиметься один раз на добу (рис.7.5,б - крива А). Період зміни добової нерівності висоти припливів – приблизно 14 діб, адже Місяць проходить свій шлях по орбіті вище і нижче земного екватора протягом 28 діб.

### ДОДАТКОВИЙ МАТЕРІАЛ

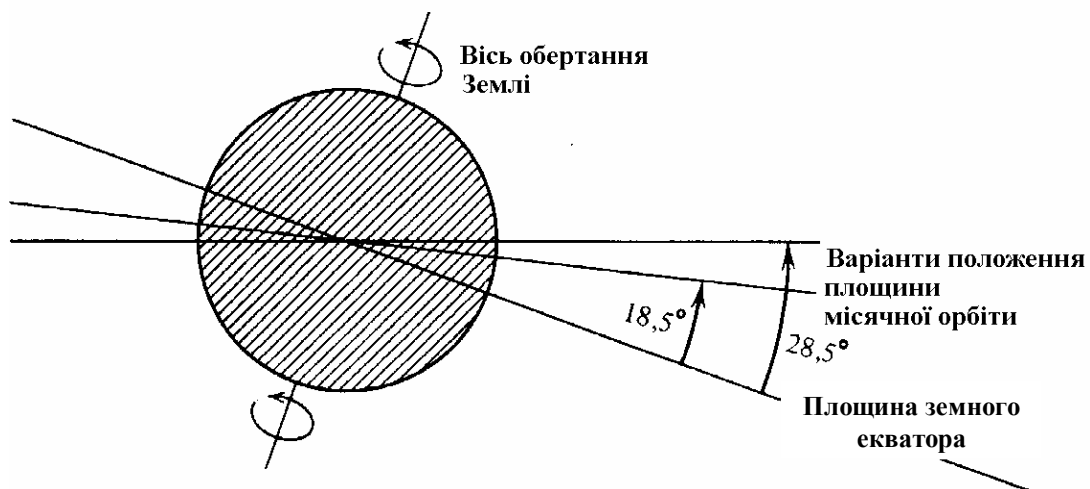
*Еліптичні орбіти обертання Землі навколо Сонця та Місяця навколо Землі не є сталими, вони змінюються [3]. Місячна орбіта найбільше впливає на утворення, так званих, парціальних припливів. Вісь місячної*

орбіти обходить навколо Землі, тим самим здійснюючи повний оберт за 8,85 років. Вплив цих змін насамперед у тому, що з'являється двотижневий парціальний приплив  $M$  та його більш високочастотні складові. Це явище схематично показано на рис.7.6.



**Рис. 7.6** Величина місячної приливоутворювальної сили дуже змінюється за період 8,85 років, протягом якого велика вісь еліптичної орбіти Місяця здійснює повний оберт навколо Землі. Сизигійний приплив починається зразу після новолуння та повнолуння. Коли Місяць знаходиться найближче до Сонця, сизигійний приплив досягає максимуму, (б).

Як уже пояснювалось, коли Сонце, Земля та Місяць лежать на одній прямій, тобто в фази повнолуння та новолуння, приливоутворювальні сили Сонця та Місяця складаються та викликають найвищі припливи (сизигійні). Та внесок Місяця у формування сизигійних припливів змінюється протягом періоду 8,85 років і він найбільший, коли Місяць знаходиться найближче до Землі та всі три небесних тіла знаходяться на одній прямій (рис.7.6, б). Існує ще циклічна зміна нахилення (схилення) площини місячної орбіти. Цей цикл займає 18,6 років. У відношенні до екваторіальної площини Землі нахил орбітальної площини Місяця змінюється від мінімального  $\pm 18,5^\circ$  до максимального  $\pm 28,5^\circ$  (рис.7.7).



**Рис.7.7** Площина, в якій Місяць обертається навколо Землі, змінюється внаслідок нутацій, при яких повний цикл зміни кута, утвореного нею з

*екваторіальною площиною Землі, від  $\pm 18,5$  до  $\pm 28,5^\circ$  займає 18,6 років.*

*Орбіта обертання Землі навколо Сонця має еліптичну форму і Сонце розташоване в одному з фокусів цього еліпса. Тому зміна відстані між ними від перигелію, коли Земля знаходиться найближче до Сонця, до афелію, коли вона найдалі від нього, теж відчутно змінює висоту припливу (рис.7.8). Цей період досить великий – 100 тисяч років [3].*



**Рис. 7.8** Орбіти Землі та Місяця навколо Землі – еліпси. Однак, ексцентриситет еліптичної земної орбіти змінюється з періодом близько 100 тис. років і часом вона наближається до кола.

### Деякі недоліки статичної теорії припливів

Статична теорія припливів, розроблена Ньютоном, пояснює фізичну природу явища та всі основні його закономірності на основі закону всесвітнього тяжіння. Однак, значне спрощення явища, яке він прийняв у процесі розробки своєї теорії, є причиною суттєвої різниці між теорією та припливними явищами, що спостерігаються в реальних умовах Світового океану (за спрощеннями, океан покриває Землю рівномірно, не враховується інерція та в'язкість води).

Максимальна теоретична висота припливу повинна бути меншою від 80 см. Це спостерігається тільки в центральних областях океанів біля островів. Однак, в багатьох місцях максимальна висота складає декілька метрів, а біля мису Астрономічного в Охотському морі до 13 м. Найбільша висота напівдобових припливів спостерігається у Світовому океані у затоці Фанді на північному- сході Америки (Атлантичний океан) – до 17м. Тобто, це показує, що береги материків, їх конфігурація та поступова, чи різка зміна рельєфу дна суттєво впливають на висоту припливу. Крім цього, звичайно моменти спостереження повної води запізнюються відносно моменту кульмінації Місяця (*прикладна година*), а найбільша вода спостерігається не точно в сизигію а через деякий час (*вік припливу*).

Недоліки статичної теорії припливів стимулювали подальший розвиток досліджень цього явища.

### ДОДАТКОВИЙ МАТЕРІАЛ

*(Припливні вали, що мають місцеві назви бора, маскаре)*

*В багатьох частинах земної кулі в місцях безпосереднього впадіння річок в океан утворюються довгі лійкоподібні затоки. Припливна хвиля, що входить в такі гирла (особливо це помітно під час високих сизигійних припливів), звужується руслом річки, глибина якої до того ж швидко зменшується. В результаті хвиля різко збільшує свою висоту і виникає помітний крутий фронт – припливний вал чи маскаре [1]. В деяких місцях він може викликати у місцевих жителів навіть страх.*

*Джорж Ери, один із засновників теорії хвиль, спостерігав припливний вал у гирлі річки Северн, що в Англії, і писав про те, яке незабутнє враження справив на нього “величезний крутий фронт припливної хвилі, що досить повільно і загрозово рухався вгору по річці.” Хоч інколи на цій же річці припливна хвиля при виході на міліну розпадається на декілька більш малих хвиль, що рухаються одна за одною. В інших місцях входження припливної хвилі у гирло виражається тільки в загальному піднятті рівня води без вираженого фронту: за одну - дві хвилини рівень може піднятися на декілька метрів.*

*Капітан третього рангу У.Мур так описує маскаре на річці Чін- Тан в північному Китаї: “Біля Хайніня при різкому звуженні русла, припливний вал досягає 3 –4 м у висоту, майже прямою стіною перегороджує річку шириною десь півтора кілометри (одна сухопутна миля) та рухається зі швидкістю десь 20 км/год (12 –13 вузлів=12 -13 миль на годину). Вал з круто нахиленим краєм є насправді каскадом валів з піни, які весь час падають до підніжжя. Кут нахилу в певний час однаковий для всього фронту хвилі, але змінюється протягом всього шляху від 40- 70<sup>0</sup> , на найбільших глибинах інколи досягає майже 90<sup>0</sup> .*

*На узбережжі міста Ханькоу приїжджі не раз бачили, як місцеві рибаки на човнах починають хутко гребти до берега і чомусь витягують свої човни на берег з абсолютно спокійної річки. Але буквально через декілька хвилин приходить з ревом припливний вал; човни знову спускають на воду, рівень якої встиг помітно підвищитися, і все продовжується ніби нічого не сталося”.*

*Припливний вал на Амазонці – ще більш ефектне видовище: він досягає висоти 8- 9 м. Якщо дивитись на нього з високих дамб, що біля гирла, то здається що вгору за течією зі швидкістю 12 вузлів рухається величезний водоспад, довжиною в декілька миль, а його ревіння чути на 15 миль навколо (більше 20 км). Інколи, звичайно в сизигію плюс перигей,*

затухаючий припливний вал спостерігають на відстані майже 200 км вгору від гирла .

## Динамічна теорія припливів (Лапласа)

Наступним після статичної теорії припливів Ньютона принципово важливим кроком в поясненні механізму припливних явищ було введено Лапласом в 70-х роках XVIII ст. уявлення про припливні хвилі. Лаплас виходив з того, що в наслідок інерції води припливний еліпсоїд не може займати положення статичної рівноваги. Оскільки припливоутворювальні сили діють на масу води періодично, то вони повинні викликати в океані періодичні коливальні рухи хвилеподібного характеру.

*Він допустив, на відміну від Ньютона, що припливний еліпсоїд на Землі, що обертається, можна розглядати як два підвищення та два зниження рівня, які постійно рухаються у зворотному до обертання Землі напрямку, тобто зі сходу на захід, а Земля і Океан при цьому ніби залишаються на місці.* Для спрощення пояснення механізму Землю розділили паралельно до екватора на канали, що мають однакову глибину. Таким чином, припливи в кожній точці Землі можна уявити як результат проходження припливних хвиль. Довжина хвилі на екваторі найбільша (20000 км) і дещо зменшується в напрямках на північ та південь. Зрозуміло, що така хвиля є довгою практично для будь – якої реальної глибини океану (бо максимальна глибина є трохи більшою від 11 км), тобто при своєму русі повинна відчувати вплив дна, а вірніше, її швидкість буде визначатись виключно глибиною (H):

$$C_{\phi} = \sqrt{gH} \quad (7.1),$$

де  $C_{\phi}$  - фазова швидкість хвилі, м/с;  
 $g$  – прискорення вільного падіння, м/с<sup>2</sup> ,  
 $H$  – глибина басейну, м.

У відповідності зі статичною теорією, Місяць завдяки притягуванню утворює у кожному каналі два підняття рівня - в zenіті та надирі, які будуть постійно рухатись за світилом. Розповсюдження цих підняттів ми можемо розглядати як вимушені припливні хвилі. На відміну від них вільними хвилями називають такі, які створені короткочасною дією сили і в подальшому розповсюджуються за інерцією, незалежно від сили, яка їх збудила, наприклад, хвилі цунамі. Швидкість вимушеної припливної хвилі визначається тим, що вона повинна за добу пройти всю довжину паралелі даної широти ( $\ell = 2\pi R \cos\phi$ , де  $R$  – радіус Землі,  $\phi$  – широта). Швидкість вимушеної хвилі повинна дорівнювати довжині паралелі, розділеній на час ( $\Delta t$ ), за який вона буде пройдена, тобто на добу (в секундах)



$$C_{\phi} = \ell / \Delta t.$$

Звідки одержуємо в розширеному варіанті

$$C_{\phi} = 2\pi R \cos\phi / \Delta t. \quad (7.2)$$

Для того, щоб швидкості вимушеної та вільної хвилі на певній паралелі співпадали ( $2\pi R \cos\phi / \Delta t = \sqrt{gH}$ ), глибина океану повинна задовольняти умову

$$H = (2\pi R \cos\phi / \Delta t)^2 / g. \quad (7.3)$$

Наведемо нижче таблицю 7.1 розрахованої швидкості припливної хвилі для різної широти та глибини, на яких ці хвилі стають вільними [2].

Таблиця 7.1

$\phi^0$	$0^0$	$20^0$	$40^0$	$60^0$	$80^0$	$90^0$
$C_{\phi}$ , м/с	463	435	355	226	80	0
H, м	21900	19340	12550	<b>5474</b>	<b>660</b>	<b>0</b>

З таблиці видно, що для того, щоб швидкості вимушеної та вільної припливної хвилі співпадали у значному діапазоні широт (від  $0$  до  $40^0$ ), необхідні дуже великі глибини, яких немає у Світовому океані. При реально можливих глибинах океану, припливні хвилі у низьких широтах мають малі швидкості і повинні мати тенденцію відставати від світила. Цим можна пояснити виникнення *прикладного часу*. У високих широтах вимушені припливні хвилі можуть не відставати, а випереджати його, тобто, розповсюджуватись як вільні хвилі.

Допущення Лапласа про те, що припливний еліпсоїд на Землі можна розглядати як два підвищення та два зниження рівня, що постійно рухаються у зворотному до обертання Землі напрямку, тобто зі сходу на захід, а Земля і Океан при цьому ніби залишаються на місці, дало можливість розглядати приплив як звичайну вимушену хвилю, яка має деякі властивості вільної, та використати для пояснення реальних особливостей припливів всі відомі явища, притаманні звичайним хвилям: рефракцію, дифракцію, інтерференцію, утворення стоячих хвиль та ін. Крім того, це допущення дало можливість скористатись гармонійним аналізом для передобчислення припливів.

**Гармонійний аналіз.** Припливоутворюючі сили, не дивлячись на досить складний взаємний рух припливоутворюючих світил, є періодичними. Ми можемо вибрати проміжок часу, протягом якого припливоутворювальні сили приблизно проходять повний цикл змін. Дякуючи цьому, і припливні явища - коливання рівня, течії, не дивлячись на значну деформацію їх під впливом рельєфу дна та берегів, також проявляють аналогічну періодичність.

Головна ідея гармонійного аналізу базується на двох принципах Лапласа. Оскільки припливні явища в своїй основі періодичні, ми можемо розкласти вираз потенціалу припливоутворювальні сили на більш прості гармонійні складові хвилі; потім на такі ж складові розкладають хід рівня або течії. Далі, пов'язують формулами кожен гармонійну складову ходу рівня чи течії з відповідною їй за періодом гармонійною складовою потенціалу. А результуючий приплив розглядають як суму гармонійних складових хвиль.

Таким чином, висоту припливу в даному місці в певний час ( $t$ ) при середній висоті рівня ( $Z_0$ ) можна записати як суму висот гармонійних складових хвиль

$$H_i = Z_0 + \sum f_i H_i \cos [g_i t + (v_0 + u)_i - \zeta_i], \quad (7.4)$$

де  $H_i$  – гармонійна постійна амплітуди, визначається зі спостережень;

$f_i$  - редуційний множник (коефіцієнт пропорційності між  $H_i$  та значенням  $i$ -тої складової потенціалу припливоутворювальної сили);

$g_i$  – кутова швидкість хвилі;

$(v_0 + u)_i - \zeta_i$  – загальна фаза хвилі;

$(v_0 + u)_i$  – астрономічна частина фази (часовий кут  $i$ -тої складової в нуль годин доби, тобто при  $t = 0$  за Грінвічем);

$\zeta_i$  – гармонійна постійна фази, що показує відмінність фази  $i$ -тої хвилі припливу в даному місці від відповідної складової потенціалу (визначається зі спостережень).

Перерахуємо головні гармоніки припливу:

$M_2$  – головна напівдобова хвиля;

$N_2$  – велика місячна напівдобова еліптична;

$L_2$  – мала місячна напівдобова еліптична;

$K_2$  - лунно - сонячна деклінаційна напівдобова;

$K_1$  - лунно- сонячна деклінаційна добова;

$O_1$  – головна місячна добова і т.д.

Зазвичай, для точних розрахунків припливів враховують приблизно 11 гармонік.

**Розрахунки припливів (передобчислення).** Найбільш розповсюдженим є адміралтейський (штурманський) метод передобчислення припливів. Від інших він відрізняється простотою та достатньою точністю. Метод враховує всього чотири хвили, в які включено вплив і деяких інших гармонік, а в основу покладене рівняння (7.4).

Однак, на практиці немає необхідності використовувати навіть цей метод, бо звичайно на рік вперед друкуються таблиці припливів, в яких для більшості берегових пунктів та узбережних акваторій Світового океану та його морів приводяться вираховані час та висота великої та малої води а також деякі характеристики припливних течій (максимальні швидкості та ін.).

Також випускають на рік вперед атласи припливів. Атласи припливів, на відміну від таблиць, мають характеристики припливів не в окремих пунктах, а узагальнені для значних акваторій чи моря в цілому. Перевага атласів в тому, що вони дають наочне уявлення про явища припливу на значному просторі. За такими даними можна дослідити механізм розповсюдження та деформації припливних хвиль в конкретних географічних умовах. Найбільш повне враження про припливи дають атласи, на картах яких суміщенні дані про припливні течії та припливний рельєф поверхні моря.

### *ДОДАТКОВИЙ МАТЕРІАЛ* (До теми передобчислення припливів)

*Не дивлячись на всю складність приливних явищ, припливи можна заздалегідь розраховувати з необхідною точністю для практики. В кожному приморському селищі є як мінімум один магазин, де продаються книжечки з “таблицями припливів”, в яких вказаний час та висота припливів на рік вперед. Як складаються ці таблиці? В кожній морській державі працює приблизно така схема. Національна служба досліджень океану, чи гідрометеорологічна служба, чи гідрографічне відділення (або берегова і геодезична служба, наприклад, у США) протягом певного часу робить запис рівня припливів в якомусь пункті узбережжя, аналізує одержану криву на головні компоненти (фазу та амплітуду), а потім вкладає ці дані в модель, що імітує утворення припливів. Модель запрограмована на майбутній час, тому “дає” необхідний прогноз у вигляді таблиць. Перші імітаційні моделі були механічними та будувались з шестерень, що обертались, та ексцентричних кулачкових механізмів різного діаметра, які імітували величину різних компонент. Усі ці*

пристрої зв'язувались шнуром, і таким чином знаходилась сума (результат) всіх складових. Пристосовавши якимось таку машину до специфічних умов певної берегової станції, далі заводили мотор та “прокручували” припливні цикли, прогножуючи припливи на майбутнє.

Іншим методом прогноз відбувається так. Будують масштабну модель узбережного району та “затоплюють” її водою, таким чином імітуючи припливні хвилі [3]. Така модель допомагає вирішити складні проблеми передбачення припливної дії саме на цей район.

### КОНТРОЛЬНІ ПИТАННЯ

1. Дайте визначення припливів в океані.
2. Що є причиною виникнення припливів в океані? Напишіть закон всесвітнього тяжіння Ньютона та поясніть вхідні параметри.
3. Чому назустріч світилу піднімається вода ніби зрозуміло, але чи можете Ви пояснити, чому таке ж підняття води спостерігається з протилежного боку від світила?
  1. А тепер намалюйте схематично на різних сторонах Землі, рівнодійною яких сил є припливоутворююча сила?
  2. Поясніть, чому не дивлячись на дуже велике значення сили притягування між Землею та Сонцем, основною причиною припливів є все-таки взаємодія з Місяцем?
  3. Чому припливи мають період не півдобі, а 12 год 25хв? Для правильної відповіді на це питання слід згадати, скільки часу займає повний оберт Місяця навколо Землі і, особливо, чи співпадає напрямок його руху з напрямком обертання Землі навколо своєї осі.
4. А тепер дуже прості питання:
  - скільки разів на добу буде приплив і скільки - відплив?
  - яка довжина припливної хвилі?
5. Які є три причини нерівності висоти припливів, що проходять в одному і тому самому місці?
6. Поясніть, що таке перигей, апогей у положенні Місяця і які припливи, відповідно до закону всесвітнього тяжіння, будуть більші перигейні, чи апогейні? Чому тоді ці нерівності висот припливів називають *паралактичними*?
7. На який максимальний кут від екватора (схилення) відхиляється Місяць при своєму обертанні навколо Землі? Яке це має значення для висоти припливів, що проходять далі від екватора? Відповідь проілюструйте малюнком.

8. Яким чином схилення Місяця впливає на висоту припливу на екваторі? Відповідь також проілюструйте малюнком.
9. Коли припливи більші: коли Місяць вповні, новий, чи коли спостерігається його половина?
10. Зобразіть схематично сизигійне положення світил; квадратурне.
11. До попереднього малюнку, коли спостерігається сизигія, додайте положення Місяця в перигеї – одержите максимальні припливи року.
12. Які максимальні висоти припливів з урахуванням всіх сил повинні бути за розрахунками Ньютона? А насправді? Ньютон помилився, чи є інше пояснення цієї невідповідності.
13. В чому відмінність основних положень статичної теорії припливів Ньютона та динамічної теорії припливів Лапласа?
14. Якщо вони Вам не здаються дивними, підемо далі: припливи – це вільні, чи вимушені хвилі? І чи хвилі це взагалі?
15. Чи можна прогнозувати висоту та час припливу та відпливу?
16. Що дало використання гармонійного аналізу для можливості прогнозування характеристик припливів в певному місці?
17. А тепер не просте питання: на Вашу думку з фізичної точки зору, чи впливає зміна сили притягання Місяця, Сонця та інших планет на погодні умови на Землі, на живі об'єкти, на стан підземних вод, рідких магматичних порід в середині Землі?
18. Якщо на попереднє питання Ви відповіли позитивно, то чи слід враховувати зміни сили притягання Місяця, Сонця та інших планет при розробці прогнозів погоди, висоти підняття та складу річкових та підземних вод, короткострокових прогнозів землетрусів та зміни продуктивності фітопланктону, поведінки зоопланктону та інших представників морської фауни?

## VIII. ТЕЧІЇ В ОКЕАНІ

Причини, під дією яких вода в океані починає рухатись, можна розділити на:

- зовнішні відносно Океану;
- внутрішні, що виникають в самому Океані.

