

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
Одеський Державний Екологічний Університет

О.О.Даниленко

ПРИКЛАДНІ АСПЕКТИ РЕГІОНАЛЬНОЇ ОКЕАНОЛОГІЇ
(конспект лекцій)

Одеса – 2009

ББК 26.221

Д 17

УДК 551.468.2

Друкується за рішенням Вченої ради Одеського
державного екологічного університету

(протокол № від)

Даниленко О.О. "Прикладні аспекти регіональної океанології"

У конспекті лекцій розглядаються головні фактори, які формують специфіку гідрологічного режиму регіонів Світового океану та їх взаємозв'язок. Приділяється увага принципам районування та розподілу акваторії Світового океану на структурні одиниці з характерними типами перебігу гідрологічних умов. Детально розглядаються умови в цілому та особливості гідрологічних і динамічних процесів на шельфі, у гирлах та морях середземного типу, тобто в тих районах, в яких мінливість гідрографічних умов дуже велика.

© Даниленко О.О.
© Одеський Державний
Екологічний Університет, 2009

ЗМІСТ

	стор.
ВСТУП.....	4
1. ПРЕДМЕТ І ЗАВДАННЯ ДИСЦИПЛІНИ, ЗВ'ЯЗОК ПРИКЛАДНИХ АСПЕКТІВ РЕГІОНАЛЬНОЇ ОКЕАНОЛОГІЇ З ІНШИМИ НАУКАМИ.....	5
1.1. Зв'язок регіональної океанології з іншими океанологічними напрямами досліджень.....	6
2. ГОЛОВНІ ФАКТОРИ, ЯКІ ОБУМОВЛЮЮТЬ СПЕЦИФІКУ ГІДРОЛОГІЧНОГО РЕЖИМУ.....	8
2.1. Географічне положення та морфометрія регіону, припливоутворююча сила.....	8
2.2. Кліматичні фактори, які впливають на режим регіону.....	10
2.3. Гідрологічні процеси, які формують режим, їх взаємозв'язок та залежність від зовнішніх факторів.....	12
3. ПРИНЦИПИ РАЙОНУВАННЯ СВІТОВОГО ОКЕАНУ.....	16
4. ШЕЛЬФОВИЙ РЕГІОН.....	19
4.1. Розповсюдження та характеристики шельфу.....	19
4.2. Особливості циркуляції вод.....	20
4.3. Вплив шельфу на припливи та інші довгі хвилі.....	22
4.4. Особливості формування полів температури і солоності.....	26
5. ГИРЛОВИЙ РЕГІОН.....	29
5.1. Визначення та межі.....	29
5.2. Розповсюдження та трансформація річкової води у морі.....	30
5.3. Проникнення морської води у гирлову зону.....	32
5.4. Твердий стік та формування рельєфу.....	32
6. ХАРАКТЕРИСТИКИ МОРІВ СЕРЕДЗЕМНОГО ТИПУ.....	35
6.1. Морфометричні показники.....	35
6.2. Кліматичні фактори, які впливають на режим морів.....	37
6.3. Циркуляція вод.....	38
6.4. Коливання рівня.....	39
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ.....	41

ВСТУП

Регіональна океанологія характеризує специфіку гідрологічного режиму різних районів Світового океану (СО) та його морів, а також залежність режиму від регіональних морфометричних, кліматичних та інших особливостей басейну.

У теперішній час цій дисципліні відводиться особливе місце у зв'язку з посиленням антропогенного впливу на моря, зростанням інтенсивності господарського використання різноманітних ресурсів океанів та морів. Подальший розвиток регіональної океанології визначається не тільки потребою забезпечення господарської діяльності детальною режимною гідрологічною інформацією про окремі басейни, але і тим, що режимні характеристики є фундаментом, на якому будуються методи прогнозів стану морів та океанських регіонів.

Матеріал з дисципліни "Регіональна океанологія" дуже об'ємний і не може бути викладений за один семестр з достатньою повнотою. Тому студентам, які спеціалізуються за напрямком "гідрографія" викладаються ті розділи, які мають безпосереднє відношення до цієї галузі океанології.

В першу чергу розглядаються головні фактори, які формують гідрологічний режим в цілому, а потім, більш детально вивчаються процеси на шельфі, у гирлових зонах моря та у морях середземного типу, таких як Чорне море. Тому ця дисципліна, яка викладається студентам - гідрографам старших курсів денної та заочної форми навчання ОДЕКУ, має назву "Прикладні аспекти регіональної океанології".