До зовнішніх причин виникнення течій можна віднести:

- дію вітру,
- зміни атмосферного тиску,
- зміни рельєфу рівня океану під дією берегового стоку, опадів,

випаровування.

До внутрішніх причин виникнення течій відносять горизонтальну неоднорідність поля густини (як наслідок неоднорідності полів температури та солоності), яка обумовлює горизонтальну неоднорідність поля тиску.

Крім цього, на будь - яку частинку води завжди діє *сила тяжіння*. Причому діє однаково, незалежно від того, де ця частинка розташована (на поверхні, чи в глибині) [1].

**Всі сили, які безпосередньо спричиняють до виникнення течій називаються первинними.**

**Разом із течіями виникають, так звані, вторинні сили, які відсутні в нерухомій воді.** До них відносять: силу Коріоліса, тертя, відцентрову силу, внутрішнє тертя (турбулентна в'язкість).

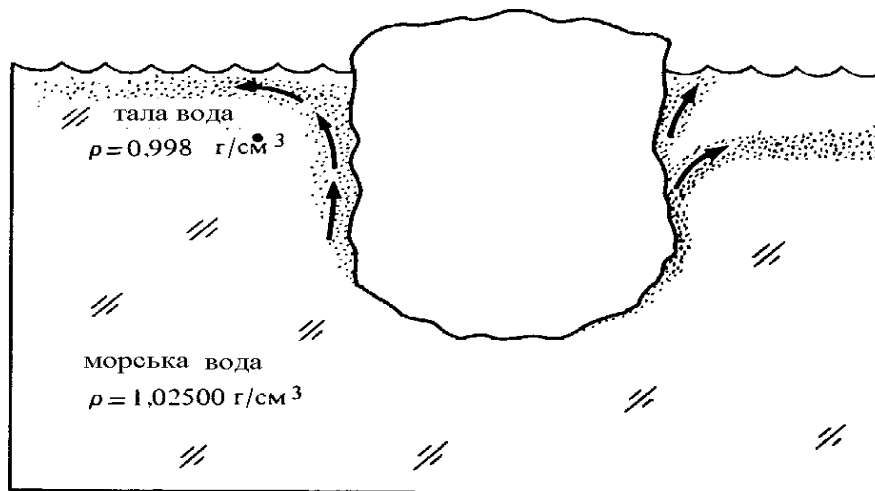
### ДОДАТКОВИЙ МАТЕРІАЛ

#### *Сила тяжіння*

*Що таке сила тяжіння - кожному добре відомо. Силою тяжіння матеріальної точки є сила, що дорівнює векторній різниці між силою притягання цієї матеріальної точки до Землі та відцентровою силою, обумовленою участю матеріальної точки в добовому обертанні Землі [4]. Але краще розглянути прикладні аспекти впливу сили тяжіння, з якими стикається практично кожна людина з дитинства, чи в подальшій професійній діяльності при розгляді певних процесів. Коли ми, наприклад, намагаємося держатися на плаву, гравітаційне притягування Землі представляє собою силу, направлену вниз. Їй протидіє, на що ми і розраховуємо, сила виштовхування, пов'язана з тим, що ми витісняємо певну кількість води.*

*Ті ж роздуми можна використати і для часточки води, що знаходиться нижче поверхні океану. Якщо її густина менша, ніж густина навколишньої рідини, на часточку діє сила, направлена вгору, оскільки виштовхувальна сила в цьому випадку більша від сили тяжіння, і навпаки.*

В деяких видах руху води в океані головним фактором є розбаланс між силою тяжіння та силами плавучості [5]. Візьмемо, наприклад, айсберг, що тоне в солоній воді (рис.8.1), чи процеси, що супроводжують замерзання води (рис.8.2).



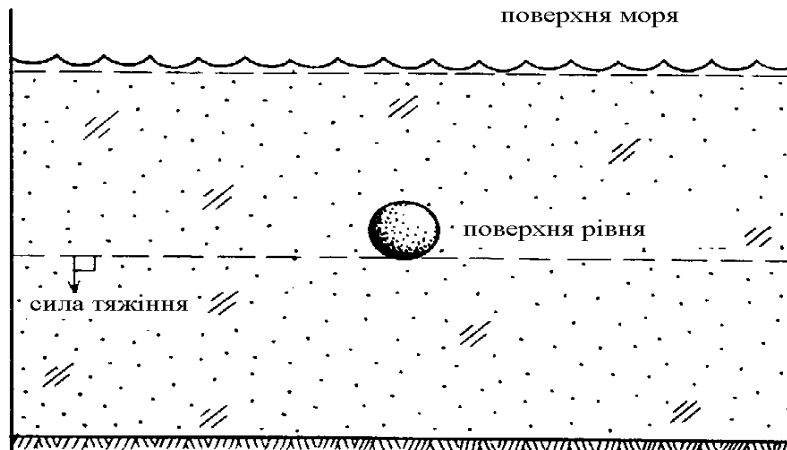
**Рис. 8.1** Що відбувається з водою, яка утворюється при таненні льоду? Тала вода підіймається до поверхні, оскільки вона легша. Підіймаючись, вона захоплює за собою частину морської води; в результаті утворюється суміш, солоність якої росте у міру того, як продовжується процес залучення. Куди вийде вода – як на малюнку зліва або справа - залежить від двох чинників: від стратифікації та від інтенсивності турбулентного перемішування поблизу айсберга. Чим сильніша турбулентність, тим вірогідніше, що вода не досягне поверхні океану і почне віддалятися на якійсь глибині.



**Рис. 8.2.** Що відбувається з сіллю, яка виділяється при замерзанні морської води? Якщо сіль не встигла перемішатись з водою, що знаходиться нижче, і захоплюється швидким процесом льодоутворення, то в новоутвореному льоді сіль концентрується у вигляді окремих включень розсолу; розсіл має високу солоність 100-200 %, тому практично не замерзає.

## Сила тиску

На рис.8.3 показано поперечний розріз океану з деякою вибраною “рівневою” поверхнею, яка в малих масштабах є горизонтальною площиною. Рівнева поверхня завжди перпендикулярна до локального вектора сили тяжіння; кулька, покладена на тверду рівневу поверхню не буде котитися.

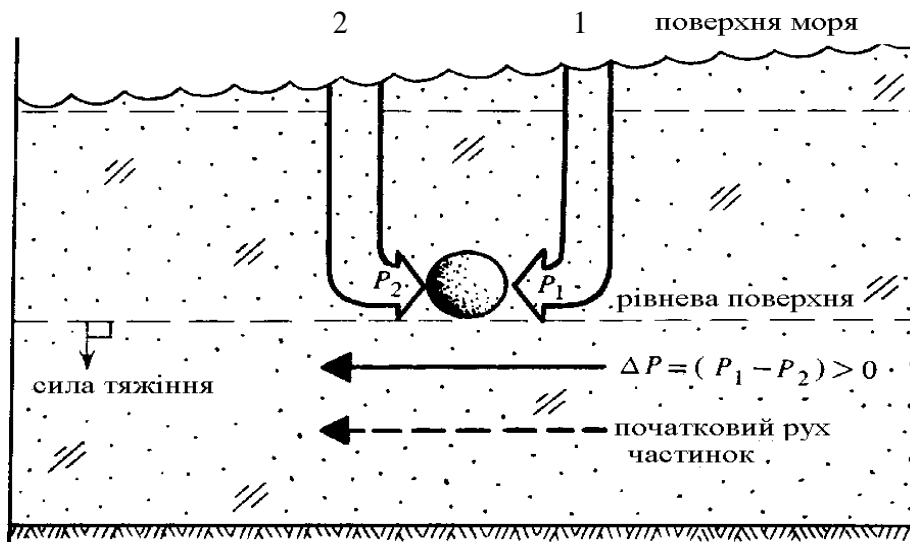


**Рис. 8.3** Кулька або частинка води, розташована на рівневій поверхні, не буде рухатися, якщо на них не діють горизонтальні сили тиску.

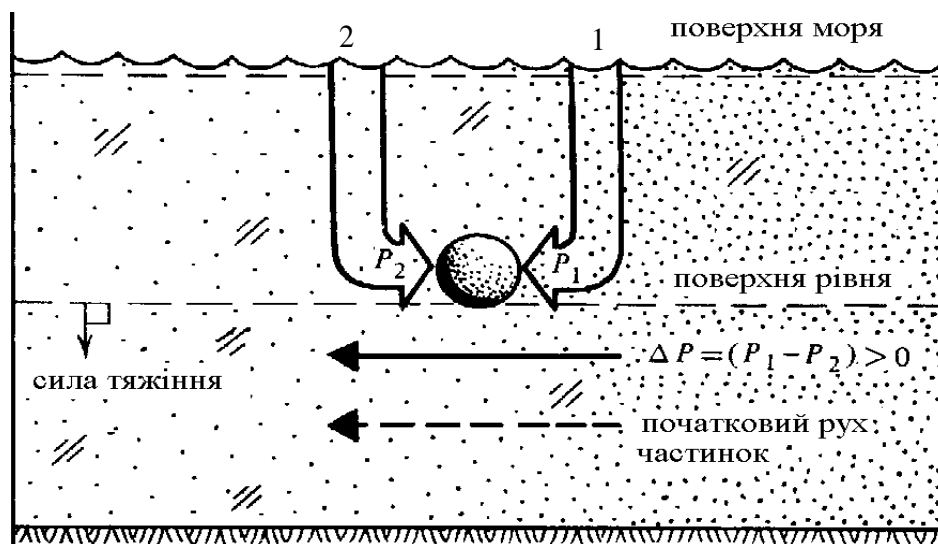
В океанах, звичайно, немає твердих поверхонь. Якщо замість кульки взяти “частинку” води, вона буде намагатися піднятися, так само як і вода, що утворилася при таненні айсбергу, чи потонути, як Середземноморська вода, що вливається в Північну Атлантику. **Сила тиску направлена по вертикалі і зникає тільки тоді, коли частинка води оточена водою тієї ж густини. Такий випадок, так званої, “гідростатичної” рівноваги.**

Однак незалежно від цього частинка може відчувати вплив деякої результуючої горизонтальної сили, якщо сили тиску, що діють на неї збоку не рівні, і направлені вздовж рівневої поверхні. Горизонтальна сила може бути обумовлена одним з двох таких факторів або ними обома: нахил поверхні моря (рис.8.4), неоднорідне розподілення густини морської води (рис. 8.5).





**Рис. 8.4** Нижче нахиленої поверхні моря тиск уздовж рівневої поверхні змінюється тому, що від місця до місця змінюється висота стовпа води від поверхні моря до цього рівня. Стовп 1 вище від стовпа 2, тому тиск  $P_1$  більший за тиск  $P_2$ ; а різниця пояснює наявність результуючої сили тиску, під дією якої частинка повинна рухатися з прискоренням вліво.



**Рис. 8.5** Різниця тиску може виникнути і тоді, коли в стовпі 1 густина води більша, ніж в стовпі 2; тому тиск  $P_1$  більший від тиску  $P_2$ , а різниця пояснює наявність результуючої сили тиску та рух частинки справа наліво.

## **Сила Коріоліса**

На поверхні води важко уявити схили та западини. Якщо перестануть діяти зусилля, якими підтримуються нерівності водного рельєфу (наприклад, відцентрове прискорення, чи аномалії сили тяжіння), то поверхня буде швидко вирівнюватись токами води. Однак ці уявлення, гарні та правильні для лабораторних умов, не відповідають дійсності для реалій моря. Припустимо, що морська поверхня знижується до центру якогось району. Нахил поверхні створить градієнт тиску, який буде намагатися перемістити воду, щоб заповнити зниження (ямку). Якщо густина води однакова, то величина градієнта тиску залежить тільки від нахилу поверхні  $\gamma$  та зображується формулою:

$$F_{\partial} = \rho g \operatorname{tg} \gamma, \quad (8.1)$$

де  $\rho$  - густина води;

$g$  - прискорення вільного падіння.

Під дією градієнта сили одиничний об'єм води буде секунда за секундою збільшувати свою швидкість і, якби не було перешкод, то западина швидко б заповнилася водою.

Однак, завдяки добовому обертанню Землі навколо своєї осі, на будь-яке тіло, що рухається на земній поверхні, діє поворотна сила Коріоліса (чи геострофічна сила, що з грецької: гео- земля, строфа - вигин) [6]. Ця сила направлена перпендикулярно до руху: праворуч - в північній півкулі, ліворуч - в південній. Її величина пропорційна швидкості руху відносно земної поверхні та синусу географічної широти місця:

$$F_n = U \rho 2 \omega \sin \varphi = U \rho \Omega, \quad (8.2)$$

де  $\omega$  - кутова швидкість обертання Землі навколо своєї осі;

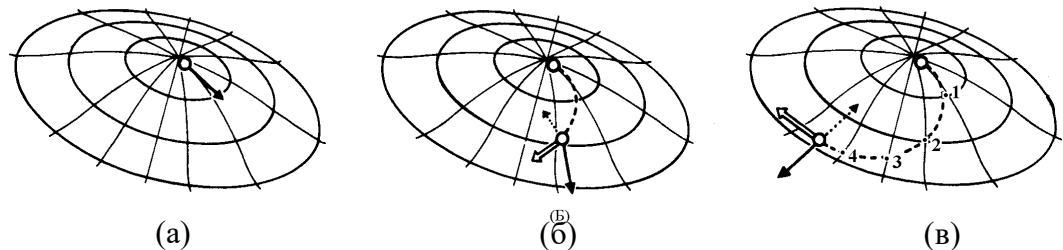
$\varphi$  - географічна широта місця;

$U$  - вектор швидкості течії;

$\Omega$  - планетарний вихор ( $\Omega = 2\omega \sin \varphi$ ).

Щоб зрозуміти походження поворотної сили, проведемо такий теоретичний дослід. Скористаємося рисунком 8.6. Якщо запустити з полюса вздовж меридіана якесь тіло (наприклад, ракету), не пов'язане тертям із земною поверхнею, то під дією первинного імпульсу це тіло почне ковзати на поверхні, зберігаючи напрямок свого руху в площині, перпендикулярній до креслення початкового меридіана.

В той самий час поверхня Землі, яка не пов'язана тертям з тілом, що рухається, буде рівномірно обертатися під ним зі швидкістю  $360^{\circ}$  за 24 години (1440 хвилин). І тому, через кожні 4 хвилини під тілом буде проходити новий меридіан (наприклад,  $1^{\circ}$  зах.д.,  $2^{\circ}$  зах.д., ...).



**Рис. 8.6** Як виникають нестаціонарні та стаціонарні течії (в північній півкулі) [5].

(а) Підняття (підвищення) на поверхні моря. Частинка води, що знаходиться на вершині підвищення, починає рухатися униз схилом. Стрілка вказує напрям сили тиску, яка прискорює частинку.

(б) Положення частинки в деякий наступний момент. Почавши рухатись вниз по схилу, за рахунок сили Коріоліса відхиляється праворуч (пунктирна лінія). Не зафарбована стрілка вказує напрям її швидкості, пунктирна – сила Коріоліса. Сила Коріоліса у цей момент ще не врівноважує силу тиску, направлену донизу схилу, тому частинка рухається за розширювальною спіраллю.

(в) Частинка вже прискорилась настільки, що сила Коріоліса у цей момент врівноважила силу тиску; ці сили діють в протилежних напрямках і врівноважують одна одну. Рух вийшов на стаціонарний режим, і частинка рухається навколо підняття. Через силу тертя течії є спіралями, які поволі розкручуються, що приводить до поступового зникнення підняття. Слід однак зауважити, що це відбувається в тому випадку, коли немає постійного припливу води знизу.

Таким чином, рух тіла буде відхилятися від земних орієнтирів праворуч. Рухаючись за інерцією, тіло (ракета) через рівні інтервали часу потраплятиме в точки земної поверхні, що показані на рис.8.6 цифрами 1, 2, 3, 4, 5. Відстані між паралелями, на яких знаходяться точки, неоднакові, бо рух за інерцією прямолінійний, а земна поверхня викривлена. Зрозуміло, що як би ми не збільшували масу ракети, при незмінній швидкості її руху на південь, ракета пройде над одними і тими самими пунктами земної поверхні. Дія сили Коріоліса залишається незмінною, а це означає, що величина сили зростає саме в стільки разів, у скільки зростає маса тіла. Таким чином, так само як і сила тяжіння, сила Коріоліса відноситься до масових сил [5, 6]. Однак якщо для сили тяжіння ми можемо назвати взаємодіючі тіла, причому з масами, пропорційними величині взаємодії, то сила Коріоліса, як видно з нашого прикладу, виникає без взаємодії з будь-яким тілом, тобто “невідомо звідки”. За цю

невідповідність третьому закону Ньютона силу Коріоліса відносять до типу фіктивних сил.

Може виникнути і таке питання: чому планетарний вихор ( $2\omega \sin\varphi$ ) зменшується в бік екватора, якщо кутова швидкість обертання планети однакова для всіх її точок? Причина в тому, що течію відхиляє не вся кутова швидкість, а лише її проекція на перпендикуляр до площини, дотичної до земної поверхні в певній точці. Величина ж проекції дорівнює  $\omega \sin\varphi$ . Саме з такою кутовою швидкістю площина обертається навколо свого центру в процесі добового обертання Землі (згадайте досліди з маятником Фуко). А це означає, що ефективність впливу сили Коріоліса на рух повітря та води змінюється в дуже широких межах. Оскільки на екваторі ця сила дорівнює нулю, частинка, що направлена від екватора до полюса, може пройти значну відстань перед тим як вона буде повернута на схід. Прикладом цьому може бути антипасат в атмосфері.

Можна розрахувати і величину відхилення ( $\Delta\ell$ ), яке спричиняє сила Коріоліса:

$$\Delta\ell = U \omega \sin\varphi \tau^2, \quad (8.3)$$

де  $\tau$  - час руху об'єкта.

Стає ясно, що об'єкт, який рухається з малою швидкістю від однієї фіксованої точки до іншої, відхиляється сильніше, ніж об'єкт, що рухається тим же шляхом, але швидко (час у квадраті).

Щоб краще це зрозуміти розглянемо деякі приклади. При цьому слід згадати, що кутова швидкість обертання Землі становить  $7,3 \cdot 10^{-5}$  рад/с; широту місця візьмемо середню, тобто практично нашу –  $45^\circ$ , тоді синус широти буде дорівнювати 0,707.

Приклад 1. Куля вилітає з рушниці зі швидкістю 900 м/с, за 0,3с пролітає 270 м; величина відхилення невелика – близько 4 мм.

Приклад 2. Автомобіль рухається зі швидкістю 60 км/год; за 1 хв пройде 1 км; відхилення (без врахування тертя) становитиме близько 30 см.

Приклад 3. Морська течія, яка має швидкість 1 вузол (1 морська миля за годину, тобто близько 1,852 км/год), за одну годину переносить воду на відстань 1 морської милі. Відхилення ж становить 0,186 морської милі, тобто близько 20% від шляху, пройденого частинками води (десь близько 370 м).

**Зробимо короткий висновок щодо впливу сили Коріоліса на рух будь-якого об'єкта.**

1. Об'єкт, що рухається, відхиляється праворуч у північній півкулі, ліворуч – у південній.

2. Величина відхилення найбільша на полюсах та дорівнює нулю на екваторі.

3. Хоча відхиляючий ефект ми приписуємо дії деякої сили на об'єкт, що знаходиться в русі, але ця сила є "фіктивною", бо вона не здійснює над об'єктом роботи. (Ця сила завжди перпендикулярна до напрямку руху об'єкта, а оскільки в напрямку сили переміщення відсутнє, то "робота" не відбувається).

4. Відхиляючий ефект більший і діаметр колової траєкторії менший, якщо швидкість руху об'єкта менша (час знаходження в русі більший). Наприклад, відхиляючий ефект присутній і в океані, і в атмосфері, але вода в океанах тече повільніше, таким чином і результуюче відхилення океанічних течій помітніше, ніж відхилення вітру.

5. Поворотне прискорення має дуже велике значення у розвитку геофізичних явищ; воно було вперше відкрито при вирішенні географічних задач. За 17 років до народження Гюстава Коріоліса це прискорення вже вводилось в рівняння припливної хвилі автором динамічної теорії припливів Лапласом.

## Теорія вітрових течій (Екмана)

**Історія питання.** В кінці XIX ст. панувала точка зору, що тертя вітру примушує верхній шар води рухатись в напрямку вітру і цей рух передається більш глибоким шарам в морі за рахунок внутрішнього тертя. При цьому напрямок течії зберігається, а швидкість зменшується (теорія Цоппріца). В цій теорії, однак, був серйозний недолік. Як мінімум з 1735р., коли була опублікована класична стаття Гадлея про пасати, вже розуміли, що обертання Землі впливає на течії в атмосфері та океані. Однак Цоппріц ігнорував силу Коріоліса, бо вважав океанські течії надто повільними. Помилку знайшов видатний норвезький вчений, дослідник арктичних морів Фрітьоф Нансен (крім цього, видатний політичний діяч, дипломат, письменник, викладач університету). Під час знаменитого плавання "Фрама" (1893 – 1896 рр.) через Північний Льодовитий океан проводились спостереження за вітром та дрейфом льоду. Ці спостереження показали, що дрейф льоду відхиляється на  $20^{\circ}$  -  $60^{\circ}$  завжди праворуч від напрямку вітру. Керівник експедиції Ф.Нансен зрозумів, що це відхилення повинно спричинятись силою Коріоліса. Спостерігаючи за розміром (осадкою) крижин та кутом відхилення, він прийшов до висновку, що течія з глибиною повинна все більше відхиляти праворуч, бо шари води, що лежать нижче, приводяться в рух верхніми за рахунок внутрішнього тертя, а більш глибокі шари самі знаходяться під впливом сили Коріоліса. Тобто, повинна існувати глибина, на якій течія рухається в напрямку, протилежному до вітру, що її спричинив (океанологи називають її

глибиною тертя  $\mathbf{d}$ ), якщо тільки швидкість дрейфу не зменшиться до нуля за рахунок дисипації тертям перш, ніж ця глибина буде досягнута [7].

Повернувшись з експедиції в Норвегію, Ф.Нансен поновлює свою педагогічну діяльність в університеті. Він доручає студенту В.Екману математизувати свою фізичну модель вітрових течій. В 1905 р. Екман публікує теорію дрейфових течій.

**Математична модель сталих дрейфових течій в океані за Екманом.** Для спрощення вирішення задачі та виділення з вітрової течії виключно дрейфової складової, Екман зробив такі допущення, вважаючи, що океан:

- має безкінечну глибину;
- безкінечний в горизонтальному напрямі (без берегів);
- однорідний;
- вітер, що дме над океаном постійний за швидкістю та напрямком,
- тому течії стаціонарні (встановлені, незмінні).

Ці спрощення дали можливість виключити з рівнянь руху члени, що описують прискорення, горизонтальні градієнти тиску та одержати вирази для горизонтальних компонент вектора швидкості  $\mathbf{u}$  та  $\mathbf{v}$  в напрямках  $x$  та  $y$  відповідно.

З діючих сил враховуються тільки внутрішнє турбулентне тертя ( $A_z$ ), що передає в глибину дію дотичної напруги вітру ( $\tau$ ) як первинна сила, та сила Коріоліса ( $2\omega \sin\phi U$ ) як вторинна, що врівноважує дію вітру. Тобто, тертя вітру об поверхню моря є єдиною силою, що спричиняє поверхневі течії, а тертя між сусідніми шарами води ( $A_z$ ) - єдиною причиною, що приводить в рух підповерхневі шари води.

$$(A_z / \rho) (\partial^2 u / \partial z^2) + 2\omega \sin\phi v = 0; \quad (8.4)$$

$$(A_z / \rho) (\partial^2 v / \partial z^2) + 2\omega \sin\phi u = 0. \quad (8.5)$$

Крім цього, для зручності Екман прийняв, що напруга тертя ( $\tau$ ) та вітер ( $\mathbf{W}$ ) направлені вздовж осі  $y$ .

Одержані ним формули мають такий вигляд (для складових швидкості  $\mathbf{u}$  (по осі  $x$ ) та  $\mathbf{v}$  (по осі  $y$ );  $U_0$  - швидкість поверхневої течії,  $\phi$  – широта):

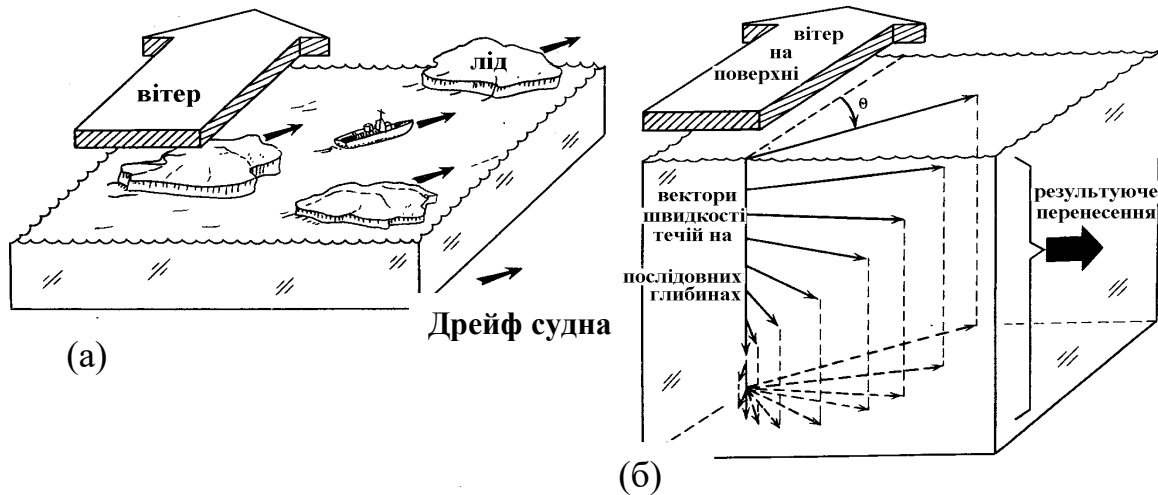
$$u = U_0 \exp(-\pi z/D) \cos(45^\circ - \pi z/D); \quad (8.6)$$

$$v = U_0 \exp(-\pi z/D) \sin(45^\circ - \pi z/D); \quad (8.7)$$

$$\text{де } D = \pi\sqrt{(A_Z / \rho\omega\sin\varphi)}, \quad \text{а } U_0 = \tau / \sqrt{2A_Z\rho\omega\sin\varphi}.$$

Збільшення відхилення течії вправо зі зростанням глибини і зменшення її швидкості ясно витікають з рівнянь (8.6) та (8.7). Проекції на горизонтальну площину кінців векторів течії утворюють логарифмічну спіраль, добре відому під назвою “спіраль Екмана” (рис.8.7, рис.8.8).

Екман зміг також показати, що повна витрата дрейфової течії відхилена на прямий кут праворуч від напрямку вітру. Це пояснюється тим, що сила Коріоліса відхиляє праворуч від напрямку вітру рух центру маси всієї рідини. В зв'язку з тим, що сила Коріоліса і сила вітру повинні бути рівними за величиною та протилежні за напрямком (оскільки вони за умови єдині діючі сили), кут між вітром та напрямком руху центру тяжіння повинен складати  $90^0$  – це результуючий потік, рис. 8.7.

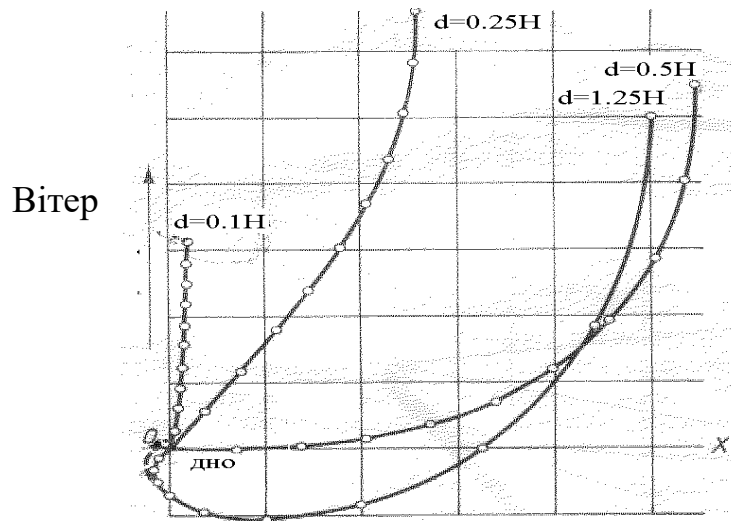


**Рис. 8.7** (а) Багаторазові вимірювання напрямку дрейфу судна і крижаного покриву показали, що судно та лід дрейфують в середньому під кутом  $20^0$  до напрямку переважаючого вітру [7].

(б) За теорією Екмана вітер в північній півкулі примушує рухатися тонкий поверхневий шар води під кутом  $45^0$  праворуч відносно вітру. Кожен більш глибокий шар води рухається під кутом праворуч від напрямку верхнього безпосередньо над ним шару. Швидкість руху зменшується з глибиною дуже швидко (за експонентою). На певній глибині потік води направлений проти вітру – це глибина тертя (d).

Що стосується *мілкового моря, тобто коли глибина моря менша від глибини тертя(d)*, - то рішення для цього більш складного випадку показують, що вигляд годографа швидкості залежить від співвідношення глибини дна до глибини тертя ( $H/d$ ). З рис.8.8 видно, що годограф починає суттєво деформуватись при значеннях  $H/d$  менших  $0,5$ . При цьому

збільшення впливу тертя об дно виражається у зменшенні кута відхилення течії від вітру на всій глибині. Якщо глибина моря дорівнює одній десятій від глибини тертя ( $0,1d$ ), течія на всій вертикалі відхиляється від вітру не більш, ніж на  $5^\circ$ .



**Рис. 8.8** Проекції на горизонтальну площину кінців векторів (рис.8.7) течії утворюють логарифмічну спіраль ( $d = 1,25H$ ), добре відому під назвою “спіраль Екмана”. Лінії – з’єднання точок проекцій векторів швидкості на площину, розміщену на глибині тертя паралельно поверхні моря. Далі показано вплив глибини моря на швидкості дрейфової течії.  
 $d$  – глибина тертя;  $H$  – глибина моря та їх співвідношення.

**Недоліки дрейфової теорії течій (Екмана).** Хоча ми маємо дуже прості формули, за допомогою яких можна одержати на будь - якій глибині складові швидкості по  $x$  та  $y$  (8.6 та 8.7), однак використання формул теорії Екмана на практиці зустрічає певні труднощі. Пояснимо це більш детально.

1. Коефіцієнт вертикальної турбулентної в’язкості ( $A_z$ ) не є константою, як думав Екман, а залежить як мінімум від швидкості вітру та густинної стратифікації води. Причому, залежність ця є досить складною (нелінійною); тільки зміна швидкості вітру від 4 до 12 м/с дає зміну коефіцієнта практично на порядок від 6,9 до 61,1 кг/(м·с), вже не кажучи про неможливість врахування у кожному конкретному випадку розподілу густини води з глибиною. Бувають випадки дуже сильного градієнта густини у верхньому (діяльному) шарі океану. Часто вони пов’язані з тим, що на поверхні вода більш прісна та тепла. На нижній межі цього шару турбулентність гаситься, і він може майже без тертя ковзати під дією вітру.

2. Дотичну напругу вітру ( $\tau$ ) в натурних умовах поки що виміряти практично неможливо, а розрахувати теоретично важко, бо вона



залежить, і теж досить складно, не тільки від швидкості вітру, а й від стратифікації приводного шару атмосфери та стану поверхні води.

Для того, щоб обійти ці труднощі, були запропоновані різні емпіричні формули. Сам Екман запропонував емпіричні співвідношення [1], що пов'язували швидкість течії на поверхні ( $U_0$ ) та глибину тертя ( $d$ ) зі швидкістю вітру ( $W$ ) на певній широті ( $\phi$ ):

$$U_0 = 0,0127 W / \sqrt{\sin\phi}, \quad (8.8)$$

$$d = 7,6 W / \sqrt{\sin\phi}, \quad \text{чи } d = 600 U_0. \quad (8.9)$$

3. Спостереження за кутом відхилення поверхневої течії від напрямку вітру в натурних умовах різних широт показали, що кут змінюється від  $0^\circ$  до  $60^\circ$ . А після перших катастроф супертанкерів (типу “Торрі Каньон”), коли в океан виливались сотні тисяч тон нафти і треба було чітко відповісти, куди та з якою швидкістю буде рухатись пляма забруднення, наперекір теорії вона дрейфувала чітко за напрямком вітру.

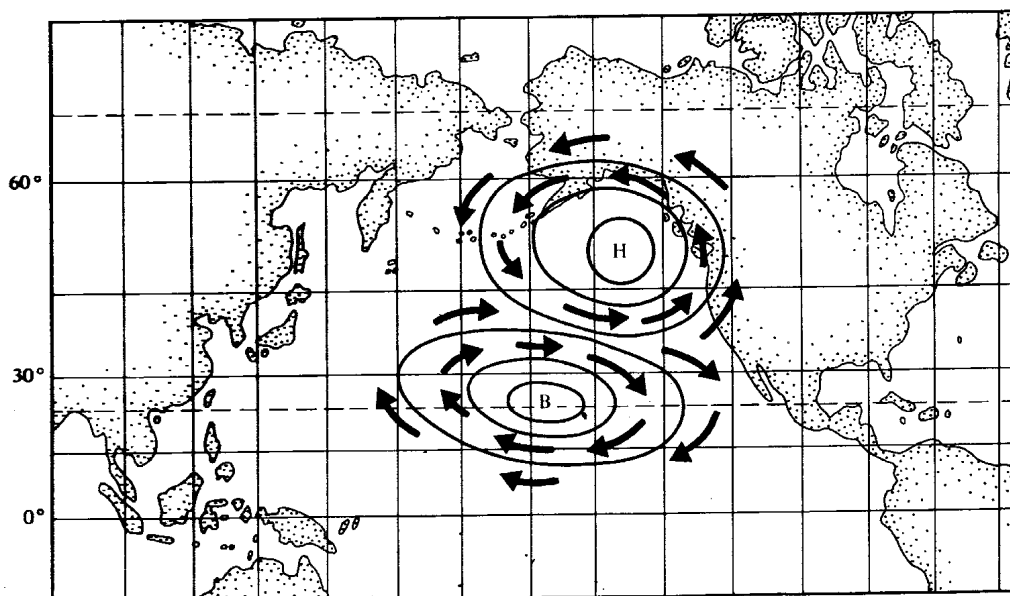
4. На практиці результати теорії Екмана можна використовувати, але обережно, враховуючи обмеження теорії (ідеалізовані умови, приведені вище). Кращі результати можна отримати для району моря далеко від берегів при встановленому, діючому досить довгий час, вітрі (як мінімум добу).

### Деякі додаткові аспекти екманівської теорії

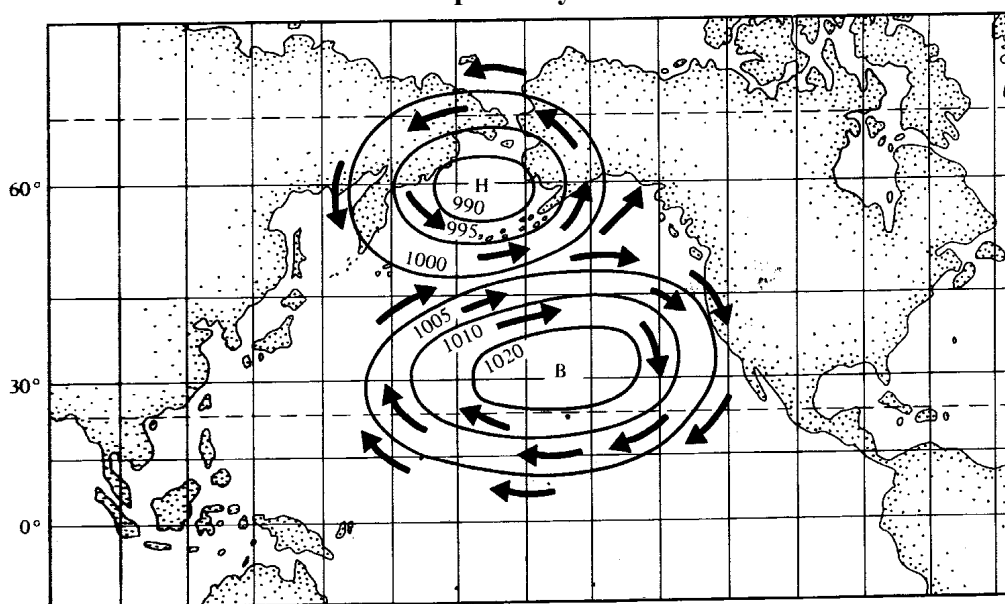
Теорія Екмана, започаткована Ф. Нансеном, не дивлячись на її недоліки, стала значною “віхою” в океанологічних дослідженнях. Вперше океанологи одержали можливість пояснити деякі особливості руху води в океані. Серед них апвелінг біля берегів континентів і в зонах дивергенції відкритого моря, а також той факт, що в центральних частинах всіх океанів рівень моря вищий, тобто на поверхні океанів існують водні підняття (горби). Звичайно, з часом і одержанням нової інформації погляди можуть змінитися. Але пояснення цих ефектів, які будуть наведені нижче, здаються логічними з точки зору теорії Екмана.

**Підняття поверхні в центральних частинах океанів.** Над кожним океанічним басейном (приблизно над центральною його частиною) розташована область високого атмосферного тиску, якій відповідає антициклонічна система вітрів. В північній півкулі антициклонічна циркуляція відповідає напрямку вітру за годинниковою стрілкою, як показано на даній карті Північної частини Тихого океану (рис.8.9). Та сама картина спостерігається і в Атлантичному океані.

### Вітер взимку



### Вітер влітку



**Рис. 8.9** Сезонні зсуви атмосферного максимуму та мінімуму в північній частині Тихого океану. Кожне замкнуте коло – лінії однакового атмосферного тиску на рівні моря; в літній період тиск в центрі максимуму 1020 мбар, а в центрі мінімуму – нижче 990 мбар.

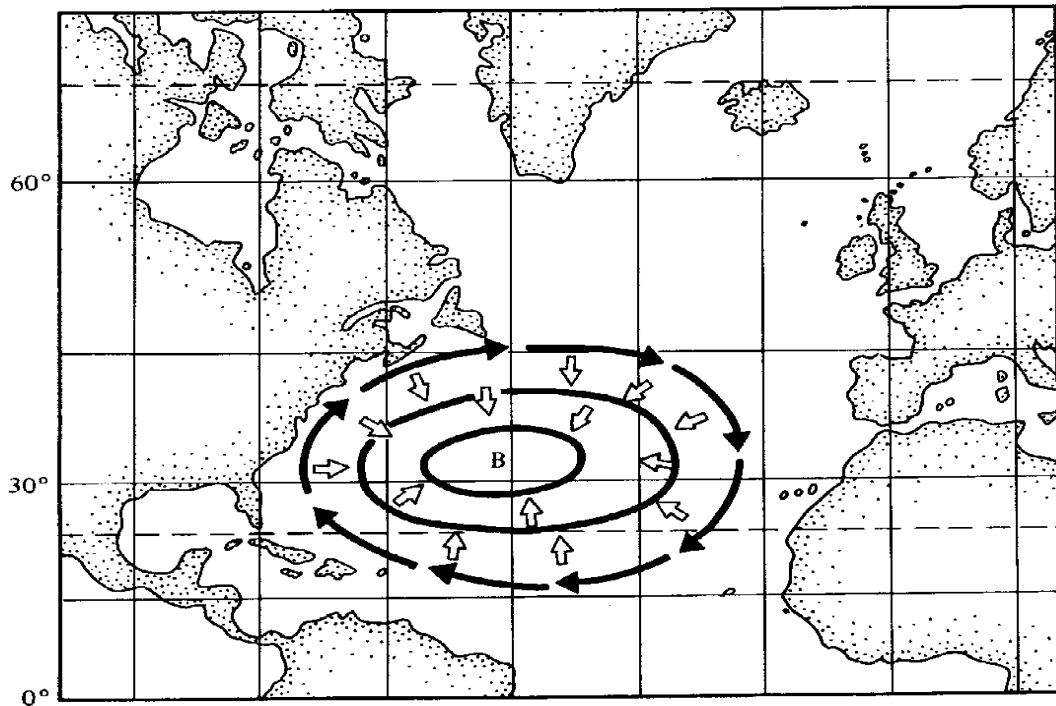
*H* – центр циклону, низький тиск;

*B* – центр антициклону, високий тиск.

Циклонічна циркуляція пов'язана з областями низького тиску, це відноситься і до тропічних циклонів, тайфунів, ураганів і смерчів, хоча і з деякими нюансами. Однак залежно від сезону центри і циклонічних, і антициклонічних утворень, як і їх інтенсивність, змінюються суттєво. Це призводить до досить виражених ефектів, так званих, сезонних прикмет

погоди (наприклад, зростання інтенсивності вітрової діяльності зимою над західною частиною Американського континенту, як на рис.8.9).

Розглянемо Атлантичний океан. Внаслідок ефекту Екмана результуючий потік у верхньому шарі океану, обумовлений антициклонічною циркуляцією вітру, направлений до центральної області високого тиску (рис.8.10).



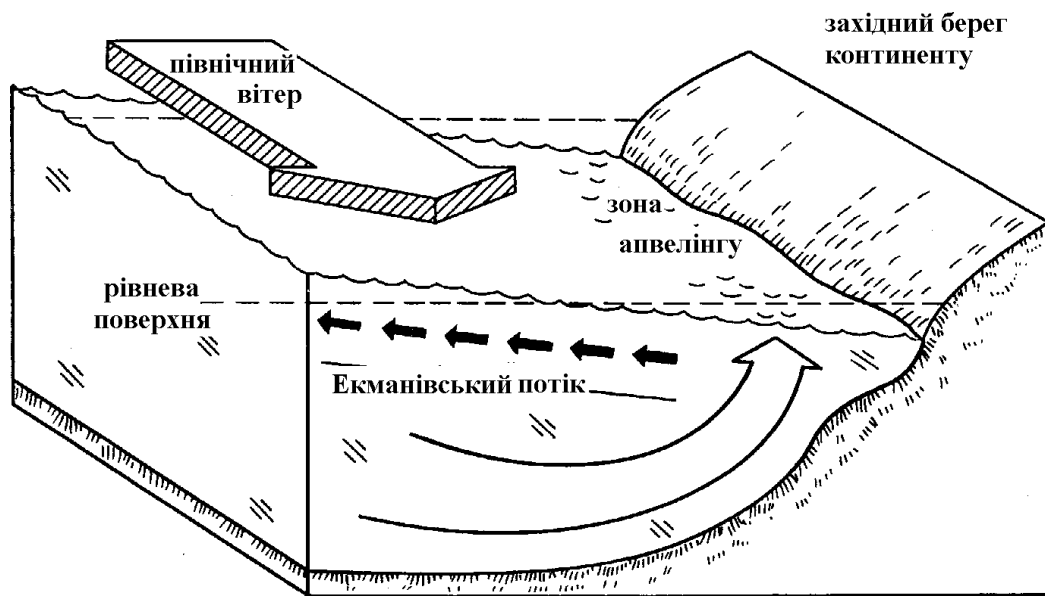
**Рис. 8.10** Під атмосферним максимумом виникає конвергенція (сходження) поверхневої води. В результаті рівень моря тут підвищується; ця область називається Саргасовим морем. Незамальовані стрілки вказують напрям руху поверхневої води – під кутом  $90^{\circ}$  праворуч від напрямку переважаючого вітру (повний потік).