1. ПРЕДМЕТ І ЗАВДАННЯ ДИСЦИПЛІНИ, ЗВ'ЯЗОК ПРИКЛАДНИХ АСПЕКТІВ РЕГІОНАЛЬНОЇ ОКЕАНОЛОГІЇ З ІНШИМИ НАУКАМИ

Світовий океан, який займає 75% поверхні Землі, простягається через усі широтні зони, його глибини змінюються у більшому діапазоні, ніж рельєф суші, конфігурація та розміри окремих його морів, а також їх зв'язок з СО вельми різноманітні. Вже тільки це призводить до того, що просторово – часовий розподіл гідрологічних характеристик у різних районах СО виявляється специфічним, несхожим на середній стан океану в цілому. Крім того, виявляється, що і гідрологічні процеси у різних регіонах протікають по іншому. Без сумніву, все це накладає відбиток на рослинний та тваринний світ регіону, впливає на характер його ґрунтів. Загальні закономірності термохалинних та динамічних процесів, які розглядалися у попередніх фізичних дисциплінах ("Фізична океанологія", "Фізика океану"), у конкретних умовах та при конкретних граничних обмеженнях, формують своєрідну, у кількісному та якісному відношенні, картину розподілу полів гідрологічних елементів та їх мінливості. Навіть співвідношення головних іонів та інших хімічних елементів у воді деяких морів може змінюватися у залежності від особливостей водообміну з оточуючими акваторіями.

Таким чином, предметом дисципліни "Прикладні аспекти регіональної океанології" є висвітлення специфічної картини гідрологічних умов тієї чи іншої частин СО, розгляд особливостей взаємозв'язку процесів, які відбуваються у регіоні, та вивчення можливостей визначення стійких змін полів гідрологічних елементів під впливом зовнішніх та внутрішніх факторів. Іншими словами, ця дисципліна має справу не з конкретними полями гідрологічних та гідрохімічних характеристик на якийсь момент часу, а з їх середніми значеннями за більш - менш тривалий період часу. Також розглядаються типові процеси, які призводять до формування притаманої певному регіону картини розподілу гідрологічних та гідрохімічних полів, фауни і флори, складу ґрунтів. Звичайно, що використання тільки одних середніх значень характеристик не може дати вичерпної інформації про стан регіону, тому часто використовуються і інші статистичні моменти, особливо для гідрофізичних полів, які мають значну мінливість.

Для виділення з багатьох фактичних станів гідрологічних полів та формуючих їх процесів, переважних використовується поняття гідрологічного режиму. Він характеризується сукупністю статистичних моментів, які відбивають просторово – часовий розподіл гідрологічних характеристик у конкретному регіоні СО, а також процесів, які обумовлюють цей розподіл.

Під гідрологічним станом регіону розуміється картина, яка визначається одиничною у часі вибіркою даних. Внаслідок великої кількості факторів, які впливають на стан океану або моря та його просторово – часову мінливість, а також враховуючи залежність характеру протікання

гідрологічних процесів від попереднього стану вод регіону, тотожність двох гідрологічних станів практично неможлива.

Регіональна океанологія, в цілому, вивчає гідрологічний режим регіону, включаючи хімічний склад вод, з яким тісно пов'язані тваринний та рослинний світ, а також склад ґрунтів.

Розгорнуті в останні роки дослідження запасів енергії океану, спрямовані на її використання, також базуються на режимних відомостях про відповідні гідрологічні характеристики. Жоден технічний проект розміщення морського порту, гідротехнічних споруд, захисних елементів берегів, підхідних каналів не обходиться без попереднього вивчення гідрологічного режиму регіону. Інтенсивний розвиток підводного флоту і техніки також потребував режимних відомостей про розподіл густини води, про глибинні течії, про внутрішні хвилі, про акустичні характеристики.

1.1. Зв'язок регіональної океанології з іншими океанологічними напрямками досліджень.

Оскільки головним поняттям регіональної океанології є гідрологічний режим, тому його вивчення базується в першу чергу на тих відомостях про регіон, які надаються в дисциплінах "Фізична океанологія" або "Загальна океанологія". Це географічне положення регіону, морфометричні характеристики, відомості про властивості води та кліматичні фактори, про зв'язок з СО.

У регіональній океанології широко використовуються результати досліджень з фізики океану. Але у фізичній дисципліні вивчається те чи інше фізичне явище або процес у типових умовах, в багатьох випадках вельми абстрагованих і часто без урахування взаємного зв'язку з іншими процесами. В завдання ж регіональної океанології входить вивчення характеру перебігу процесу в конкретних умовах з розглядом його взаємозв'язку з іншими процесами. Так, наприклад, в залежності від конфігурації берегів, розмірів басейну, рельєфу дна і глибин, наявності і розмірів потоків – суттєво змінюються всі, або практично всі динамічні процеси, тобто течії, хвилі, припливи і т.ін.

В регіональній океанології використовуються відомості з хімії морських вод, оскільки від солоності залежить характер багатьох гідрологічних процесів. Важлива також і роль складу та концентрації розчинених у морській воді газів.

Неможливо пояснити термохалинний та динамічний стан вод регіону без залучення відомостей про метеорологічні процеси над ним, про обмін теплом, вологою та імпульсом з атмосферою, про потоки променевої енергії. Тому регіональна океанологія тісно пов'язана з низкою метеорологічних дисциплін, і в першу чергу, з кліматологією.