Тобто, під атмосферним максимумом виникає *конвергенція (сходження)* поверхневої води. В результаті рівень моря тут підвищується; ця область називається Саргасовим морем (рівень моря більш ніж на 1м вищий, ніж з країв океану, а потужність верхнього однорідного шару з температурою приблизно  $18^{\circ}\text{C}$  досить висока і досягає декількох сотень метрів). Незамальовані стрілки показують напрямку руху поверхневої води (результуюче перенесення маси) під кутом  $90^{\circ}$  праворуч від напрямку вітру.

### Апвелінг

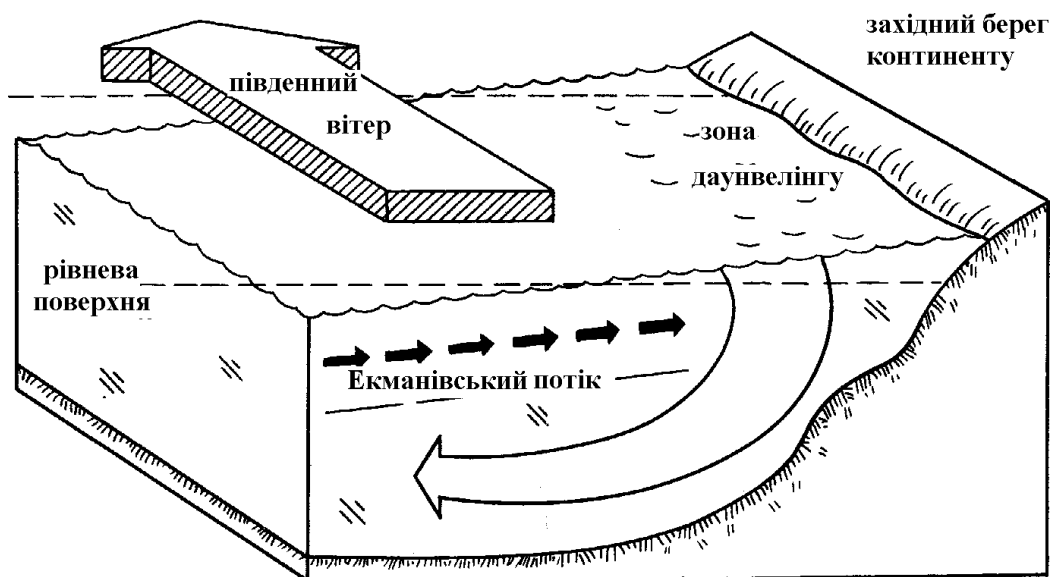
В деякому сенсі апвелінг – це явище протилежне накопиченню води у вигляді горба. Якщо розподілення вітру таке, що результуючий екманівський потік призводить до *дивергенції (“розходження”)* води, то в рельєфі поверхні моря створюється “улоговина”. В океані стікання

поверхневої води з даної області компенсується надходженням іншої води, найчастіше з глибоких шарів вода піднімається на поверхню, виникає апвелінг (рис.8.11).



**Рис. 8.11** Явище, зване Екманівським перенесенням (або вітровим дрейфом), пояснює, чому апвелінг відбувається біля одних ділянок узбережжя і не відбувається біля інших. На цій схемі екманівське перенесення (повний потік), створюване північним вітром, направлено від берега. Це і є необхідною умовою апвелінгу. Зверніть увагу на підвищення рівня моря в напрямі від берега.

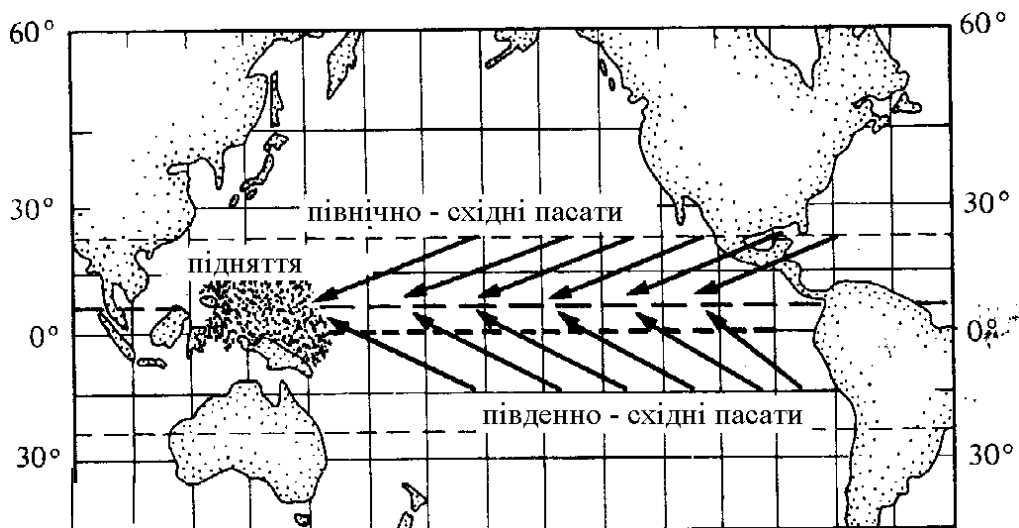
На рис.8.12 ілюструється випадок виникнення даунвелінга.



**Рис.8.12** Вітер з півдня. Екманівський потік (повний потік) направлений від моря і рівень моря в цьому напрямі підвищується. Сильний вітер може створити такий потік теплої води до берега, що та буде вимушена занурюватися (даунвелінг).

## Екваторіальна підповерхнева протитечія в Тихому океані (течія Кромвелла)

В 1952 р. молодий іхтіолог Т.Кромвелл брав участь в японській експедиції, що стосувалась вивчення риб в екваторіальній зоні Тихого океану. Він підмітив, що коли риболовні сітки занурювались десь на глибину 100 м, то вони починали швидко рухатись на схід. Детально вимірявши розподілення температури та солоності поперек екватора, Кромвелл першим описав відкрити ним потужну океанічну течію (швидкості досягають 150 см/с). Спочатку вона носила його ім'я, але зараз її називають екваторіальною підповерхневою протитечією [5]. Ця течія досить незвичайна. Вона фіксується постійно в Тихому океані майже вздовж всього екватора. Вода в ній рухається на схід в тонкому шарі на глибині від 100 м до 300 м, ширина – 400 км вздовж екватора (рис.8.13). Аналогічну течію було зафіксовано і в Атлантичному океані радянськими вченими в 1959 р.(екваторіальна протитечія Ломоносова).

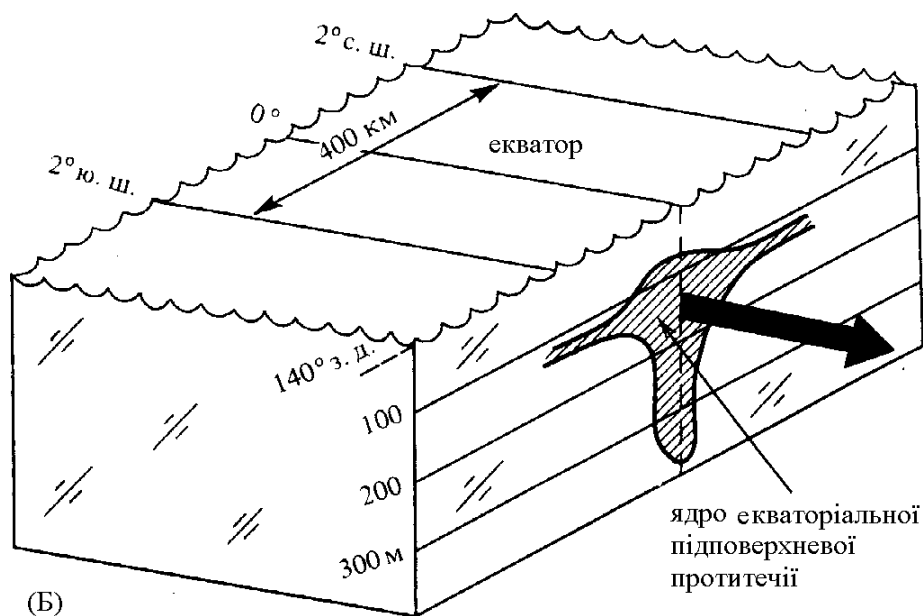


**Рис. 8.13** Зона сходження північно-східних та південно-східних пасатів в Тихому океані. Зона сходження зміщена на північ від географічного екватора, приблизно, на 5°. Під дією пасатів біля Азійського континенту рівень моря підвищується приблизно на 1 м відносно Американського узбережжя. **Зворотний потік** тече уздовж екватора під поверхнею на глибині нижче 100 м. Жирна пунктирна лінія – Екваторіальна підповерхнева протитечія (рух в напрямку із заходу на схід).

**Причина та головні фактори.** Коли екваторіальну підповерхневу протитечію було відкрито та нанесено на карту, то зразу ж знайшлось логічне пояснення її походження. Відомо, що пасати північної та південної півкулі сходяться один з одним не на екваторі, а між 5° та 10° півн.ш.

Таким чином, вітер, що *перетинає географічний* екватор є виключно південно-східним пасатом Південної півкулі. Прямим наслідком цього є накопичення екваторіальної поверхневої води біля Азійського континенту; тобто, на західному кінці екваторіальної зони Тихого океану утворюється водне підняття. Це можливо тому, що *на географічному екваторі сила Коріоліса (вірніше, її горизонтальна складова, що обумовлює відхилення) дорівнює нулю*: поверхнева вода рухається точно за вітром та накопичується біля берегів Азії, піднімаючись приблизно на 1м порівняно з рівнем моря на американській стороні.

Поступово вода починає ковзати від цього підняття – в даному випадку на схід у вигляді тонкого прошарку між глибинами від 100 до 300м. В зв'язку з тим, що сила Коріоліса на екваторі дорівнює нулю, екваторіальна підповерхнева протитечія реагує тільки на одну силу – силу тиску, направлену від водного підняття. Це єдина у Світовому океані течія, яка має таку властивість (рис.8.14).



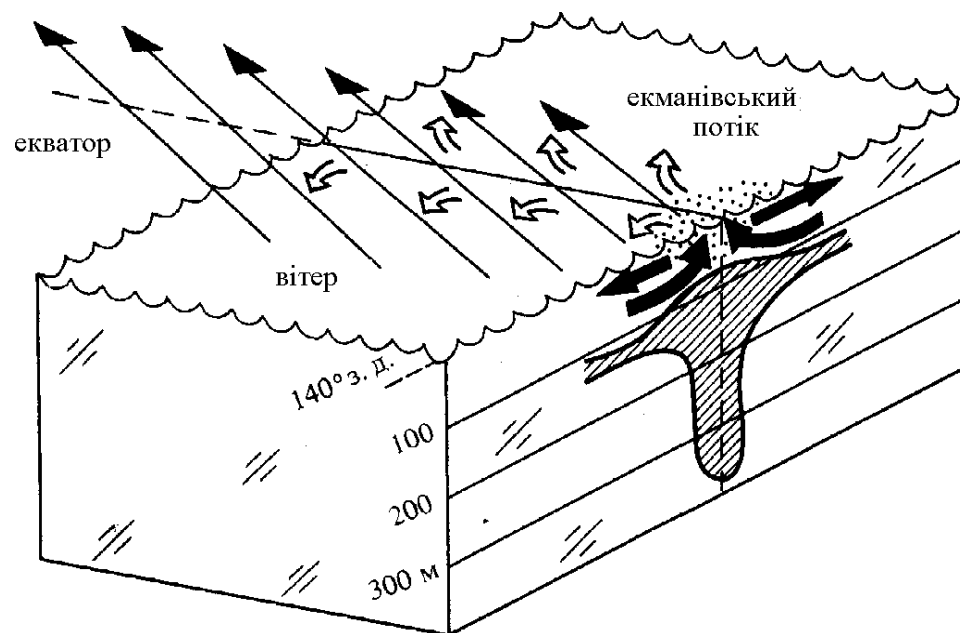
**Рис. 8.14** Розріз екваторіальної підповерхневої течії в Тихому океані вздовж меридіану 140° зах.д. Швидкості течії до 1 м/с, максимальні – 150 см/с; розташована між глибинами від 100 до 300 м; ширина – 400 км вздовж екватора із заходу на схід).

Однак, що примушує цю течію залишатись в екваторіальній зоні на протязі тисяч кілометрів від берегів Азії до Америки? Все, як завжди, дуже просто. Річ у тому, що коли течія намагається відхилитись від екватора, вона потрапляє в більш високі широти чи Північної, чи Південної півкулі, де сила Коріоліса вже суттєва. Зміщення течії на північ приводить до її відхилення праворуч, тобто повернення в екваторіальну зону (не забуваймо, що протитечія рухається на схід); якщо ж течія зайде далеко в

Південну півкулю, відхиляюча ліворуч сила примусить її також повернутися до екватора. Таким чином, течія Кромвелла є потоком “захопленим в сітьце”.

### Апвелінг на екваторі в Тихому океані

Чи є “захопленою” течія, направлена на захід вздовж екватора в Тихому океані? Ні. Під дією південно – східних пасатів поверхневі води тут, як вже говорилося вище, рухаються на захід. Поверхнева вода, що знаходиться на північ від екватора, відхиляється праворуч, віддаляючись від нульової широти. Так само вода, що рухається на захід і знаходиться південніше від екватора, відхиляється ліворуч, тобто знову від екватора. В результаті виникає зона *дивергенції поверхневої води* (в шарі між поверхнею та екваторіальною підповерхневою протитечією) та, як наслідок, підняття більш глибокої води до поверхні, збагаченої біогенними речовинами (див. рис. 8.15).



**Рис. 8.15** Оскільки південно-східні пасати в Тихому океані перетинають екватор і при цьому рухаються на північ, сила Коріоліса відхиляє течії праворуч, а ту воду, що рухається в південній півкулі – ліворуч. Так на екваторі виникає дивергенція поверхневої води. В результаті більш глибока вода «підсмоктується» до поверхні, тобто **виникає апвелінг** [5].

Таким чином, можна зробити важливий екологічний висновок, який логічно витікає з фізичної суті апвелінгу, що екваторіальна зона Тихого океану є досить продуктивною в біологічному відношенні і крім інших великих тварин, наприклад тунця, тут можна зустріти навіть кашалота.

Однак, заради об'єктивності слід зробити деякі зауваження, важливі для подальших досліджень екваторіального апвелінгу у всіх океанах.

По - перше, на екваторі та поблизу нього відхиляюча частина сили Коріоліса практично дорівнює нулю. Тобто, відхилення течії ліворуч - праворуч біля екватора і відповідно дивергенції та апвелінгу не повинно було б бути.

По - друге, специфічність сезонної циркуляції та приєкваторіальних апвелінгів у Індійському океані на сучасному етапі досліджень не є до кінця зрозумілими.

### Явище Ель – Ніньо

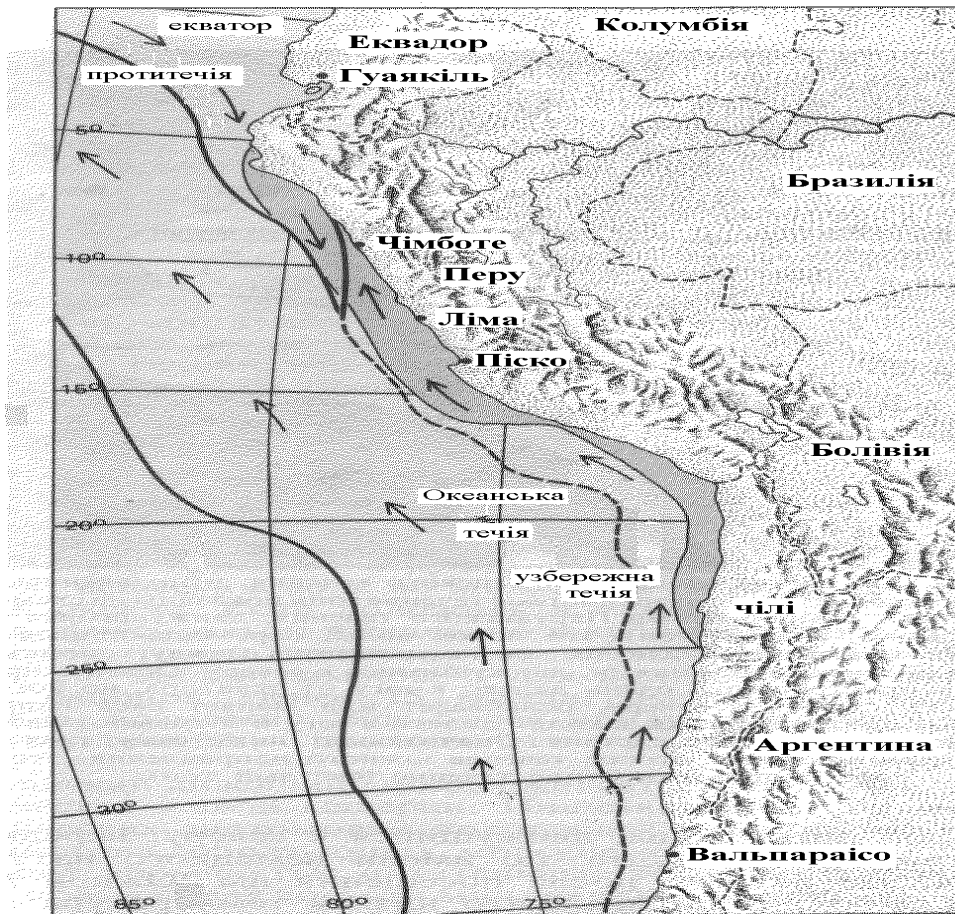
Починаючи з XVI ст. [3] європейці стали розуміти, що поверхнева вода у східній частині Тихого океану поблизу берегів Перу та північної частини Чилі надто холодна для цих широт. Для пояснення цього явища були висунуті різні теорії. Гумбольдт, чийм іменем назвали вузьку течію, направлену на північ (зараз цю течію називають Перуанською узбережною течією), вважав, що охолодження пояснюється адвекцією холодної води з Антарктиди. Це пояснення в той час сприймалось як вірне. Однак, до середини XIX ст. зі спостережень стало ясно, що температура води в Перуанській течії може на великій відстані *зменшуватись* вздовж течії (тобто, в напрямку до екватора!). Тому адвективна гіпотеза, хоч і не була повністю відкинута, але в певній мірі втратила своє значення.

У своєму повідомленні про перше комплексне дослідження тихоокеанської води біля узбережжя Південної Америки з судна “Уільям Скорсбі” в 1931 р. дослідник Гюнтер [8] сказав, що правильну думку з цього питання було висловлено ще в 1844 р. Тесаном, який допустив, що дискутоване нами явище є грандіозним проявом апвелінгу, при якому холодна вода з глибини піднімається до поверхні, компенсуючи відтік води поблизу узбережжя Південної Америки. Для пояснення причин апвелінгу було запропоновано декілька, хоча і правдоподібних, але не зовсім обґрунтованих моделей. Лише здається теоретичні розробки Екмана [7], які показали, що дрейфові течії відхиляються від вітру, могли стати основою для розуміння апвелінгу. Оскільки в південній півкулі дрейфові течії направлені ліворуч від напрямку вітру, вітер, що дме вздовж берега (з півдня на північ), спричиняє відтік поверхневої води від берегів Перу та північної частини Чилі, внаслідок чого глибинна вода піднімається вгору. Але тут теж не все однозначно і так просто. Експериментально зафіксовано, що інтенсивність апвелінгу, його глибина (від 40 до 360 м) сильно коливаються в просторі та часі, навіть при подібних гідрометеорологічних умовах, що, в принципі, теж можна пояснити нерегулярністю сили та напрямку вітру. Однак, наші навіть грубі розрахунки за даними спостережень за вітровим режимом не дають



позитивного результату: сили вітру не досить, щоб втримувати таке грандіозне явище апвелінгу.

Деякі дослідники в різні роки пояснюють причини низької температури води в Перуанській течії, наприклад, впливом річного стоку з Анд [3] чи підземного стоку.



**Рис. 8.16** Схема узбережних течій (рухів води) в районі існування Перуанського апвелінгу. Це східний район південної частини Тихого океану. Апвелінг (та пов'язані з ним мільйони тон анчоусів) звичайно існує в зоні між  $25^{\circ}$  і  $5^{\circ}$  південної широти від Вальпараїсо до Чімботе [3].

Щоб у Вас не склалось враження, що апвелінг спостерігається тільки біля західного узбережжя Південної Америки, хоч там він, мабуть, найбільш інтенсивний, треба перерахувати інші місця, де він зустрічається: в Каліфорнійській, Бенгельській та Канарських течіях, тобто біля всіх східних берегів океанів. Крім того, в деяких акваторіях зафіксовано сезонний апвелінг: на протязі північного літа - між Явою та Австралією та біля берегів Сомалі (скористайтесь рис. 2.11, де зображена карта заморів риби та появи сірководню на с.45). Взагалі, можна зробити висновок, що помітний апвелінг повинен спостерігатись скрізь, де вітер постійно створює відтік поверхневої води від берега (за теорією Екмана). Але слід

згадати, що наша планета обертається з досить значною швидкістю із заходу на схід, що вода все - таки рідина і має певну інерційність, і що у зв'язку з цим східні береги океанів повинні мати нижчий рівень води, ніж західні (що і зафіксовано інструментально) і що це може бути *основною*, хоч і не єдиною, причиною існування квазіпостійних апвелінгів в цих регіонах.

А що ж тоді примушує час від часу (через різні проміжки часу: два - три роки підряд чи раз на 7 – 10 років, або і на 20 років) йому припинятись? Припинення підняття глибинної води з усіма наслідками назвали Ель- Ніньо і воно описане нижче, в додатковому матеріалі.

Загальноприйнятою в наш час є гіпотеза цього явища, що базується на статистичних зв'язках між центрами дії атмосферних утворень (тиск між Австралією та Галапагоськими островами – індекс південної осциляції) та процесами в океані. Але не визначено, чи є причинно- наслідковим зв'язок між цими процесами, чи вони формуються незалежно в результаті дії якогось третього фактору. Так наприклад, в 2002 році була зафіксована аномалія індексу південної осциляції, але апвелінг не припинився (Ель- Ніньо не було). А у вересні 2006 р. почався процес Ель- Ніньо в умовах відсутності аномалії південного колювання. Мабуть, існують якісь більш глобальні механізми, які одночасно впливають на зміну процесів у всіх трьох оболонках Землі – літосфері, гідросфері та атмосфері, що спричиняє при певних критичних напруженнях перебудову всього гідрометеорологічного режиму, тобто, погоди та клімату у внутрішньо віковому масштабі.

Таким чином, адекватної фізичної моделі причини виникнення Ель- Ніньо досі не існує, відповідно як і прогнозу початку та розвитку цього явища.

### *ДОДАТКОВИЙ МАТЕРІАЛ* *(Екологічний ефект перуанського апвелінгу)*

*На мізерному водному просторі Світового океану добувається більше 22% світового вилову риби. Таке багатство пов'язане з безперервним оновленням запасу хімічних харчових речовин (біогенів). Це головним чином фосфати та нітрати, які стимулюють зростання та розвиток водних рослин (фітопланктону). Біогенні речовини поступово накопичуються на океанських глибинах в процесі того, як залишки відмерлих рослин та тварин спускаються на дно, а потім піднімаються у верхні шари океану разом з водами апвелінгу. В цих шарах багато світла для розвитку процесу фотосинтезу плюс добрива, що підтримують існування величезної кількості живої матерії. Якщо в основу розрахунків покласти кількість вуглецю, що фіксується щодобово в кубометрі води через фотосинтез, то*

ця величина для області апвелінгу становить близько 200 міліграмів, а в інших водах – менше 15. Харчовий ланцюг тут починається, в основному, з мікроскопічних діатомових водоростей, дрібних ракоподібних, що пасуться на них, великих риб та головоногих і, можливо, морських хижаків; крім цього сюди слід додати мільйони морських птахів, що харчуються рибою. Але у зв'язку зі специфікою аперіодичних змін гідрологічного режиму в цьому районі (Ель - Ніньо), 90% енергії, що зосереджена в їжі, зупиняється на рівні анчоусів. За рік приріст анчоусів знаходиться на рівні 15 – 20 мільйонів тон!

Час від часу апвелінг слабне; біогени вже не піднімаються знизу; тепла більш прісна вода (на 7<sup>0</sup>С вища температура та на 3-4‰ менша солоність) повинна мати також інший хімічний та газовий режим, що призводить до масового цвітіння бурих водоростей (неїстівних, а в певних концентраціях навіть отруйних), голоду (харчового та кисневого), періодичного виділення у великих кількостях сірководню і, як результат, - масової загибелі риби, морських тварин, птахів.

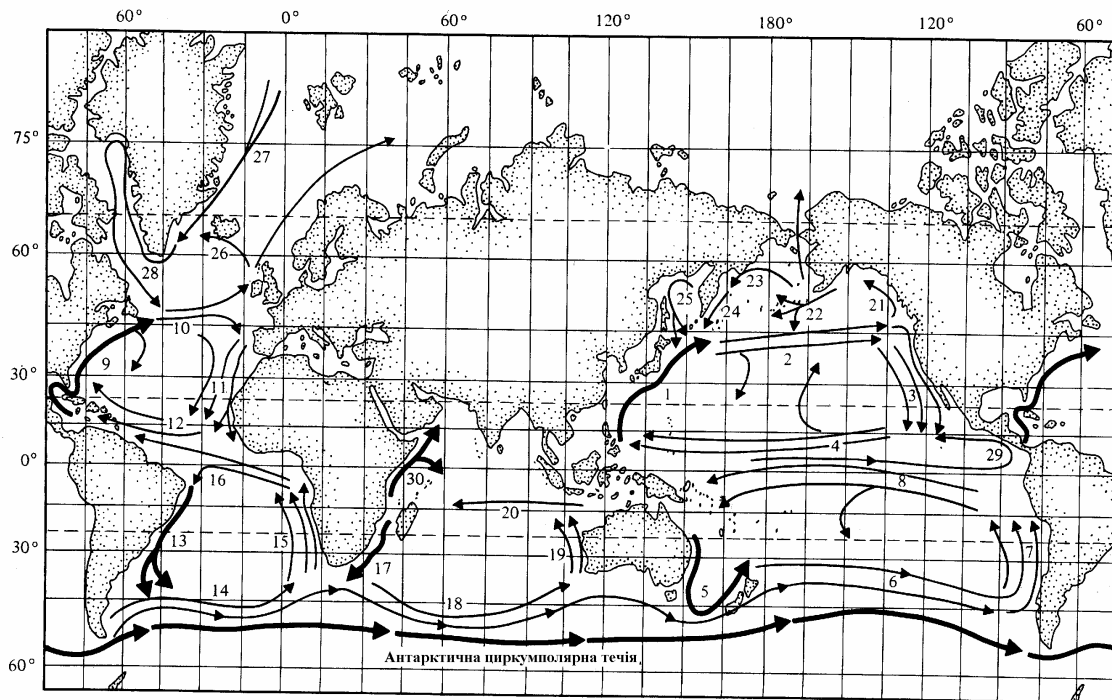
Зміна умов морського середовища звичайно починається під час Різдва Христового (El- Niño з іспанської перекладається як “дитина” чоловічого роду, хлопчик, свята дитина - Христос) [3]. Вітер в цей час дме не з півдня чи південного - сходу, а із заходу і приносить багато вологи з Тихого океану; посушливі узбережжя заливуються дощами, виникають сильні шторми. В пустелі, де навіть туман є проблемою, повені під час Ель – Ніньо стають просто катастрофою для місцевих жителів. Хоча інколи Ель – Ніньо не супроводжується дощами.

Щоб ви краще зрозуміли прикладні аспекти професії океанолога та уявили деякі негативні наслідки цього явища для світової економіки, наведемо приклад значного Ель – Ніньо 1972 р. [5]. Голландія у великих кількостях імпортує рибну муку, використовуючи її як їжу для бройлерів. Ель– Ніньо того року не дозволило Перу виконати контракти, що стосувались цього продукту. Голландці були змушені їхати до Нью – Йорка, аби домовитись про купівлю соєвих бобів як замітника, і ціна на сою підскочила практично в 10 разів. Вигода з продажу соєвої муки була така велика, що техаські фермери розорали пасовиська під цю культуру. Фермери ж з північно-західного регіону Тихоокеанського узбережжя США, що вирощували норок, об'єднались для закупівлі та організації запасів білкових продуктів з тим, щоб захистити свої ринки, а це змусило компанії, що збували гранульований корм в господарства аквакультури, скуповувати пшеницю з високим складом білка у виробників віскі, бо ринок рибних відходів контролювали фермери, що розводили норок. І всьому цьому причина – Ель –Ніньо.

## Загальна циркуляція води у Світовому океані

**Верхній (діяльний) шар океану.** Практично до 80-х років вже минулого століття (XX ст.) дані спостережень за течіями Світового океану в основному базувались на навігаційному методі спостережень за знесенням кораблів з курсу. Тільки в окремих небагатьох районах були *інструментальні* спостереження протягом невеликих проміжків часу. Тому карти течій, що наводяться в різних атласах дають лише загальну схему середнього руху води “навігаційного шару” океану (в межах осадки кораблів) і в основному для сезону, інколи – для окремих місяців.

На рис. 8.17 зображена схема поверхневих течій Світового океану (для літа північної півкулі, [5]). Розглянемо спочатку характерні риси течій на прикладі Атлантичного океану, як найбільш вивченого.



**Рис. 8.17** Поверхневі течії Світового океану

Течії північної частини Тихого океану:

1. Куросію.
2. Північно – Тихоокеанська.
3. Каліфорнійська.
4. Північна пасатна.

Течії південної частини Тихого океану:

5. Східно – Австралійська.
6. Західних вітрів (частина Антарктичної циркумполярної течії).
7. Гумбольдта (Перуанська).
8. Південна Пасатна.

Течії Північної Атлантики:

9. Гольфстрім.
10. Північно- Атлантична.
11. Канарська.
12. Північна Пасатна.

Течії південної Атлантики:

13. Бразильська.
14. Західних вітрів (частина Антарктичної циркумполярної течії).
15. Бенгельська.
16. Південна Пасатна.

Течії Індійського океану.

17. Мису Ігольний.
18. Західних вітрів (частина Антарктичної циркумполярної течії).
19. Західно – Австралійська.
20. Південна Пасатна.

Течії Північної частини Тихого океану (Субарктична циркуляція)

21. Аляскінська.
22. Аляскінський потік.
23. Схилова течія Берінгового моря (Поперечна).
24. Камчатська.
25. Ойясію.

Течії північної Атлантики (Субарктична циркуляція)

26. Ірмінгера.
27. Східно – Гренландська.
28. Лабрадорська.
29. Міжпасатна протитечія.
30. Сомалійська течія.

На перший погляд добре помітна симетрія відносно екваторіальної області. Тому розглянемо спочатку північну половину океану.

Загальноприйнята думка, що основна сила, яка приводить в рух верхній шар океану є дотична напруга вітру. Тому слід розглядати разом течії та загальну циркуляцію атмосфери. Поле вітру над Північною Атлантикою формується полем тиску, яке має три постійно діючі головні центри дії: Азорський максимум, Ісландський мінімум та Екваторіальна депресія. Тобто, повітряна маса над північною Атлантикою обертається за годинниковою стрілкою навколо азорського антициклону, відтікаючи до екваторіальної депресії та ісландського мінімуму. Південна периферія цієї циркуляції повітря відома як пасатні вітри, північна – як область західно – східного переносу.

У відповідності з полем превалюючих вітрів горизонтальна циркуляція верхнього шару Північної Атлантики обертається за годинниковою стрілкою. Але центр цієї циркуляції зміщений відносно центру азорського антициклону на захід, що найчастіше пояснюється впливом “ $\beta$ -ефекту” (результат зміни параметра Коріоліса з широтою). Це призводить до західної інтенсифікації течій, яка формує такі потужні течії, як Гольфстрім (Атлантичний океан) та Куросію (Тихий океан). Швидкість

примежових течій на заході океанів набагато більша, ніж швидкість прикордонних течій зворотного напрямку. В ядрі Гольфстріму направлена до полюсу течія має швидкість 2 м/с і навіть більше. На противагу цьому течія, спрямована до екватора (Канарська), має швидкості лише 0,1- 0,2 м/с, тобто приблизно в десять разів менші і дуже мінливі за напрямком.

Від основної горизонтальної циркуляції Північної Атлантики в північній частині відділяється потік води, який частково захоплюється в циркуляцію проти годинникової стрілки в області ісландського мінімуму тиску атмосфери, частково рухається в Північний Льодовитий океан. До південної частини циркуляції приєднується потік води, що виходить з південної півкулі (частина Південної пасатної течії).

Течії верхнього шару південної половини Атлантичного океану так само, як і північної, обертаються проти годинникової стрілки навколо тропічного максимуму атмосферного тиску. Над Південним океаном західні вітри утворюють безперервний зональний потік в зоні широти 35-45° південної широти.

Аналогічна система течій існує і в Тихому океані.

В південній частині Індійського океану спостерігається система течій, аналогічна течіям південних частин інших океанів. Але в північній частині океану циркуляція течій змінює напрямок обертання разом зі зміною мусонів: вона направлена за годинниковою стрілкою влітку та в протилежному напрямку зимою.

В розглянутому русі верхнього шару океану відрізняють окремі течії, які можуть бути виділені в безперервному полі швидкості з більшим, чи меншим ступенем умовності. Загальна циркуляція та поверхневі течії Світового океану зображені на рис. 8.17, а під ним наведені назви найбільших постійних течій.

Навколо Антарктиди під впливом постійної області підвищеного тиску над нею вітри підтримують Узбережну Антарктичну течію.

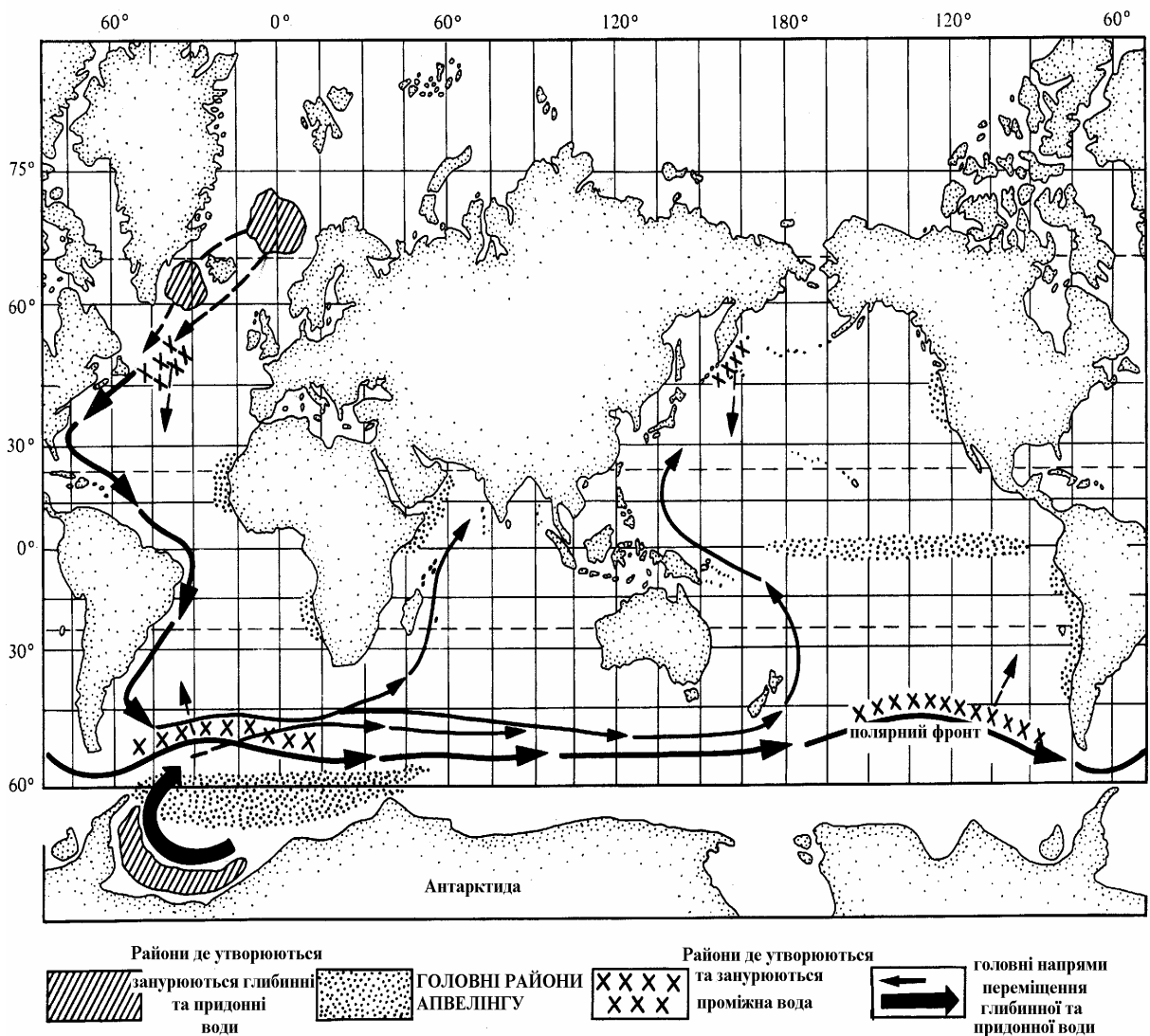
Між окремими течіями спостерігається сходження (конвергенція) чи розходження (дивергенція) потоків води. Найбільш цікавою є зона Антарктичної конвергенції течій, що практично безперервно оточує антарктичну область та коливається в межах 50° - 60° півд.ш. Стійкими є також тропічні конвергенції (15° - 20° півн. та півд.ш.) та ряд інших.

Розглянуті системи течій захоплюють верхній шар океану товщиною в середньому до 200 м - 300 м. Хоча в окремих випадках перенесення розповсюджується до значних глибин, наприклад, у Флоридській протоці (800 м), Гольфстрімі (2 000 м), в Антарктичній (циркумпольній) течії.

**Глибинна циркуляція.** Рух води в глибинах океану порівняно недавно почали вимірювати інструментально. Тому уявлення про глибинну циркуляцію океанів одержані головним чином на базі

розрахунків динамічним методом за полем густини та за різними непрямыми ознаками, такими, як особливості поля солоності, кисню, потенційної температури, що пов'язані з рухом води.

Вважається, що в глибинних шарах океану течії підтримуються градієнтами тиску, завдяки неоднорідному полю густини. У великомасштабному русі глибинної води головну роль відіграє різниця густини між полярними районами та екваторіальними областями океанів, яка обумовлена кліматичними факторами. На рис.8.18 показані райони можливого формування глибинної та придонної води та головні напрямки її переміщення.



**Рис. 8.18** Циркуляція в глибинних шарах океанів. Райони можливого формування глибинної та придонної води та головні напрямки її переміщення [9].

## ДОДАТКОВИЙ МАТЕРІАЛ

Вже декілька десятиліть існує система дистанційних супутникових спостережень, які дають інформацію практично в реальному масштабі часу про певний комплекс гідрометеорологічних параметрів. До них відноситься температура поверхні океану, хвилювання, рівень океану, швидкість та напрямок вітру, хмарність та ін. Ці дані регулярно подаються в мережі «Інтернет». Інколи паралельно з супутниковими спостереженнями проводять наземні; наприклад, запускаються у водне середовище дрейфери різної плавучості, які передають сигнали, а супутники визначають їх місцезнаходження. Таким чином можна дуже просто вимірювати швидкості течій, причому, на різних глибинах. Без спеціальних наземних експериментів з супутників можна вести пасивні спостереження за температурою поверхні води в інфрачервоному (тепловому) чи видимому діапазоні частот електромагнітних хвиль. Використовуючи ці дані спостережень, можна не тільки знати зміни теплового режиму поверхневих течій, а і їх інтенсивність, адже течії завжди відрізняються від навколишньої води за кольором та температурою: теплі течії, температура яких вища за навколишню, в холодних – нижча. Тобто, наразі у нас є величезні можливості просто спостерігати за формуванням тих чи інших аномалій, зміни інтенсивності течій та оперативно робити кількісний прогноз впливу цих змін на погоду та клімат.

Наприклад, аномально холодна зима 2006 р. в Європі була обумовлена різким зменшенням інтенсивності системи течій Гольфстрім і, головне, зниженням їх температури (приблизно на  $2^{\circ}\text{C}$ ). В результаті було зафіксовано зменшення інтенсивності формування зимових Північно-атлантичних циклонів (західного переносу), що спричинило розростання сибірського антициклону на Європейську територію з усіма наслідками (стійко утримувались температури нижче  $-20$  і навіть нижче  $-25^{\circ}\text{C}$ ). Всі ці зміни у формуванні системи Гольфстрім можна було спостерігати, використовуючи супутникову інформацію, починаючи з жовтня - листопада 2006 р.

## КОНТРОЛЬНІ ПИТАННЯ

1. Опишіть два типи умов, при яких може виникнути горизонтальна сила тиску, що діє на частинку рідини в товщі океану.
2. Напишіть невеликий трактат на тему: зміни, що проходять в стовпі морської води при таненні та при утворенні нового льоду.
3. Які дві назви має сила, що діє на частинку води лише в тих випадках, коли частинка рухається?