Зв'язок регіональної океанології з геологією океану визначається тим, що регіональні особливості гідрологічного режиму СО дуже сильно залежать від рельєфу морського дна, розміру та конфігурації котловин,

заповнених морською водою. Рухи земної кори в минулі геологічні епохи привели до того, що не всі частини СО утворились одночасно і не всюди однаково формувались водні маси. Деякі райони періодично підіймались і опускались, осушувалися і затоплювалися. Як результат, водні маси, особливо глибинні, утворювалися або з "корінних" вод СО, або з дуже трансформованих поверхневих (Балтійське море), або і зовсім сформувалися з місцевої води (Аральське море).

В наш час продовжується формування рельєфу дна та берегів океану. Це особливо важливо брати до уваги при плануванні антропогенних впливів у різних регіонах, а тим більше - в морях.

Особливо тісний зв'язок дисципліни існує з тими розділами геології океану, які вивчають динаміку берегів. Переформування останніх залежить як від характеру порід, які їх складають, так і від рухів морської води будь-якої природи. Цю обставину необхідно мати на увазі при проектуванні різних споруд на берегах і на шельфі.

Складовою частиною океанології взагалі і регіональної зокрема є біологія океана. Морські організми впливають на прозорість морської води та на поглинання променевої енергії від Сонця. Велика кількість мікроскопічних організмів в антарктичних кригах зменшує їх альbedo, що приводить до швидшого їх розтавання ніж в Арктиці. Біологічні об'єкти дуже сильно впливають на акустичні властивості морського середовища і на умови розповсюдження звуку. Морські організми впливають на газовий склад морських вод, а багато видів ґрунтів дна океанів і морів мають органічне походження. Ці осадові породи створюють специфічний характер дна, який впливає на гідрологічні процеси.

В регіональній океанології широко використовується математичний апарат для одержання кількісних показників режиму. В першу чергу використовуються методи математичної статистики для обробки часових послідовностей спостережень. Крім того використовуються методи математичної фізики при моделюванні різних гідрологічних процесів для одержання більш повної картини гідрологічного режиму. Моделювання, за суттю, є єдиним методом, використовуваним при оцінках можливих змін режиму в випадках антропогенних чи природніх змін зовнішніх факторів [1].

2. ГОЛОВНІ ФАКТОРИ, ЯКІ ОБУМОВЛЮЮТЬ СПЕЦИФІКУ ГІДРОЛОГІЧНОГО РЕЖИМУ

2.1. Географічне положення та морфометрія регіону, припливоутворююча сила.

Географічне положення і морфометрію басейну, його відокремленість від СО слід розглядати як зовнішні фактори, які впливають на регіональні особливості режиму, але самі від нього не залежать. Від географічного положення басейну залежить інтенсивність припливних сил та прискорення Коріоліса а також деякі кліматичні характеристики, тому опис регіону починають з географічного положення та морфометричних характеристик.

Географічне положення регіону. Надходження променевої енергії Сонця, яка є головною прибутковою статтею теплового балансу, в основному визначається географічною широтою регіону. Спостереження свідчать про те, що річний радіаційний баланс поверхні СО всюди позитивний і має приблизно широтний хід з максимумом на екваторі. До полюсів він поступово зменшується практично до нуля, а в деяких районах Антарктиди навіть до негативних значень.

Поглинутий водою потік променевої енергії впливає на багато океанічних процесів, починаючи від формування поля температури і до баротропної циркуляції вод. У свою чергу, від температури води і особливостей циркуляції залежать склад розчинених газів та їх концентрація, перенесення поживних речовин, інтенсивність біологічних процесів та багатство рослинного і тваринного світу у регіоні.

Від географічного положення залежить характер повітряних мас, які надходять до регіону: теплі чи холодні, сухі чи вологі. Звісно, що значна частина променевої енергії, яка поглинається океаном, йде на випаровування. Отже при надходженні сухого повітря відбувається менший прогрів води, ніж при надходженні вологого. Крім того, внаслідок більш інтенсивного випаровування відбувається збільшене засолення поверхневої води з усіма подальшими наслідками. (Специфіка гідрологічного режиму далекосхідних морів в значній мірі обумовлена характером повітряних мас у період зимового та літнього мусонів).

Від географічного положення регіону залежить характер атмосферної циркуляції над ним, а отже, і специфіка вітрової циркуляції у басейні. Слід також пам'ятати про залежність прискорення Коріоліса від географічної широти.

Морфометрія басейну. Особливості багатьох океанічних процесів та сформовані ними поля залежать від морфометричних характеристик басейну. У більшості випадків через турбулентне та конвективне перемішування у теплообміні з атмосферою може брати участь великий шар води. Чим він більший, тим менше змінюється його температура. У мілководних морях товщина діяльного шару виявляється малою, і тому річні коливання

температури води в цих морях (Азовське, Аральське) більші, чим у сусідніх, більш глибоких (Чорне, Каспійське). Від середньої глибини моря залежать і інші процеси, такі як хвилі, згінно – нагінні явища, течії і т.ін. Тому головною морфометричною характеристикою басейну слід вважати його середню глибину.

До інших морфометричних характеристик слід віднести площину басейну та об'єм води. За площею можна судити про можливу неоднорідність діючих на басейн атмосферних факторів, про розгони хвиль, про можливі значення власних коливань води у басейні, про вплив берегів на циркуляцію вод.

Співвідношення об'єму вод у басейні з компонентами водного балансу дозволяє міркувати про їх вплив на оновлення вод. Об'єм води, середні значення температури і солоності дають уявлення про загальний запас тепла і солі у басейні, що дозволяє судити про можливі їх зміни під впливом зовнішніх факторів, а також про ступінь теплового впливу басейну на атмосферу.

Дуже важливою морфометричною характеристикою басейну є рельєф дна та обриси берегів. А.С.Саркісян показав, що рівняння, яке характеризує зміни рівня моря, містить члени, які залежать від глибини, а також члени, що мають похідні від глибини. Це означає, що рівень моря залежить від неоднорідностей рельєфу дна. Природно, що зміни рівня моря впливають і на течії. Від рельєфу дна залежить і вертикальна складова швидкості води.

Рельєф дна через циркуляцію впливає і на інші океанічні процеси: на адвекцію тепла та солі, на перенос біогенних елементів та газів, на інтенсивність біологічних процесів у регіоні.

Обриси берегів позначаються в першу чергу на динаміці вод. Берег змінює напрямок течії і впливає на згінно – нагінні явища, які особливо добре виявляються у затоках, губах та інших вузьких місцях. Дуже часто у прибережній зоні формуються рухи води уверх – униз, від яких залежить перенос поживних речовин та скупчення риби.

Сукупний вплив рельєфа та конфігурації берегів формує особливості трансформації хвиль та припливів у прибережній зоні, створює на деяких її ділянках сприятливі умови для використання їх енергії у господарській діяльності.

При вивченні гідрологічного режиму моря необхідно враховувати його зв'язок з СО. Іноді його передають через коефіцієнт відокремленості C , під яким ми розуміємо співвідношення суми мінімальних перерізів усіх проток $\Sigma\Pi_{\text{пр}}$ до середнього перерізу моря $\Pi_{\text{м}}$

$$C = \Sigma\Pi_{\text{пр}} / \Pi_{\text{м}}$$

Для таких ізольованих від СО морів, як Аральське та Каспійське $C=0$. Для Саргасового моря, яке не має берегів, прийнято вважати $C = \pi$.

Окрім коефіцієнта відокремленості, взаємозв'язок басейну з СО можна визначати через час поновлення води Δt (відношення об'єму води

басейну V_m до прибуткової або витратної частини водного балансу $V_{вт/вит}$). Ця умовна характеристика не відображає фактичний час поновлення води басейну через те, що у його глибинних частинах вода може не брати участі в обміні (Чорне море, Японське море).

Морфометрія потоків чинить суттєвий вплив не тільки на об'єм води, яка протікає через них, але і на характеристики вод. При однаковому перерізі протоки та об'ємі вод, що проходять через нього, при малій глибині протоки беруть участь у водообміні тільки поверхневі води. Через глибоку протоку проходять як поверхневі води, так і з більших глибин.

Від морфометрії протоки залежить і характер руху води. У мілкій широкій протоці при різноспрямованих потоках води, вони частіше розділяються у горизонтальній площині, зміщуючись, в залежності від прискорення Коріоліса, до того чи іншого берега. Прикладом такого розподілу течій можуть служити переважаючі потоки у Горлі Білого моря. Води Баренцевого моря зміщені до західного берега Горла, а води Білого моря – до східного. Якщо протока вузька, вода з більшою густиною тече у придонному шарі, а з меншою - рухається над нею (Босфор, Гібралтар).

Описаний характер розподілу води у протоках може змінюватися під дією інших факторів. Наприклад, вітер, створюючи нагін або згін, може дуже сильно змінити систему течій у протоці.

Припливоутворююча сила, яка залежить від відстані між Землею і небесним тілом, яке зумовлює приплив, від його маси, географічного положення обраного об'єму води, відноситься до числа зовнішніх сил, діючих на елементарний об'єм води в означеному місці океану. За рахунок залежності від положення басейну та його площі статичний приплив має регіональні особливості. Ще більшою мірою від морфометрії басейну залежать характеристики фактичного припливу [1,2].

2.2. Кліматичні фактори, які впливають на режим регіону.

До кліматичних факторів, які впливають на режим океанічного регіону або моря, слід включити радіаційний баланс, атмосферний тиск і вітер, опади та залежний від них материковий стік, турбулентний обмін з атмосферою, випаровування.