4. Що ви відповісте, якщо вас спитають, чому сила Коріоліса не здійснює роботи?
5. Якщо сила Коріоліса не здійснює роботи, чому вона тоді називається силою?
6. Чи всі об'єкти на Землі, що рухаються, відчувають силу Коріоліса? Якщо всі, то чому ви не помічаєте її, коли рухаєтесь в автомобілі?
7. Які основні сили беруть участь у формуванні дрейфової течії в ідеалізованій моделі Екмана?
8. Під яким кутом до вітру направлена поверхнева течія? Повний потік (від поверхні до глибини тертя)?
9. Чому, коли море мілке, течія направлена майже за вітром?
10. Який зв'язок між “ зміщенням метеорологічного екватора ” на північ і тим фактом, що екваторіальна зона Тихого океану є місцем, де у великій кількості добувають кашалотів?
11. Чи впливає сила Коріоліса на ті об'єкти (в тому числі і на рідину), які спочатку вимушені рухатись в широтному напрямку?
12. Тепер ми добрались до підняття посеред океану, яке називається Саргасовим морем. Опишіть, використовуючи теорію Екмана вітрових течій, причину його виникнення.
13. Опишіть своє враження про явище Ель – Нін'ю. Це фізичний процес зміни напрямку течій? Чи це апвелінг? А може навпаки, припинення підняття води на поверхню?
14. А тепер, використовуючи всі свої враження, одержані в цьому розділі, поясніть, з яких можливих причин може не підніматись вода (припиниться апвелінг) на величезних просторах сходу Тихоокеанського узбережжя південної Америки.
15. Коротко, в загальних рисах опишіть систему загальної циркуляції в північній частині Атлантичного океану.
16. Коротко, в загальних рисах опишіть систему загальної циркуляції в північній частині Тихого океану.
17. Чим відрізняється циркуляція води в південних частинах цих океанів.
18. Поясніть, що таке мусонна циркуляція (північна частина Індійського океану).
19. Де (в яких широтах) океан одержує найбільше сонячного тепла? Найменше? Що було б з кліматом Землі, якби не існувало переносу тепла від екватора на південь і на північ?
20. Що таке “холодна” течія, “тепла”? Чи можна стверджувати, що течія з температурою води 15<sup>0</sup>С тепла? Холодна? В чому некоректність питання?
21. Використовуючи які дані можна фіксувати положення поверхневих течій в реальному масштабі часу (протягом години, доби)?

## ЛІТЕРАТУРА

### До розділу I

1. *Sverdrup H.U., Jonson M.W., Fleming R.H.* The Oceans. – Prentice- Hall, Englewood Cliffs, NJ, 1942. – 1087 pp.
2. *Barazangi M., Dorman J.* World seismicity maps compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, Epicenter Data 1961- 1967. – Bull. Seismol. Soc.Amer.59, 1969. –369 pp.
3. *Вегенер А.* Происхождение материков и океанов. – М.: - Л.: ГИЗ, 1925. – 625 с.
4. *Нешиба С.* Океанология. – М.: Мир, 1991. – 413 с.
5. *Шубаев А.П.* Общее землеведение. – М.: Высшая школа, 1977.–455с.
6. *Komar P.D.* Beach Processes and Sedimentation. – Prentice- Hall, Englewood Cliffs, NJ, 1976. – 429 pp.
7. *Van Andel T.H.* Science at Sea; Tales of an Old Ocean. – Freeman, San Francisco, 1977. – 186 pp.

### До розділу II

1. *Айзатулин Т.А. и др.* Океан. Фронты, дисперсии, жизнь. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 192 с.
2. *Нешиба С.* Океанология, - М.: Мир, 1991. – 413 с.
3. *Жуков Л.А.* Физическая океанология. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 375 с.
4. *Корж В.Д.* Геохимия элементного состава гидросферы. – М.: Наука, 1991. –242 с.
5. *Алекин О.А., Ляхин Ю.И.* Химия океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 343 с.
6. *Наука об океане.* /Под.ред. Менарда Г.В. – М.: Из-во Прогресс, 1981. – 391 с.
7. *Валяшко М.Г.* Еволюція хімічного складу води океану. – М.: Наука, 1971. – С.97 – 104.

### До розділу III

1. *Клюкин И.И.* Звук и море. – Л: Судостроение, 1974. – 240 с.
2. *Ричардсон П.* Некоторые вопросы прикладной акустики. – М.: Воениздат, 1962. – 220 с.
3. *Башикиров Г.С. и др.* а.с. №305167, приоритет от 20.07.88.
4. *Скина М. И., и др.* с. № 277602, приоритет от 08.04.87.
5. *Дитрих Г. Калле К.* Общее мореведение. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 461 с.

6. *Евтюков А.П., Колесников А.Е. и др.* Справочник по гидроакустике. – Л.: Судостроение, 1988. – 550 с.
7. *Duxbury A.C., Duxbury A.* The introduction to the world's Oceans. – London: Addison Wesley, 1984. – 545 pp.
8. *Mikhailov V.A., and other.* The theory of distribution of a sound at ocean. // EGU – 2006 General Assembly, Vienna, 2-7 April – 2006. – A-03749.
9. *Хорн Р.* Морская химия. – М.: Наука, 1972 – 400 с.
- 10 *Зацепина Г.Н.* Физические свойства и структура воды. – М., Из-во МГУ, 1987. – 171 с.

#### До розділу IV

1. *Безбородов А.А., Еремеев В.Н.* Физико – химические аспекты взаимодействия океана и атмосферы. – Киев: Наукова думка, 1984. – 190 с.
2. *Корж В.Д.* Геохимия элементного состава гидросферы. – М.: Наука, 1991. – 242 с.
3. *Атлас теплового баланса Океана.* – Севастополь, изд. МГИ АН УССР, 1970. – 200 с.
4. *Савенко В.С.* Химия водного поверхностного микрослоя. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 320 с.
5. *Башкиров Г.С., Кучеренко Н.В.* О возможности устойчивой стратификации ПМС и его влиянии на регулирование тепломассообмена в системе океан – атмосфера. //Сб. Метеорология, климатология и гидрология. – Одесса: ОГМИ, 1988, № 24. – С. 28 – 32.
6. *Перри А.Х., Уокер Дж.М.* Система океан- атмосфера. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 192 с.
7. *Жуков Л.А.* Физическая океанология. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 375 с.
8. *Наука об океане.* /Под.ред. Менарда Г.В. – М.: Прогресс, 1981. – 391с.

#### До розділу V

16. *Жуков Л.А.* Физическая океанология. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. - 375 с.
2. *Наука об океане.* /Под.ред. Менарда Г.В. – М.: Прогресс, 1981 – 391с.
3. *Перри А.Х., Уокер Дж.М.* Система океан- атмосфера. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 192 с.

4. *Безбородов А.А., Еремеев В.Н.* Физико-химические аспекты взаимодействия океана и атмосферы. – Киев: Наукова думка, 1984. – 190 с.

#### До розділу VI

1. *Жуков Л.А.* Физическая океанология. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 375 с.
2. *Баском В.* Волны и пляжи. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 278 с..
3. *Перри А.Х., Уокер Дж.М.* Система океан- атмосфера. - – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 192 с.
4. *Титов Л.Ф.* Ветровые волны. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1969. – 294 с.
5. *Войт С.С., Лебедев А.Н., Себекин Б.И.* Некоторые особенности волн цунами, связанные с характеристиками очага возмущения. Теория и оперативный прогноз цунами. – М.: Наука, 1980. – 201 с.
6. *Murty T.S.* Seismic sea waves tsunami – Ottawa, Canada, 1977. – 123 pp.
7. *Святловский Ф.Е., Силкин Б.И.* Цунами не будет неожиданным. Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 124 с.
8. *Frohlih C.* Deep Earthquakes. - //Scientific American. -1989. -№3. – P.24-32.
9. *Eiby G.A.* Earthquakes. – Heinemann, New Zealand, 1980. – P. 264.
10. *Киселев П.Г.* Гидравлика, основы механики жидкости. – М.: Энергия, 1980. – 360 с.
11. *Ewing M.I., Tolstoy F.* Proposed use of the T-phase in tsunami warning sistem. – Bull. Seismol. Sos. Am. 40, 1950. – P.53-58.
12. *Действие ядерного оружия.* – М.: Воениздат, 1965. – 168 с.
13. *Munk W.H.* Trans.Am. Geophys. Union, 28, , - 1947. – N2- P.198.
14. *Карочкин В.В.* The short – term Forecast Catastrophic Oceans Earthquakes is a Necessary Part of Tsunami Forecast // XXI General Assembly of IUGG Juli 2-14, Boulder, USA. – 1995. – P.248- 257.
15. *Карочкин В.В.* Concerning the success in the monitoring for the sea Earthquake forecast near the Kamchatka peninsula. // Proseegings Intern. AMSE Conference. Lviv, Sept. 30 Oct. 02, AMSE Press. – 1993. P.283 – 285.

#### До розділу VII

1. *Баском В.* Волны и пляжи. –Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 278 с.
2. *Жуков Л.А.* Физическая океанология. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 375 с.
3. *Нешиба С.* Океанология. – М.: Мир, 1991. – 413 с.

4. *Duxbury A.C., Duxbury A.* The introduction to the world's Oceans. – London: Addison Wesley, 1984. – 545 pp.

#### До розділу VIII

1. *Жуков Л.А.* Физическая океанология. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 375 с.
2. *Баском В.* Волны и пляжи. - Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 278 с.
3. *Перри А.Х., Уокер Дж.М.* Система океан- атмосфера.– Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 192 с.
4. *Яворский Б.М., Детлаф А.А.* Справочник по физике. - М.: Наука, 1968. – 940 с.
5. *Нешиба С.* Океанология. - М.: Изд. Мир, 1991. – 413 с.
6. *Лебедев В.Л. и др.* Океан как динамическая система. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 205 с.
7. *Нансен Ф.* «Фрам» в полярном море. - М.: Госиздательство Географической литературы, 1956. – 350 с.
8. *Gunther, E.R.* A report on oceanographical investigations in the Peru Coastal Current. // *Discovery Rep.* (Cambridge University Press), 1936. - №13. - P.107-276.
9. *Stommel H.* The abyssal circulation. // *Deep – sea Res.*, 1958 - №5. - P.80-82.

## СЛОВНИК ТЕРМІНІВ

### А

**Абіотична речовина** - abiotic matter — Нежива матерія.

**Абісальний** – abyssal — Відноситься до глибоких рівнів водної товщі океанів і до деталей океанічного дна.

**Абісальна рівнина** - Abyssal plain — Плоска, майже горизонтальна і найглибша частина багатьох океанічних басейнів (глибоководна рівнина, наприклад).

**Автотроф** - autotroph — Організм, здатний синтезувати живу протоплазму безпосередньо з абіотичного матеріалу і енергії; звичайно це зелена рослина.

**Адвекція** - advection — Горизонтальне переміщення маси рідини.

**Адсорбція** - adsorption — Молекулярне зчеплення надзвичайно тонкого шару молекул з поверхнею твердого тіла або рідини.

**Айсберг** – iceberg — Велика маса материкового льоду, що плаває в океані; утворюється при руйнуванні льодовиків, які досягають моря.

**Алеврит** - silt — Пухкий осадовий матеріал, розміри частинок від піщаних (0,06 мм) до глинистих (0,004 мм).

**Апвелінг** – upwelling — Направлений вгору рух морської води в різних районах океану. Найчастіше застосовується до процесу, який виносить багаті поживними речовинами холодні глибинні води в евфотичну зону, що підтримує продукцію рослин.

**Акреція** - accretion — Процес накопичення в результаті поступового нарощування.

**Акреційна призма** - accretion prism — Накопичення матеріалу на окраїні континенту в результаті зшкрябування його з океанічної кори в процесі субдукції.

**Альbedo** - albedo — Частина падаючої на поверхню енергії випромінювання, відбита цією поверхнею у всіх напрямках.

**Алювіальний конус винесення** - Alluvial fan — Слабко зцементований матеріал, що накопичується біля підніжжя гори (на суші) або в основі континентального схилу (в морі).

**Анадромні або прохідні** - anadromous — Риби, що заходять на нерест в річки.

**Анаеробний** - anaerobic — Живе в умовах відсутності вільного кисню.

**Аніон** - anion — Негативно заряджений іон.

**Аномалія** - anomaly — Відхилення від нормальної величини, звичайно виражається в одиницях вище або нижче за «норму».

**Антарктична конвергенція** - Antarctic anomaly — Назва зони, в якій відбувається злиття холодних поверхневих вод, що існують поблизу Антарктичного континенту, з теплими поверхневими водами, характерними для центральної частини основних океанів Південної півкулі; тепер називається Полярним фронтом.

**Антициклонний** - anticyclone — Напрямок великомасштабного обертового руху: повітря — навколо атмосферної області високого тиску (вітри), океанської води — навколо області високого рівня (течії); (в Північній півкулі - за годинниковою стрілкою, в Південній — проти).

**Аквакультура** – aquaculture — Висадження, вирощування і збір водної флори і фауни.

**Астеносфера** – asthenosphere — Верхня частина мантії, достатньо пластична для того, щоб в ній міг виникнути рух порід; тягнеться від підшови літосфери углиб на декілька сотень кілометрів. Вважають, що матеріал в межах астеносфери легко деформується під дією постійного поля напруг.

**Атмосферний максимум** - Atmospheric high — Зона, де на рівні моря тиск стовпа сухого повітря, що знаходиться над ним, вище від нормального (1 атм = 1013 мбар).

**Атмосферний мінімум** - Atmospheric low — Область низького тиску повітря на рівні моря. Це повітря містить відносно велику кількість водяної пари. Зустрічається в умовах вологого клімату та під час шторму.

**Афотична зона** - Aphotic zone — Величезні простори в глибинах океанів, де інтенсивність сонячного світла дуже мала, щоб забезпечити фотосинтез (звичайно глибше 50- 100 м).

## Б

**Банка** – bank — Мілководна область, частина континентальної окраїни, де дно підіймається до такого рівня, що навігація ще безпечна, але глибина менше, ніж на навколишніх акваторіях.

**Бар** – bar — а) Підводна піщана мілина, що утворюється біля входу в затоку, б) Одиниця тиску, що визначається як тиск на рівні моря, створюваний стовпом сухого повітря при стандартній температурі; нормальний тиск в океанології та метеорології звичайно приймається рівним 1013 мбар.

**Бар'єрний острів** - Barrier island — Витягнутий паралельно до берега піщаний бар, що утворився в областях значного принесення осадового матеріалу, але відокремлений від берега лагуною та пронизаний окремими протоками, якими море з'єднується з лагуною і річкою.

**Бар'єрний риф** - Barrier Reef — Кораловий риф, що сформувався на окраїні материка або острова, але звичайно відокремлений від берега лагуною.

**Базальт** – basalt — Тонкозерниста вивержена порода.. Утворюється з магми, що збагачена магнієм і залізом.

**Басейн** - basin — Негативний морфологічний елемент земної поверхні, що сформувався між материками в корі, з більш щільного матеріалу; велика депресія, розташована нижче за поверхню континентів і зайнята океаном.

**Батиметричний** - bathymetric — Відноситься до вимірювань глибин в морях, озерах, океанах.

**Бімодальний** - bimodal — Відноситься до двох форм деякого процесу, що зустрічаються приблизно з рівною вірогідністю, наприклад, дві переважаючі висоти земної літосфери.

**Біогенний** - biogenous — Відбувається в результаті або за рахунок життєдіяльності організмів.



**Біогеографія** – biogeography — Галузь біології, яка має справу з географічним розподілом рослин і тварин.

**Біомаса** - biomass — В океанах — кількість живої речовини, яка існує в одиничному об'ємі води в певний момент часу, вимірюється, наприклад, в тоннах на кубічний кілометр (т/км<sup>3</sup>).

**Біосфера** - biosphere — Тонка оболонка Землі, в межах якої можуть жити організми, наприклад, у воді або в повітрі.

**Бітропічність** - bitropicality — Розподіл в просторі якого-небудь виду, симетричного щодо екватора.

**Бір (бора)** - bore — Реакція маси води, що раптово подолала природну перешкоду своєму руху; звичайно відноситься до турбулентної припливної хвилі з високим крутим фронтом, що спрямовується у вузькі морські затоки чи річки (інколи називається маскаре).

**Білі баранчики** - whitescap — (піноутворення при руйнації хвиль). В глибоких водах відкритого океану — обвалення вітрових хвиль, яке відбувається, коли крутизна їх гребенів перевищує критичне значення, визначається кутом 120° при вершині. Обвалення є турбулентним, з утворенням піни та руйнування самого гребеня хвилі; звідси і вираз «білий баранчик». Баранчики утворюються, коли вітер посилюється і щільність енергії хвиль починає рости.

**Береговий риф** - fringing — плоский кораловий риф, що досягає рівня моря, який утворився на деякій відстані від берега, острова або континенту.

**Буферна** - buffering — В хімії океану — процес, завдяки якому вуглецевий цикл в морській воді підтримує відношення іонів Н<sup>+</sup> до іонів ОН<sup>-</sup> близьким до одиниці (нейтральний водневий показник).

**Бухта** - bay — Затока середньої величини, вхід в яку звичайно менший за діаметр самої бухти.

## **В**

**Вапняний мул** - Calcareous ooze — Неконсолідований донний осад, що складається головним чином з вапняних мушлів відмерлих тварин і рослин.

**Видалення солі** - Salt exclusion — 1) При випаровуванні морської води — нездатність солі перейти в пару. 2) При замерзанні — видалення солі з кристалічної твердої речовини, хоча невелика її кількість при швидкому льодоутворенні все таки може залишатися в так званих кишнях розсолу. В обох випадках залишкові солі збільшують густину рідини, що залишається.

**Визначення абсолютного віку** - Radiometric dating — Наука про визначення віку матеріалів, виходячи з вмісту в них радіонуклідів з відомим періодом напіврозпаду.

**Виснаження поживних речовин** - nutrient depletion — В океанах — поступове зменшення вмісту розчинених нітратів і фосфатів у евфотичній зоні в процесі весняного «цвітіння» водоростей.

**Вимушена хвиля** - forced wave — В рідині — хвиля, яка безперервно контролюється генеруючою її силою під час розповсюдження.

**Вихор** - eddy — Форма руху в рідкому середовищі, звичайно обертальна та протилежна основній течії. Може бути будь-якого розміру вище за молекулярний масштаб; визначається, отже, не турбулентна.

**Відкіт** - backwash — Рух води назад в бік моря після накату на пляж прибійної (зруйнованої) хвилі.

**Відбирання проб в товщі океанських вод** - hydrocast — При польових роботах — занурення серії батометрів в стовп океанської води та відбір проб; іноді цю операцію називають гідрологічною станцією; коли проби відбираються послідовно уздовж маршруту, серія їх називається гідрологічним розрізом.

**Відцентрова сила** - Centrifugal force — Фіктивна сила, яка діє на масу, що рухається криволінійно, і направлена від центру обертання; пояснює виникнення, наприклад, подвійної припливної хвилі.

**Відпливи, відпливна течія** - ebb tide — Назад відносно припливної течії. Приводить до зниження рівня моря.

**Вітрова течія** - Wind – driven current — Поверхнева течія, яка виникає в результаті передачі енергії від вітру поверхневим океанським водам. Іноді звана дрейфом Екмана або вітровим дрейфом. Істинна реакція поверхневих вод проходить короткочасну фазу, під час якої маса поверхневих вод зміщується, створюючи нахил поверхні моря уперек

напрямку вітру. Виникнувши, поверхнева течія переміщується в напрямі вітру, зберігаючись до тих пір, поки вітер не зміниться, що обумовить інше зміщення в нахилі поверхні моря, і т.д.

**Вільна хвиля** - Free wave — В рідині — хвиля, яка розповсюджується після припинення дії сили, що викликала її.

**Водна маса** - Water mass — Великий об'єм морської води, що має певну температуру та солоність, тобто має характерну густину. Формується в певних географічних умовах. У водній товщі розташовується на рівні, що відповідає його рівноважній густині. Наприклад, Антарктична придонна вода, субтропічна та ін.

**Вологість** - humidity — Концентрація водяної пари в повітрі.

**Внутрішня хвиля** - Internal wave — Збурення, яке розповсюджується хвилеподібно уздовж поверхні поділу двох водних мас різної густини.

**ВТЗК** - ITCZ — (Внутрішньотропічна зона конвергенції). Зона, де сходяться пасати, північні та південні, розташована в деякі сезони в межах 5—10° півн.ш., зокрема в Тихому океані; зона випадання злив на океани і сушу.

**Вуглецевий цикл** - Carbon cycle — Захоплення CO<sub>2</sub> рослинами в процесі фотосинтезу з утворенням органічних поживних речовин, які потім проходять через послідовні стадії харчового ланцюга і знову перетворюються на CO<sub>2</sub> повітря в результаті дихання або розкладання.

**Вуглець-14 (14C)**. - carbon-14 — Важкий ізотоп вуглецю, що містить 6 протонів і 8 нейтронів (в звичайному атомі вуглецю 6 протонів та 6 нейтронів); радіоактивний, період його напіврозпаду 5 700 років. Використовується в лабораторних експериментах для вимірювання швидкості поглинання вуглецю. В здобутих зразках порід за відношенням атомів 14C/12C визначають абсолютний вік вапняного осаду.

**Вузол** – knot — Одиниця швидкості в морській навігації, що визначається як швидкість, необхідна для того, щоб покрити відстань 1 морська миля за 1 годину. Цей термін виник в давно. Канат прикріплювали до «колоди» (лагу), яку кидали в морі біля носа корабля, що рухається; матрос повинен був рахувати вузли на канаті у міру того, як вони прослизали між його пальцями за той час, поки лаг проходив від носа до корми.

## Г

**Галоклин** - halocline — Шар води, в якому солоність швидко змінюється з глибиною.

**Гідравлічна хвиля** - Hydraulic wave — Неправильне вживання; слово «хвиля» означає впорядкований, чітко визначений рух без кінцевого перенесення маси; а «гідравлічна хвиля» — безладне, турбулентне перенесення маси рідини; наприклад, бір (бора) — деформована припливна хвиля чи ін.

**Гідрологічний цикл** - Hydrologic cycle — Кругообіг води з резервуару (океан) в атмосферу (пара) — на сушу (дощ) — в океан (річка, дощ).

**Гідротермальне джерело** - Hydrothermal vent — Гейзер з гарячою водою, що знаходиться на суші або морському дні.

**Гідролокатор** - sonar — Скорочення за першими літерами слів (звукова навігація і локація). Назва приладу для вимірювання глибин, який промацує глибину океанічного дна за допомогою звукових імпульсів, що випускаються ним. Крім того, використовується для виявлення підводних об'єктів та огляду води навкруги риболовецького судна для того, щоб отримати дані про щільність рибних косяків, а отже, про можливий улов.