Більшість з них не можна розглядати тільки як зовнішні стосовно гідрологічного режиму, оскільки вони так чи інакше залежать від нього.

Материковий стік практично не залежить від режиму водойми, але справляє на нього сильний вплив. Прісна вода, з меншою густиною, ніж морська, розтікається, виходячи з гирла річки, по поверхні басейну. Вона займає ті чи інші його частини в залежності від системи течій і вітрів, при цьому відбувається також її трансформація. Вплив річкової води найбільш помітно простежується через підйом рівня у гирловій зоні моря, і цей підйом залежить від об'єму стоку. Внаслідок підвищення рівня формується стокова течія, яка залучає прісні води у загальну циркуляцію вод басейну. Шар прісної води впливає на переміщення усіх субстанцій між поверхнею басейну

і його глибинними шарами, а це більш важливо, ніж просто підвищення рівня моря. Через велику вертикальну сталість густини води на нижній межі розпріснених вод відбувається зменшення коефіцієнта турбулентності, зменшуються вертикальні турбулентні потоки тепла і солі. Таким чином, розпріснений поверхневий шар води відіграє роль своєрідного ізолятора для підстилаючих його шарів води. Він бере на себе практично всю атмосферну діяльність.

Атмосферні опади у більшій мірі ніж материковий стік, залежать від режиму басейну, через те що при його великій площі та інтенсивному випаровуванні зростає частка опадів місцевого походження. Сумарна роль опадів і стоку річок в змінах рівня $\zeta_{\text{п}}$ визначається рівнянням прісного балансу

$$\rho d\zeta_{\text{п}}/dt = dM/dt + U,$$

де: M – сумарна маса річкової води і опадів, віднесена на одиницю площі;

ρ – густина води;

U – швидкість випаровування ($U < 0$) або конденсації ($U > 0$).

Атмосферний тиск і вітер є основними факторами, які спричиняють багато видів руху води, головним чином, у верхніх шарах океанів і морів. Горизонтальний градієнт тиску ∇P складається з градієнтів атмосферного тиску ∇P_a на рівні моря, градієнтів рівня і густини з відповідними множниками

$$\nabla P = \nabla P_a + g\rho\nabla\zeta + \rho\int\nabla\rho dz.$$

Цей вираз характеризує вплив атмосферного тиску на градієнт тиску води.

Вплив вітру на течії визначається, звичайно, через напругу тертя

$$\tau = c_v\rho_a \mathbf{V} \mathbf{V}$$

Звичайно вважається, що атмосферний тиск і вітер не залежать від гідрологічного режиму, але у тім випадку, коли басейн має великі розміри, тоді і тиск, і вітер можуть самі залежати від тепло – і вологообміну океану з атмосферою. (Пасатна циркуляція атмосфери, мінімуми та максимуми тиску в атмосфері). Але невеликі басейни, розміром з море, не впливають суттєво на атмосферний тиск і вітер. Виникаюча бризова циркуляція не буває інтенсивною і розповсюджується тільки на прибережні райони моря.

Коефіцієнт тертя c_v також залежить від стану морської поверхні, із зростанням вітрового хвилювання він зростає. Таким чином, напругу тертя, яка визначається через вітер або градієнт атмосферного тиску, не можна

вважати цілком зовнішнім фактором. Однак деформація профілю швидкості вітру хвилями простежується у межах кількох десятків метрів над поверхнею моря, тому при використанні геострофічного вітру він з тим же наближенням вважається зовнішнім фактором, що і атмосферний тиск.

Радіаційний баланс (Б) є найважливішим фактором, який визначає багато сторін гідрологічного режиму басейну, і в той же час, він залежить від його стану.

$$B = Q(1-A) + I_a - I_o ,$$

де: Q – сумарна радіація;

A – альbedo;

I_a і I_o – довгохвильове випромінювання атмосфери та океану.

У виразі радіаційного балансу тільки сумарна радіація у явній формі не залежить від режиму басейну. Але вже при визначенні впливу водойми на потоки, які підіймаються в атмосфері, та конвективну хмарність, яка в свою чергу дуже сильно змінює потік короткохвильової радіації, неможливо розглядати Q як чисто зовнішній фактор. Не є чисто зовнішнім і довгохвильове випромінювання атмосфери, на яке суттєво впливає температура та вологість повітря у межах нижнього кілометрового шару атмосфери.

Окрім тепла і вологи океани і моря виносять у граничний шар атмосфери велику кількість солі, яка теж впливає на променеві потоки, що надходять на поверхню води.

Довгохвильове випромінювання океанів і морів безпосередньо залежить від абсолютної температури їх поверхні.

Альbedo A водної снігово – крижаної поверхні також є властивістю цієї поверхні.

Усе вищевказане свідчить про суттєву залежність радіаційного балансу від стану водної поверхні басейну, особливо теплового.

Турбулентний обмін з атмосферою теплом Φ_a і парою U ще більшою мірою залежить від температури поверхні води. У середньому за добу руху повітря над поверхнею води початкова різниця температур на висоті 2м зменшується приблизно на 80%. Аналогічно, з тією ж швидкістю змінюється над морем вологість повітря. Тому турбулентні потоки Φ_a і U неможливо вважати зовнішніми факторами.

2.3. Гідрологічні процеси, які формують режим, їх взаємозв'язок та залежність від зовнішніх факторів.

У більшості випадків при розгляді коливальних рухів води в океанах і морях, рідину вважають ідеальною. Припливи, хвилі, сейші найбільшою мірою залежать від зовнішніх факторів і найменшою - від стану води басейну і процесів, які у ньому відбуваються. У той же час, хвильові рухи

можуть суттєво впливати на перемішування води, на розподіл температури, солоності, стан крижаних полів і т.ін.

Припливи дуже сильно залежать від регіональних особливостей басейну. Тому у припливному явищі прийнято вирізняти власний приплив та наведений. Перший з них являє собою реакцію басейну з його регіональною морфометрією на дію припливоутворюючої сили, а другий характеризує поведінку припливних хвиль, які зайшли із сусідніх регіонів. Характер руху власної та наведеної хвиль з їх трансформацією під впливом дна і берегів, взаємодією, резонансом та випромінюванням, тобто виходом хвилі у сусідні водойми, створює зазвичай дуже складну картину коливань рівня і течій.

Дуже важливою характеристикою режиму є неперіодичні коливання рівня води у басейні і припливи, вони практично не залежать від інших елементів гідрологічного режиму, але самі чинять на більшість з них суттєвий вплив, наприклад, через інтенсивне перемішування.

Весь клас цих явищ за природою діючих сил поділяється на анемобаричні, сейсмічні та інерційні коливання. Усі вони залежать від зовнішніх сил та морфометричних особливостей басейну.

Зовнішніми силами, які викликають рух води є атмосферний тиск і напруга тертя вітру. Але висота нагону значною мірою визначається морфометричними характеристиками басейну. Зменшення площі перерізу басейну на шляху переміщення води, відсутність або обмеження стоку води зумовлює конвергенцію та підвищення рівня моря. Значно впливає на зміни рівня, особливо у мілководних районах, характер дна. Тому всі методи розрахунку згінно – нагінних явищ носять, за суттю, регіональний характер.

У ще більшій мірі виявляється роль регіональних морфометричних характеристик басейну при розповсюдженні хвиль цунамі. Оскільки хвиля цунамі довга, швидкість її розповсюдження безпосередньо пов'язана з глибиною. Це призводить до того, що фронт хвилі викривляється у залежності від рельєфу дна. Як і з припливною хвилею, хвиля цунамі на шельфі рефрагує, відбивається, спостерігається концентрація енергії – прояви цих процесів специфічні у кожному регіоні через значну варіативність та неповторність морфометрії шельфу океанів та морів.

З а суттю, характер вільних коливань води у басейні у формі сейші такий же, що і при явищах цунамі.

При описі поверхневих хвиль як елемента гідрологічного режиму, можна відмітити їх більш слабку залежність, на відміну від довгих, від сил інерції, тертя, прискорення Коріоліса. У найпростішому випадку рівняння для монохроматичної хвилі при сталому хвилюванні має простий вигляд і його розв'язання залежить тільки від глибини. Але дійсні хвилі через їх взаємодію між собою та вітром, мають більш складну структуру і розглядаються як імовірнісний процес, у якому як аргумент фігурує тільки вітер або його тиск. Однак за даними спостережень вже давно відомо, що імовірнісні характеристики хвилювання залежать від розгону X , пов'язаного не тільки з полем вітру, але і з розмірами басейну. Відомі емпіричні співвідношення демонструють залежність граничної середньої

висоти хвиль і середнього періоду від розгону X і швидкості вітру U . Зрозуміло, що при розмірах моря, менших, ніж розгон, який визначається через поле приземного атмосферного тиску, хвилі на ньому не зможуть досягти можливих граничних розмірів.

На відміну від вищерозглянутих динамічних процесів, циркуляція води в океанах і морях залежить як від зовнішніх діючих факторів, регіональних характеристик басейну, так і від стратифікації густини води. У свою чергу циркуляція води впливає на перерозподіл водних мас з відповідним перерозподілом густини, тобто у даному випадку відбувається взаємодія процесів, які формують динамічну та термохалинну складові режиму.

Взаємозв'язок динамічних і термохалинних процесів не дозволяє однозначно визначити їх пріоритет. В залежності від регіональних особливостей басейну переважаючу роль можуть відігравати як динамічні, так і термохалинні фактори. Наприклад, у Аральському та Азовському морях циркуляція води обумовлена головним чином динамічними факторами, а у Білому та Балтійському циркуляція обумовлена густиною, вірніше її нерівномірним розподілом по акваторії.