**Глина** - clay — Землиста речовина, що складається виключно з дрібних частинок водних алюмосилікатів та інших мінералів, розмір яких менше 4 мкм.

**Глибоководна хвиля з пінистим гребенем** – combber — У відкритому морі — довга турбулентна хвиля, верхня частина якої обрушується у вигляді падаючого вперед білого пінистого гребеня; небезпечна для невеликих суден.

**Глибинний звукорозсіюючий шар** - Deep scattering layer — Розшарована популяція риб, які відбивають звук своїми плавальними пузирями чи ін., та протягом доби мігрують вгору і вниз в приповерхневому шарі води; вдень звичайно виявляється на глибинах 5—20 м, вночі – вище.

**Гондвана** - gondwanaland — Частина Пангеї на південь від океану Tetic; включала сучасні Південну Америку, Індію, Австралію, Африку.

**Градiєнт** – gradient — Зміна значення деякої величини на одиницю відстані в заданому напрямі. Топографічний градиєнт — це зміна висоти місцевості на вимірній по горизонталі відстані.

**Грам** – gram — Одиниця маси, рівна масі 1 см<sup>3</sup> чистої води за температури 4°C.

**Губа** - inlet — Вузький прохід, від берега моря в глиб суші.

## Д

**Дрейф континентів** - continental drift — Гіпотеза, що є попередницею теорії тектоніки плит. В ній передбачалося, що континенти переміщуються по поверхні Землі, але не пояснювалися причини і не визначалося джерело енергії, необхідне для здійснення цього переміщення.

**Детрит** - detritus — В океанах — відмерла органічна речовина, що осідає на дно з біологічно продуктивної евфотичної зони.

**Джоуль (Дж)** - JOULE — Одиниця енергії. Визначається як робота, виконана силою 1 ньютон, прикладеною до тіла, для переміщення його на відстань 1 м.

**Дифузія** - diffusion — В океанах — процес перемішування, в результаті якого яка-небудь складова морської води (наприклад, сіль) переміщується із зони більш високої її концентрації в зону з низькою концентрацією; перемішування відбувається на молекулярному рівні. В сучасній науковій літературі інколи використовується для опису перемішування у більш великих масштабах у вигляді вихорів та коловоротів.

**Дисперсія** - dispersion — Розсіяння речовини в рідкому середовищі; відрізняється від простого поступального руху або переміщення тим, що в певній мірі турбулентне.

**Добовий** – Diurnal — Процес з добовим циклом тобто, один раз на добу.

**Добова нерівність** - Diurnal inequality — Вимірjana різниця між рівнями двох послідовних відміток високої води (припливів) за добу (місячну, яка на 50 хвилин більша, тобто має 24 год 50 хв).

## **Е**

**Евапоріт** - evaporite — Соляний осад, що залишається після випаровування солоної води.

**Еврігалінний** – Euryhaline — Організм, здатний існувати у водах з вельми мінливою солоністю.

**Еврітермний** - eurythermal — Організм, здатний існувати у водах з вельми мінливою температурою.

**Евфотична зона** - Photic zone — Освітлюваний Сонцем верхній шар океану, який одержує достатньо світла для того, щоб відбувався фотосинтез. Іноді її визначають як зону, обмежену глибиною, де інтенсивність світла падає до 1% від його інтенсивності на поверхні, тобто приблизно 100 м.

**Електропровідність** - conductivity — В електричному полі — здатність речовини проводити електричний струм.

**Екваторіальна штильова смуга** - doldrums — Частина океану поблизу екватора, багата штилями, шквалами, слабкими мінливими поверхневими вітрами

**Екологія** - ecology — Багатогалузеве вивчення взаємозв'язків між організмами і співтовариством, співтовариством і навколишнім середовищем та між самими організмами.

**Е - Р** — різниця між інтенсивністю випадання опадів (дощів) і випаровуванням морської води, звичайно за рік; найважливіший параметр, що використовується при вивченні теплового та прісноводного балансу океанів.

**Екосистема** - ecosistem будь-яка частина природного середовища, в якому як жива, так і нежива речовина знаходяться в стані безперервного взаємного обміну, причому процеси обміну забезпечуються енергією за рахунок направленою в один бік потоку наявної енергії, за визначенням, в ідеальному випадку — замкнута система.

**Електромагнітне випромінювання** - Electromagnetic radiation — Послідовність електромагнітних хвиль.

**Ель-Ніньо** - El - nino — Нерегулярне потепління поверхневої води біля берегів Перу з катастрофічними екологічними наслідками.

**Епіцентр** - epicenter — Проекція на земну поверхні фокусу землетрусу, що знаходиться в надрах літосфери.

**Епіфауна** - epifauna — Тварини, що мешкають безпосередньо на океанічному дні або тісно пов'язані з ним.

**Епізодичний** - episodic — Подія, явище або зміна, що звичайно відбувається нерегулярно.

**Ефект Екмана** - Ekman effect — В широкому значенні — рух поверхневих океанських вод, що викликається стійким вітром; зокрема, закон про те, що результуюче перенесення поверхневих вод відбувається перпендикулярно до напрямку вітру, що збудив цей рух.

**Ехолот** - fathometer — Прилад, що посилає і приймає звукові сигнали; використовується для визначення глибини морського дна.

## З

**Забруднююча речовина** - pollutant — Будь-яка фізична або хімічна речовина, що змінює природний стан навколишнього середовища.

**Залізомарганцевий** - ferromanganese — Мінерал, що є, в основному, сумішшю заліза та марганцю.

**Зона естуарію** - Estuarine zone —Перехідна область між прісною річковою водою і солоною водою відкритого узбережжя.

**Зона розлому** - fracture zone — Зона в земній корі, в межах якої відбувається диференціальний (розділений, окремих) рух блоків кори.

**Знос** - set — Відхилення корабля з курсу, за яким можна визначити напрям та приблизну швидкість океанічної течії.

**Зоопланктон** - zooplankton —Дрібні тварини, які є планктонними в значенні здатності дрейфувати не самостійно, а разом з течіями, які переважають в океанах.

## I

**Інсоляція** - insolation — Сонячне випромінювання, що надходить на якусь поверхню.

**Ізо** (в картуванні) - Iso — крива, уздовж якої вибрані параметри постійні: ізогалина — крива постійної солоності; ізопікна — крива постійної густини; ізотерма — крива постійної температури; ізостазія – в *геофізиці* — загальна рівновага плавучої земної кори, яка підтримується текучістю пластичної (рідкої) астеносфери.

**Ізолінія** - Contour line — На карті або діаграмі — лінія, що з'єднує точки з однаковими значеннями якоїсь величини, наприклад лінії рівної солоності поверхневих океанських вод; визначає контури (межі) розповсюдження чогось однакового.

**Ізостатичне вирівнювання** - Isostatic adjustment — В міжльодовиковий період — повільний зворотний вертикальний рух континентальної маси до рівноважної плавучості по астеносфері після танення льоду, що покривав континент.

**Індикатор, трасер** - tracer — В морській воді — природний або штучний компонент, розподіл або рух якого дозволяє робити висновки про циркуляцію або властивості самого океану. Класичний приклад — розподіл радіоактивного тритію, що потрапив в поверхневий шар океану з радіоактивного пилу, який утворився при випробуваннях ядерної зброї протягом десятиріччя 1950—1960 рр.

**Інфрачервоний** – infrared — Частина спектра електромагнітного випромінювання Сонця, з довжинами хвиль більшими за 0,750 мкм та меншими за 1 000 мкм.

**Іон** - ion — Атом або молекула, що має позитивний або негативний електричний заряд завдяки придбанню або втраті одного або більше електронів; в морській воді звичайно «розчинений» або нейтралізований оточуючою хмарою дипольних молекул води.

## K

**Каламутність** - turbidity — В морській воді — якість або стан густини і непрозорості через вторинне змучування вже осілих або завислих частинок; умова, що зменшує проходження світла.



**Калорія (Кал)** – caloria — Одиниця теплоти; змінює температуру 1 г води на 1°C.

**Катадромний** - catadromous — Організм, що живе в прісній воді і мігрує з річки в море для відтворення потомства, як роблять деякі види вугрів.

**Катіон** - cation — Позитивно заряджений іон.

**Кінетична енергія** - Kinetic energy — Енергія, яку має тіло, що рухається; визначається як половина добутку маси на квадрат швидкості. Для рідини звичайно говорять про щільність кінетичної енергії — міру кількості енергії руху, яку має одиниця об'єму рідини. Описуючи турбулентне перемішування рідин, ми насправді описуємо швидкість, з якою щільність кінетичної енергії перетвориться в щільність теплової енергії. Таким чином, зменшення енергії руху частково компенсується підвищенням щільності внутрішньої енергії рідини, яка вимірюється її температурою.

**Конвергенція** - Convergence — Сходження водних мас в океані, яке може привести до відносного підвищення рівня моря у відкритому океані.

**Конвективне обмежене середовище якоїсь форми** - Convection Cell — Замкнута система циркуляції, що складається з чергування висхідного та низхідного рухів в рідині, океані або атмосфері.

**Конвекція** - Convection — Вертикальна циркуляція рідини в океані або атмосфері, обумовлена відмінностями її густини та дією сили тяжіння.

**Континентальна околиця** - continental Margin — Крайова зона між гранітною континентальною та базальтовою океанічною корою.

**Континентальне підніжжя** - continental rise— Скупчення осаду біля підніжжя континентального схилу, дуже схоже на алювіальний конус винесення його наземного аналога; пологий, звичайно з вирівняною поверхнею ухил до абісальної рівнини.

**Континентальний схил** - continental slope — Частина континентальної окраїни, де дно швидко знижується; ухили тут дуже великі, а саме 1:14 (близько 4°).

**Контур зворотного зв'язку** - Feedback loop — В деякій системі — процес, який переносить на вхід у виді нового сигналу частину сигналу з виходу системи.

**Крижаний припай** - Fast ice — В полярних океанах — прикріплений до берега морський лід, який не переноситься прибережними течіями.

## Л

**Лагуна** – lagoon — Мілка водойма поблизу великої водної маси (море); наприклад, лагуни між прибережними бар'єрними островами і основною сушею.

**Літосфера** – lithosphere — Зовнішня тверда частина Землі, (земна кора плюс верхній твердий субстрат мантії) що складається з порід, в основному схожих на ті, що виходять на поверхню. Звичайно вважають, що її потужність дорівнює 50 км.

## М

**Магма** - magma — Розплавлений матеріал усередині Землі. Джерело, з якого після охолодження утворюються вивержені породи.

**Магнітна аномалія** - Magnetic anomaly — Невеликі відхилення в напрузі магнітного поля Землі, виміряної в деякій точці, відносно середнього значення для вибраного місця.

**Магнітне поле** - Magnetic field — Загальний геомагнетизм, який спричиняє орієнтування в речовинах, що містять чутливі магнітні диполі.

**Магнітний полюс** - Magnetic pole — Географічна точка, до якої сходяться всі магнітні силові лінії. Мати полярність — означає мати північний і південний магнітні полюси. Вісь обертання Землі через ці полюси не проходить. Кут, що утворюється в якій-небудь точці напрямками на магнітний полюс і на істинний географічний, називається магнітним схиленням.

**Магнітна інверсія** - Magnetic reversal — Зміна полярності геомагнітного поля. Протягом геологічної історії інверсії відбувалися багато раз. Причини невідомі.

**Марганцеві конкреції** - Manganese nodules — Грудкуваті мінеральні утворення, поширені на абісальних рівнинах; містять марганець, залізо, мідь, нікель та інші мінерали.

**Мантія** – mantle — 1) Внутрішня частина Землі, що лежить нижче за літосферу та вище за ядро.

**Меридіан** - meridian — Лінія постійної довготи. За початок відліку ( $0^\circ$ ) прийнятий Грінвичський меридіан.

**Меандр, звивина** – meander — Відхилення від середньої циркуляції, яке займає велику площу і зберігається тривалий час; збурення в потоці, досить велике, щоб назвати його турбулентністю, що існує не настільки довго, щоб бути частиною середнього потоку.

**Міра концентрації водневих іонів  $H^+$  в розчині - рН** — При рН = 7 середовище нейтральне, не кисле і не лужне. Шкала має значення від 1 (кисле середовище) до 14 (лужне середовище). Взагалі, число - це показник ступеня концентрації водневих іонів  $H^+$  в г в 1кг розчину, яке позначили через від'ємний десятковий логарифм.

**Місячна доба** - Lunar day — Період між послідовними положеннями Місяця в точці надира над деяким пунктом Землі, що обертається. Через те, що Місяць обертається навколо Землі по орбіті в тому ж напрямі, в якому Земля обертається навколо своєї осі (із заходу на схід), місячна доба довше за сонячну та дорівнює приблизно 24,8 години.

**Мілина** - shoal — Піщана банка або піщаний бар, які зменшують глибину моря і є небезпечними для навігації. Не слід плутати з рифами, що складаються з консолідованої породи або коралів.

**Молекулярна в'язкість** - Molecular viscosity — Внутрішній опір, що чинить рідина деформації під час течії; є наслідком взаємодії між молекулами.

**Молекулярна маса** - Molecular weight — Сума протонів та нейтронів у ядрах всіх атомів, що створюють одну молекулу речовини.

**Моль, мікромоль** - Mole micromole — Кількість речовини в грамах (мікрограмах), чисельно рівна його молекулярній масі. Моль газоподібного азоту ( $N_2$ ) рівний 28 г.

**Морфологія** - morphology — Зовнішня будова порід та їх ерозивних і топографічних елементів, а також напрям біології, що вивчає форму і будову рослин і тварин.

**Морська миля** - Nautical mile — Відстань по сферичній поверхні Землі між двома паралелями, розділеними однією дуговою хвилиною. Рівна 1 850 м.

**Морський лід** - sea ice — Лід, що сформувався безпосередньо на поверхні моря.

**Морський сажень** - Fathom — Одиниця довжини, рівна приблизно 6 футах (182 см).

**Мохо** – moho — Мохоровичича — поверхня, розташована в інтервалі глибин від 5 км під дном океанів і приблизно до 40 км під поверхнею континентів. Сейсмічні дані свідчать про те, що тут має місце перехід від земної кори до мантії: швидкість сейсмічних хвиль різко зростає.

**Межа поділу** - interfase — Поверхня, що створює загальну межу; в рідині — умовні розриви між водними масами, типу температурного або густинного фронту.

**Мусон** – monsoon — Сильні переважаючі вітри, які змінюють напрям на протилежний із зміною пір року (зимовий мусон, літній мусон). Спочатку цей термін застосовувався до вітрів, що дмуть над Аравійським морем.

## Н

**Надмірні летючі** - Excess volatiles — Сполуки, високі концентрації яких в морській воді неможливо пояснити тільки тим, що вони є побічними продуктами вивітрювання земної кори; вважають, що вони значною мірою походять з ювенільних вод, що виливаються з гейзерів і підводних гідротермальних джерел.

**Намагніченість (залишкова)** - Remanent magnetism — Магнітний ефект, що зберігається в породі після її первинного затвердіння, під час якого кристали окремих мінералів, що мають власну полярну магнітну структуру, були впорядковані відповідно до існуючого тоді магнітного поля. Вони зберігають це магнітне орієнтування.

**Намивна коса, довга мілина, стрілка** - spit — Вузька смужка суші, звичайно з піску або гравію, що розповсюджується у водну масу.

**На місці** - In situ (лат.) — В природному або первинному положенні.

**Наявна біомаса** - Standing crop — Кількість осіб або біомаса, характерна для співтовариства організмів в якийсь момент часу.

## О

**Океанічна кора** - basin crust — Частина земної кори, складена базальтами, що недавно утворилися, багатими магнієм і залізом; входить в склад літосфери нематерикового походження.

**Окрайні моря** - Marginal seas — Крупні напівзамкнені водні маси між відкритим морем і материками, наприклад, Берингове море, море Лаптевих.

**Осадження, випадання опадів** – precipitation — 1) В хімії — випадання твердої речовини з розчину в осад. 2) Випадання на Землю води у вигляді граду, дощу з снігом, снігу або туману.

**Ослаблення, загасання** - attenuation — Зменшення інтенсивності енергії при її розповсюдженні в середовищі внаслідок поглинання та розсіяння.

**Острівна дуга** - Island arc — Серія островів або вулканів, географічно розташованих у вигляді дуги; звичайно з глибоководним жолобом на вигнутій стороні. Згідно теорії тектоніки плит, ці структури сформувалися в результаті зіткнення між ділянками сферичної кори, коли одна з них підсовувалася під іншу.

**Оточуючий, зовнішній** - ambient — Оточуючий з усіх боків, що знаходиться в найближчій околиці.

## П

**Палеоокеанологія** - Paleoseanography — Наука, що описує стародавні океани на основі даних про закам'янілості, знайдені в пробах донних відкладів.

**Палеокліматологія** - Paleoclimatology — Наука, що описує клімат геологічного минулого, виходячи з інформації, що одержується в результаті вивчення льодовикових відкладів, даних про скам'янілості, палеогеографії та осаду.

**Палеомагнетизм** - Paleomagnetism — Вивчення напряму і величини геомагнітного поля протягом геологічного часу.

**Парниковий ефект** - greenhouse effect — Нагрівання земної атмосфери в результаті того, що атмосфера легко пропускає короткохвильове сонячне випромінювання до поверхні Землі, але має тенденцію затримувати довгохвильову енергію, яка випускається Землею в зовнішній простір (тобто атмосфера, в основному, нагрівається знизу); обумовлений головним чином парами води, метаном, вуглекислим газом, що містяться в атмосфері

**Парціальний приплив** - Partial tide — Гармонійна складова повного припливу, створена однією з безлічі спільно діючих припливоутворювальних сил.

**Пасати** - trade winds — Стійкі переважні поверхневі вітри, що дмуть у напрямку до екватора з північного сходу в тропічних широтах Північної півкулі, і до екватора з південного сходу в тропічних широтах Південної півкулі.

**Перемішування.** – mixing — На відміну від «збовтування» перемішування означає з'єднання двох компонентів в однорідну суміш.

**Півдобовий** - semidiurnal — Відбувається двічі на добу; зокрема відноситься до припливів, які відбуваються двічі протягом місячних діб, що продовжуються 24,8 год, тобто півдобова подія, що трапляється через кожні 12,4 год.

**Північне (Південне) полярне коло** - Arctic (Antarctic) Circle — Паралель, що розташована на широті 66,5° (північній або південній). Під час зимового сонцестояння сонячне проміння направлене тут по дотичній до Земної кулі.

**Підводна гора** - seamount — Гора або вулкан на дні глибокого моря, вершини яких не виступають над поверхнею води.

**Підвітряний** - leeward — Звернутий в той бік, куди дме вітер; отже, підвітряна сторона — це «захищена» сторона острова, вузької протоки або затоки.

**Пікноклин** - pycnocline — Шар в товщі води, де густина змінюється з глибиною значно швидше, ніж в сусідніх інтервалах глибин, тобто градієнт густини максимальний.

**Прикордонна течія** - Boundary current — Крупна океанічна течія, паралельна до берегової лінії.

**Прискорення** – acceleration — Міра зміни швидкості частинки, що виражається як функція часу (в  $m/s^2$ ).

**Перегин шельфу** - continental shelf break — Край шельфу, де нахил дна різко зростає у напрямку до дна басейну.

**Перенесення відчутного тепла** (контактний теплообмін)- sensible heat transfer — В повітрі та морі — передача теплової енергії в умовах безпосереднього контакту між ними. Вимірюється різницею температур між середовищами.

**Перехідні зони** - margins — Геологічні структури, що створюють перехідну зону між континентальною і океанічною корою.

**Плавучість** - buoyancy — Тенденція зануреного в рідину тіла рухатися у вертикальному напрямі, яка залежить від співвідношення густини цього тіла та навколишньої рідини.

**Планктон** - plancton — Пасивно або погано плаваючі тварини і рослини, звичайно дуже дрібні, що мешкають у водній масі. Від грецького слова *πλαγκτος*, що означає «вільно дрейфуючий».

**Плити земної кори** - crustal plates — Відносно жорсткі частини земної кори, що рухаються на поверхні Землі як окремі об'єкти (точніше — літосферні плити).

**Повністю розвинуте хвилювання** - Fully developed sea — Для даного вітру (саме з його швидкістю і напрямом) — умова, при якій хвильове поле досягає сталого значення щільності енергії. Відповідно цій умові, енергія хвиль розсіюється з тією ж швидкістю, з якою отримується від вітрового поля.

**Поглинання, абсорбція** - absorption — Поглинання однієї речовини іншою; приєднання якої-небудь речовини до більш крупної структури; захоплення енергії випромінювання.

**Поле густини** - Density field — В океанах — розподіл мас усередині океанських вод, функція температури і солоності води.

**Поповнення поживними речовинами** - nutrient replenishment — В океанах — відшкодування необхідних для рослин розчинених речовин, обумовлене фізичними процесами, такими як апвелінг або вітрове перемішування при руйнуванні хвиль. Води більш глибоких шарів, де поживні речовини поки не виснажилися, під дією фізичних процесів підіймаються в евфотичну зону.

**Поживні (біогенні) речовини** - nutrients — В океанах — в основному розчинені нітрати і фосфати, які є головною «цеглою», що використовується рослинами в процесі фотосинтезу.

**Показник заломлення** - Index refraction — У фізиці — відношення швидкості світла у вакуумі до швидкості світла в якому-небудь середовищі; для морської води — близько 1,33.