Особливу роль у формуванні режиму морського басейну відіграють впорядковані вертикальні рухи води. Вони забезпечують перенос тепла, солі, газів, біогенних елементів та речовин між поверхнею та глибинними шарами води океанів і морів. У зонах підйому відбувається перенос у верхні шари поживних речовин, і тут спостерігається інтенсивний розвиток різних мікроскопічних організмів, і відповідно, скупчується риба. Тому при вивченні гідрологічного режиму обов'язково звертається увага на характер вертикальної циркуляції.

Велике значення у формуванні багатьох режимних особливостей басейну має перемішування, яке є значущим фактором, і залежить від динамічних та термохалинних процесів у водоймищі, а також від вітру, потоків тепла і вологи між атмосферою та поверхнею води.

Перемішування, як і упорядковані вертикальні рухи, впливають на профіль швидкості течії, на розповсюдження потоків тепла, солі, газів і т.ін. Значною мірою завдяки йому формуються однорідні водні маси, характерні для того чи іншого регіону СО.

Виділяються два типи перемішування: турбулентне або фрікціонне та конвективне. Інтенсивність першого пов'язана з градієнтами швидкості течій та хвилюванням, а його розповсюдження у вертикальній площині ще і з сталістю густини. З постійних факторів, які мають регіональний характер, безпосередньо на турбулентне перемішування впливає вітер, а побічно, через течію всі розглянуті вище.

Конвективне перемішування породжується за різних причин. У помірних широтах у осінньо – зимовий період буває добре розвинена термічна конвекція. У тропічній зоні внаслідок ітенсивного випаровування формується сольова конвекція. У полярних районах до утворення льоду переважає термічна конвекція, а потім сольова. Через регіональні умови

спостерігаються відхилення від описаних видів конвекції. Конвективне перемішування може також виникати з адвекцією вод з більшою густиною, як це відбувається у районах надходження середземноморських вод у Атлантичний океан, а також при змішуванні вод з різною температурою. У районах надходження тепла з надр Землі придонні шари води підігріваються і виникає придонна конвекція, яка відіграє велику роль у перемішуванні придонних шарів води. Регіональні особливості басейну впливають на вид та інтенсивність конвективного перемішування через потоки тепла і солі, а також через стратифікацію густини.

Перебіг термохалинних процесів і формування термохалинної складової режиму ще більшою мірою залежить від регіональних особливостей басейну, ніж від вказаних вище явищ. Це пояснюється тим, що окрім тепло – і вологообміну з атмосферою на термохалинні особливості басейну впливають, по суті, всі динамічні процеси, які самі залежать від регіональних характеристик.

Морський лід є найважливішим регіональним гідрологічним утворенням. Він формується на тих акваторіях СО, де запасу тепла у верхніх шарах буває недостатньо, щоб скомпенсувати зимові втрати тепла в атмосферу. Теплообмін басейну з атмосферою, товщина шару води, який бере участь у теплообміні та запас тепла у ньому визначаються багатьма регіональними особливостями. На зростання товщини льоду впливають і такі регіональні процеси, як опади у вигляді снігу, солоність води, конвекція і течії.

Самі характеристики льоду: теплота кристалізації, теплопровідність та щільність залежать від швидкості наростання льоду та солоності води, з якої він утворюється. Швидкість руху льоду залежить не тільки від швидкості вітру над регіоном, але і від течій, і від морфометрії берегів.

Потік тепла з води до нижньої поверхні льоду визначається комплексом гідрологічних процесів у басейні і має конкретно регіональний характер.

Лід, у свою чергу, значно впливає на гідрологічні процеси у регіоні, він зупиняє хвилювання на поверхні, зменшує припливи та згінно – нагінні явища, впливає на швидкість течії, перерозподіляє потоки тепла і т.ін.[1].

3. ПРИНЦИПИ РАЙОНУВАННЯ СВІТОВОГО ОКЕАНУ

Світовий океан, який вкриває майже $\frac{3}{4}$ поверхні планети і простягається через усі широтні зони, дуже різноманітний за своїми властивостями. Тому задля зручності його вивчення, виділення загальних сторін його режиму чи інших властивостей робляться спроби районування СО за тими, чи іншими принципами.

Першим районуванням можна вважати розподіл СО за географічними ознаками на окремі океани. Однак Атлантичний, Тихий та й Індійський океани простягаються від Полярного кола до екватора, і в різних їх частинах гідрологічний режим, тваринний і рослинний світ, ґрунти дна і інші властивості дуже різноманітні. Більшою однорідністю відзначаються Північний Льодовитий та Південний океани, розташовані у відносно вузькому діапазоні ширіт. Такий поділ зручний тільки для характеристики географічного положення визначених регіонів.