**Поріг** - sill — Відносно мілководне підняття на морському дні біля входу у фіорди і затоки; підводне підняття на порівняно невеликій глибині, що розділяє два океанічні басейни або відділяє окраїнне море від відкритого океану.

**Потенційна енергія** - Potential energy — Енергія, яку має об'єкт завдяки його положенню в геопотенційному полі. Наприклад, потенційна енергія спочатку розшарованого стовпа води збільшується у міру того, як енергія вітру переміщує його і виносить більш солону глибинну воду до поверхні.

**Потік (витрата, наприклад, морської течії)** – flux — Перенесення речовини або енергії через задану площу; виражається на одиницю площі і в одиницю часу.

**Припливна зона** - Internal zone — Частина берега між рівнями повної та малої води.

**Приплив квадратурний** - Neap tide — Мінімальна величина припливу, який відбувається раз в дві неділі, коли Місяць знаходиться в першій і третій чверті (видна половина місяця).

**Припливна течія** - Flood tide — Направлені до берега течії в період припливу.

**Прихована теплота** - latent — Кількість тепла, що виділяється або поглинається одиницею маси, коли фізичний стан речовини змінюється.



**Прогресивна хвиля** - progressive wave — хвиля, форма якої рухається у просторі; форму її визначає механізм передачі енергії від однієї частини середовища до іншої. Саме середовище не рухається поступально.

**Промениста енергія** - Radiant energy — Енергія, що розповсюджується у вигляді хвильового руху чергування електричного і магнітного полів, тобто, енергія електромагнітних хвиль.

## Р

**Радіонуклід** – radionuclide — Елемент з нестійкою структурою атомів. Ядра цих елементів самовільно розпадаються, випускаючи  $\alpha$ - або  $\beta$ - частки та  $\gamma$ -промені. Залишковий атом може бути або іншим радіонуклідом у ряді розпаду, або стабільним елементом, не здібним до подальшого розпаду.

**Реліктові структури** - Relict structures — В стратиграфії геологічних пластів — структури, для яких встановлено, що вони утворилися в минулі геологічні епохи.

**Рефракція хвиль** - wave refraction — Процес, в результаті якого фронт плоскої хвилі розвертається при її терті об дно на міліні. Там, де шельф широкий, рівний і глибина його змінюється плавно, рефракція поверхневих хвиль відбувається ідеально правильно, так що при вступі хвиль до зони прибою їх гребені стають майже паралельними пляжу незалежно від того, під яким кутом вони спочатку входять в прибережні води.

**Рибна мука** - Fish meal — Суха суміш органічних і неорганічних речовин, що залишилися, після того, як вся риба розмолота, жир з неї видалений і зайва волога випарувана. Багата білком, вона є головним компонентом корму для інших тварин.

**Рівень моря** - Sea level — Середнє положення поверхні моря щодо вертикалі, виміряне за тривалий період часу у відношенні до реперу (футштоку) на березі; положення поверхні поділу між повітрям і морем.

**Рівноважний приплив** - Equilibrium tide — Гіпотетична припливна хвиля на земній кулі, суцільно покритій океаном (без континентів).

**Розбіжність, дивергенція** - divergence — Горизонтальне переміщення мас рідини в сторони від загального центру; наприклад, направлене назовні

радіальне перенесення поверхневих океанських вод при дії на океан циклону (урагану).

**Розрив, розлом** - fault — В геології — тріщина в земній корі, спричинена зсувом блоків кори, розташованих по обидві її сторони, в напрямі, паралельному поверхні тріщини.

**Розгін, довжина розгону** - fetch — При генерації поверхневих хвиль вітром — відстань, на якій вітер діє достатньо однорідним чином, передаючи енергію хвилям.

**Розсіяння** – scattering — В морській воді — відхилення світлового проміння завислими часточками.

**Розростання (спредінг) морського дна** - Sea floor spreading — Підняття нового магматичного матеріалу в зонах серединно-океанічних рифтів з подальшим розсовуванням затверділої кори в сторони від зони підняття.

## С

**Саргасова водорість** – Sargassum — Форма бурої водорості, що гілкується, яка утримується в евфотичній зоні за допомогою газових бульбашок; характерна рослина Саргасового моря.

**Саргасове море** - Sargasso sea — Центральна водна маса Північної Атлантики. Велика область порівняно спокійної води; її назва походить від назви потужних морських водоростей, що плавають тут.

**Сила Коріоліса** - Coriolis force — Фіктивна сила, якою пояснюють відхилення траєкторії об'єкта, що рухається по поверхні сферичної обертової Землі; її величина змінюється від нуля на екваторі до максимального значення біля полюсів. Викликає відхилення траєкторії праворуч при русі об'єкта до екватора в Північній півкулі та ліворуч — в Південній.

**Сизигійний приплив** - Spring tide — Найвищий приплив, який відбувається раз в дві неділі (коли молодик чи повний місяць).

**Сіаль** - sial — Більш легкі верхні частини земної кори, представлені породами, багатими кремнієм і алюмінієм; основна маса континентів сіалічна.

**Сігма-т** - Sigma-t — Скорочений запис для густини морської води: густина, рівна 1,02237 г/см<sup>3</sup>, записується як 22,37.

**Сіма** - sima — Більш важкі нижні поверхи земної кори, що складаються з порід, багатих кремнієм і магнієм. Нижня частина континентальної кори і основна маса океанічної кори сіматичні.

**Спектр** - spectrum — Для будь-якого динамічного процесу — графічне зображення того, як його динамічна енергія розподіляється за довжинами хвиль або частотами.

**Спектр електромагнітного випромінювання** - Electromagnetic spectrum — Повний діапазон довжин хвиль або частот електромагнітного випромінювання від найкоротшого гамма - проміння до найдовших радіохвиль, у тому числі видиме світло.

**Серединно-океанічний хребет** - mid – ocean ridge — Характерне підняття в рельєфі океанічного дна уздовж зон висхідних потоків магми і розростання морського дна.

**Середня циркуляція в океані** - Mean ocean circulation — Середнє переміщення океанських вод уздовж ліній струму; великомасштабна циркуляція (в масштабах океанічного басейну).

**Середній рівень моря** - Mean sea level — Середня висота поверхні моря в точці за якийсь період часу (звичайно за 6 місяців і більше), що вимірюється щодо локального нуля відліку.

**Стояча хвиля** - Standing wave — Вид коливань, при якому амплітуда хвилі змінюється по вертикалі між фіксованими вузловими точками; ця хвиля не рухається вперед, тобто форма її залишається на місці. Приклади: сейші у вузьких затоках, припливні хвилі у вузьких затоках і протоках і навіть на певних ділянках океанів.

**Стратосфера Океану** - Oceanic stratosphere — Глибокі води Світового океану, де немає сезонних змін температури; від тропосфери океану відокремлена головним (постійним) термоклинном.

**Солоність** - salinity — В морській воді — кількість розчиненої солі в грамах на 1 кг морської води; нормальне значення для океану 35‰ (35 г в 1 кг води).

**Солоний клин** - Salt wedge — Проникнення солоної води в естуарій; течія, що компенсує залучення морської води у річкову воду, що витікає.

**Софар** - SOFAR – 1) звукова пеленгація і локація; 2) підводний звуковий канал (ПЗК) — канал наддалекого розповсюдження звуку: діапазон глибин, в якому акустичні хвилі можуть розповсюджуватися на надзвичайно великі відстані.

**Стан моря** - Sea state — Міра нерівності поверхні моря; шкала хвилювання на поверхні моря, пов'язана з швидкістю вітру.

**Сейсмічний** - seismic — Пов'язаний з явищами або процесами, що викликані землетрусами, або відноситься до них.

**Сейсмічна станція** - Seismograph station — Комплекс пристроїв для реєстрації проходження сейсмічних хвиль усередині Землі та дослідження їх.

**Сейши** - seiche — Коливання рівня морської води між краями басейну або частини басейну з періодами, що змінюються від декількох хвилин до декількох годин. Енергія, необхідна для збудження сейш, може надходити від сильних вітрів і змін атмосферного тиску під час штормів, від припливів або сейсмічних збурень.

**Сульфіди поліметалів** - Polymetallic sulfides — Конкреції, що складаються з суміші сульфідних мінералів різних металів: заліза, марганцю, цинку, міді та ін.

## **Т**

**Тайфун** - typhoon — Сильний тропічний циклон, що зустрічається в Південно-китайському морі або в районі Філіппін. Те саме, що ураган.

**Тектоніка плит** - Plate tectonic — Група теорій, що стосуються глобальної геології земної кори. В них передбачається, що кора рухається у вигляді окремих плит.

**Тепло** - heat — Енергія, обумовлена випадковим рухом молекул, атомів або більш дрібних структурних елементів, з яких складена речовина.

**Теплова енергія** - heat energy — Фізична міра кількості енергії, що поглинається або випускається молекулярною структурою на одиницю маси.

**Тепловий баланс** - Heat budget — Фізична гіпотеза, згідно якої тепла енергія, що надходить до тіла, врівноважується тепловою енергією, яку воно втрачає.

**Теплоємність, питома теплоємність** - heat capacity — Фізична властивість речовини, завдяки якій внутрішня енергія його молекулярної структури, що вимірюється температурою, знаходиться в прямій залежності від поглинання або втрати теплової енергії одиницею маси; для чистої води при тиску на рівні моря є еталоном і рівна 1 кал/(г•°C).

**Течія** - current — Горизонтальний потік води в певній, чітко окресленій системі

**Течія, що тече вздовж берега** - longshore current — Середнє переміщення морської води в напрямі, паралельному береговій лінії.

**Точка замерзання** - Freezing point — Температура, при якій рідина переходить в твердий стан (тверду фазу).

**Точка роси** - Dew point — Температура повітря, при якій воно насичене вологою; більш низька температура викликає конденсацію вологи.

**Трансгресія** - transgression — По відношенню до рівня моря — глобальна вікова тенденція до підвищення рівня морської води. Розповсюдження моря у напрямі суші.

**Трансформний розлом** - Transform fault — Геологічний розлом, що перетинає серединно-океанічний хребет упоперек. Є площиною ковзання, уздовж якої блоки кори по-різному переміщуються в процесі розростання (спредінгу) морського дна.

**Тропосфера океану** - Oceanic troposphere — Верхня частина стовпа океанської води, куди проникає тепло Сонця; шар води вище головного термоклину, де спостерігаються сезонні зміни температури

**Трофічний рівень** - Trophic level — Один з ієрархічних шарів в харчовому ланцюзі, в якому організми відстоять від первинних продуцентів на однакове число сходинок.

**Турбулентна течія** - Turbulent flow — Вельми безладна течія в рідинах, джерело енергії для перемішування водних мас. Не має аналітичного опису.

## У

**Ущільнення при змішенні** - saballing — Процес змішення водних мас з однаковою густиною, але різними температурою і солоністю; в результаті суміш стає щільнішою, ніж була кожна з складових, і занурюється.

## Ф

**Фауна** - fauna — Тваринний світ.

**Фізичні характеристики води** - Physical characteristics — Змінні величини, що характеризують воду, такі як температура, солоність.

**Фізичні властивості води** - Physical properties water — Властивості самої молекули; стан, контрольований структурою тільки молекул води або взаємодіями з сусідніми молекулами.

**Фіксація азоту** - nitrogen fixation — В океанах — перетворення розчиненого газоподібного азоту водоростями у форму, яка може бути використана в органічних сполуках. Головний засіб забезпечення азотом первинної продукції в співтовариствах коралових рифів.

**Фільтратор** - Filter feeder — Тварина, яка харчується, фільтруючи завислі у воді часточки.

**Флокуляція** - flocculation — Процес, за допомогою якого дрібні частинки з'єднуються або коагулюють, утворюючи більш крупні грудки і пластинки; важливий процес в осадженні алевритів і глин з річок, що впадають в море.

**Флора** - flora — Рослинний світ.

**Фотон** - photon — Квант променистої енергії, що має певну довжину хвилі.

**Фотосинтез** - photosynthesis — Процес утворення вуглеводів (цукристих, крохмалів), в якому використовується сонячна енергія та абіотичні речовини (CO<sub>2</sub> та ін.); процес відбувається в хлорофілі рослинних тканин.

## Х

**Харчовий ланцюг** - Food chain — Конкретний шлях, по якому хімічна енергія, що виникає в процесі фотосинтезу, переходить на наступні трофічні рівні.

**Хвиля на мілководді** - Shallow water wave — Будь-яка водна хвиля, що втрачає енергію в результаті тертя між частинками води, що рухаються, і нерухомим дном; припливи всюди є мілководними хвилями, як і хвиля цунамі, адже мають дуже велику довжину. Вітрові хвилі стають мілководними, коли вони досягають глибин, рівних приблизно половині довжини хвилі або менше.

**Хвороботворний мікроорганізм** - pathogen — Особлива причина захворювання, наприклад бактерія або вірус.

**Хлорність** – chlorinity — Концентрація хлору в морській воді, що вимірюється в грамах хлору на 1 кг морської води.

**Хемосинтез** - chemo synthesis — Первинна продукція, що формується за відсутності сонячного світла. Проводиться бактеріями, які одержують енергію за рахунок відновлення таких сполук, як сульфати ( $\text{SO}_4$ ). Служить основою для харчових ланцюгів в співтовариствах підводних джерел на морському дні.

## Ц

**Цельсія, по Цельсію** - Centigrade, Celsius  $^{\circ}\text{C}$  — Відноситься до температурної шкали, розділеної на 100 частин між точкою замерзання ( $0^{\circ}\text{C}$ ) і точкою кипіння ( $100^{\circ}\text{C}$ ) чистої води.

**Циркуляція** - gyre — Великомасштабна система циркуляції, що охоплює весь океанічний басейн.

**Цунамі** - tsunami — Довга хвиля (довжина її десятки і сотні км), викликана сейсмічними явищами під морським дном. Це вільна і мілководна хвиля, вона переміщається з середньою швидкістю близько 700 км/год у відкритому морі, але досягає небезпечної висоти і щільності енергії, коли швидкість її зменшується на мілководді. Японське слово, що позначає « припливна хвиля в затоці ».

## Ч

**Час зміни вод** - Flushing time — Інтервал часу, необхідний для повної заміни води в деякій області естуарію, бухти або затоки; звичайно вимірюється числом припливних циклів.

**Челенджер** – Challenger — На англійському військовому кораблі «Челленджер» була проведена перша в світі велика, по-справжньому наукова океанографічна експедиція в 1872—1876 рр.

## Ш

**Шельф** - continental shelf — Частина континентальної окраїни, в даний час занурена під мілководні прибережні області океанів; практично горизонтальна (ухил менше 1:500).

## Щ

**Щільнісна (густинна) течія** - Density current — 1) Горизонтальний рух води, обумовлений неоднорідними полями густини. 2) Інша назва турбідних потоків, що викликаються різкими змінами густини рідини. Виникає, коли водні збурення знову переводять осідання у завислий стан; в результаті утворюється мул з високою щільністю.

## Ю

**Ювенільні води** - juvenile water — Води, що надійшли безпосередньо з магми і, отже, що вилилися на поверхню Землі вперше.

## Я

**Явище Ель-Ніньо** - ENSO — Великомасштабна реакція океану (Ель-Ніньо) і атмосфери в тропічних широтах Тихого океану (Південне коливання) на глобальні геофізичні процеси (природа явища не зовсім ясна).



## ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК

- Абісальна рівнина 12, 191  
Адвекція 71, 72, 80, 81, 83, 191  
Адсорбція 68, 191  
Айсберг 160, 191  
Апвелінг 44, 46, 48, 170, 172, 173, 176, 177, 178, 179, 180, 191  
Альbedo 74, 192  
Анаеробний 43, 192  
Аніон 41, 192  
Аномальні властивості води 15, 27, 28, 29, 30, 192  
Астеносфера 10, 11, 12, 192
- Банка 193, 204  
Бар 9, 193, 204  
Базальт 9, 12, 193, 206  
Біогенний 37, 47, 48, 176, 179, 209  
Бір (бора) 152, 194, 197
- Вихори Ленгмюра 99, 100, 101, 102  
Відцентрова сила 144, 145, 195  
Відпливи, відпливна течія 147, 195  
Вітрова течія 166 - 169, 175- 177, 182, 183, 195, 208, 209, 215, 217  
Водна маса 84 - 87, 196, 205, 206
- Гідролокатор 55, 64, 197  
Густина (морської води) 30, 32 – 35, 56, 57, 87, 90 – 92, 95, 127, 128
- Дивергенція 99, 100, 101, 176, 198  
Дифузія 40, 92, 198
- Електропровідність 39, 199  
Екосистема 17, 41, 199  
Електромагнітне випромінювання 70- 74, 199  
Ель-Ніньо 179, 180, 200  
Ефект Екмана 166, 167, 170, 200  
Ехолот 55, 67, 200
- Забруднююча речовина 37, 48, 200  
Залізомарганцевий 42, 201  
Зона розлому 13, 17, 201
- Ізо
- ізобата 12, 115, 117, 201
  - ізобара 127, 201
  - ізолінія 85, 136, 201
  - ізопікна 31
  - ізопотенційна 20, 23
  - ізостазія 9, 10, 11, 19, 201

- ізотонічна 40  
- ізотропна 96  
Індикатор 124, 201  
Інфрачервоний 74, 201  
Іон 37, 38, 40, 41, 43, 46, 47, 52, 62, 80, 202

Катіон 37, 41, 202  
Кінетична енергія 29, 202  
Конвергенція 101, 172, 174, 202  
Конвекція 34, 90 -92, 96, 104

Лагуна 9, 203  
Літосфера (літосф. плити) 17, 19, 42 -44, 46, 179, 192, 200, 204, 209, 211

Магма 21, 22, 42, 158, 211  
Міра концентрації водневих іонів  $H^+$  в розчині ( рН) 46, 47, 204  
Місячна доба 146, 204  
Молекулярна в'язкість 94, 95, 204  
Морфологія 5, 204  
Морський лід 69, 70, 204

Океанічна кора 9, 10, 15, 16, 19, 206  
Окрайні моря 8, 206

Палеоокеанологія 17, 18, 19, 206  
Палеокліматологія 18, 206  
Палеомагнетизм 19, 206  
Пасати 174, 175, 176, 207  
Півдобовий (приплив) 49, 207  
Перенесення відчутного тепла (контактний теплообмін) 70, 208  
Плавучість 9, 10, 87, 160, 208  
Планктон 46, 48, 50, 61, 179, 200, 208  
Плити земної кори 13, 16, 17, 18, 208  
Повністю розвинуте хвилювання 122, 208  
Поле густини 87, 88, 89, 90, 91, 92, 160, 161, 208  
Поживні (біогенні) речовини 37, 47, 48, 179, 209  
Показник заломлення 118, 209  
Припливи 143, 144, 146, 209

Рефракція хвиль 58 -60, 111, 115 -118, 210  
Рівень моря 11, 20 - 22, 149, 170, 172 - 174, 212  
Розбіжність, дивергенція 19, 99, 101, 170, 172, 176, 177, 183  
Розрив, розлом 12, 15, 19, 39, 42, 46, 48, 89, 200, 211  
Розгін, довжина розгону 122, 211  
Розсіяння 61, 63, 198  
Розростання (спредінг) морського дна 9, 13, 15, 211

Саргасове море 58, 172, 211  
Сила Коріоліса 163, 164, 167, 168, 175, 176, 211

Сизигійний приплив 146, 148, 150, 211  
Сіаль 9, 15, 211  
Сіма 9, 15, 211  
Спектр (електромагнітного випромінювання) 69, 70, 73, 75, 91, 102, 201, 211  
Середня циркуляція в океані 181, 182, 183, 184, 185, 211  
Середній рівень моря 7, 11, 20 – 22, 124, 148, 170, 172 – 174, 185, 210, 212  
Серединно-океанічний хребет (СОХ) 14, 15, 22, 42, 212  
Стратосфера Океану 8, 212  
Солоність 30, 33 - 40, 43, 57, 68, 78, 80, 85 – 92, 98, 103, 160, 180, 212  
Сейсмічний 10, 64, 130, 131, 140, 213  
Сейсмічна станція 134 -136, 213  
Сейши 124, 125, 126, 213  
Сульфіди поліметалів 42, 213

Тепловий баланс 71 -75, 214  
Теплоємність, питома теплоємність 29, 30, 76, 80, 81, 214  
Течія 20, 31, 71, 80, 81, 89, 94, 97, 141, 143, 159, 165 – 169, 174 – 178, 181, 182, 183, 214  
Точка замерзання 29, 32, 34, 35, 40, 79, 81, 214  
Трансгресія 22, 214  
Тропосфера океану 8, 214  
Турбулентність (турбулентна течія) 94 – 99, 101, 169, 215

Ущільнення при змішуванні 30- 32, 211

Фізичні властивості води 24, 211  
Фотосинтез 50, 211

Харчовий ланцюг 179, 215  
Хвиля  
- акустична 55 - 60, 62, 215  
- внутрішня 127  
- вільна 97  
- довга хвиля (хвиля на мілководді) 110, 111. 115- 118, 123, 142, 212  
- поверхнева 97, 106 - 111  
- прогресивна (поступальна) 106  
- стояча хвиля 106, 112, 124, 125, 154, 212  
Хвороботворний мікроорганізм 50, 216

Циркуляція  
- вертикальна 84, 101, 202  
- горизонтальна 170, 171, 181- 186, 212, 216  
Цунамі 20, 130 – 142, 216

Шельф 11, 12, 210, 217

Щільність 10, 11, 49, 79, 80, 217

Ювенільні води 36, 217

Явище Ель-Ніньо 177, 178, 179, 180, 217