У зв'язку з доволі чітко означеною залежністю надходження променевої енергії в океан від широти та обумовленої нею широтної зональності ряду гідрологічних характеристик, в першу чергу температури води, в океанології прийнято районувати СО за широтними зонами, тим більше, що від теплового стану води залежить різноманіття видів та чисельність тваринного та рослинного світів. Д.В.Богдановим було проведено районування верхнього шару СО за природними зонами. Під ними розумілись області до глибини кілька сотень метрів з характерними особливостями розподілу температури та солоності води, течіями, гідрохімічними, біологічними та геологічними показниками. Цим природним зонам властиві свої кліматичні, льодові та інші умови. Усього ним було виділено 11 зон. Екваторіальна та по 5, майже симетричних зон у кожній півкулі. Це тропічні, субтропічні, помірні, субполярні та полярні.

Є і інші варіанти районування як більш, так і менш деталізовані, у тому числі з виділенням зональної секторності. В.І.Лимарев у верхньому шарі океану крім екваторіальної, яку він називає зоною міжпасатних течій, виділяє у кожній півкулі по 4 зони: пасатних течій, помірні, субполярні та полярні.

В.Н.Степанов як основи типізації використав вертикальні профілі температури і солоності води. Виявилось, що за температурою, крім об'єднаної екваторіально – тропічної зони, яка простягається від 40° півн.ш. до 45° півд.ш. з помірно – тропічним типом стратифікації, у кожній півкулі можливо виділити ще по два типи термічної стратифікації вод: субполярний та полярний. Але за характером вертикального розподілу солоності у нього виявилось вже по 8 типів стратифікації, які взагалі не співпадають по розташуванню з термічними типами.

На основі особливостей циркуляції вод, тваринного та рослинного світів, клімату провів своє районування Світового океану Шотт, який виділив 39 районів.

Дітріх районував СО тільки за однотипністю течій.

Відомі спроби районування за грунтами дна (О.К.Леонт'єв), за морфометричними особливостями рельєфу дна (М.М.Зубов, А.В.Еверлінг), за водними масами і т.ін. Зокрема, А.М.Муромцев вважав, що самостійність гідрологічного режиму мають тільки океани, які і є основними районами СО. Далі йдуть менші, певною мірою залежні від режиму більших регіонів частини океанів, моря, частини морів, затоки, бухти, протоки.

Наведений перелік деяких принципів районування СО свідчить про різноманітність тих основ, на яких вони будувались. Це нормально, оскільки дослідник виконує класифікацію з метою виявлення загальних рис, котрі знаходяться у колі його інтересів. Для забезпечення потреб регіональної океанології необхідно виділення регіонів за схожістю гідрологічного режиму, з урахуванням єдності біологічних і геологічних характеристик. Однак задовольнити ці вимоги дуже важко – це приведе до великої кількості регіонів, які відрізняються тільки кількісними показниками. Щоб виявити найбільш суттєві риси регіонів слід, у першу чергу звернути увагу на найбільш значущу різницю зовнішніх факторів регіонів: морфометричних і діючих зовнішніх сил, які призводять до корінних якісних відмін у режимі великих регіонів.

До найбільш великого регіону СО слід віднести його відкриту частину у межах помірних та тропічних ширіт. У ньому, практично без викривлення, виявляється дія припливоутворюючих сил, суттєве значення має прискорення Коріоліса, відносно слабо змінює більшість процесів у верхніх шарах океану морфометрія. Через великі простори і велику теплоємність, він забезпечує основний тепло – та вологообмін з атмосферою, обумовлює рух діючого на нього повітря.

У всіх регіональних класифікаціях СО обов'язково присутня екваторіальна область. У першу чергу вона характеризується слабкою роллю прискорення Коріоліса. Постійна конвергенція повітряних та водних потоків у ній призводять до значної специфіки гідрологічного та метеорологічного режимів, запасів біологічних ресурсів і пов'язаних з ними грунтів дна. Також у всіх класифікаціях виділяють полярні райони, більші або менші за площею. Їх головною відмітною рисою є присутність льодового покриття, яке суттєво впливає на усі динамічні, термохалінні та інші процеси.

Значними регіональними особливостями відзначається область шельфу. Берег формує прибережний граничний шар, який характеризується специфікою циркуляції вод. Поступове зменшення глибини у напрямку до берега також впливає на усі типи рухів води і на термохалінну структуру, тобто регіональні особливості шельфової зони обумовлені, у першу чергу, морфометрією басейну. Природно, що додатково діють і інші зовнішні фактори. Тому кількісні показники режиму шельфового регіону у різних широтних зонах будуть різними. У порівнянні з прилеглими акваторіями океану, шельфова область відзначається більшим багатством флори і фауни, а також і характером грунтів.

Іншою специфічною у регіональному відношенні областю слід вважати гирла річок та райони моря поблизу них. Ці райони дуже важливі з

практичної точки зору. У них, як правило, сконцентровані транспортні вузли з відповідною інфраструктурою, річками виноситься багато споживних речовин і вони багаті у біологічному відношенні. Це зони змішування прісних та морських вод з доволі різко означеним галоклином, який утруднює розповсюдження різних субстанцій між поверхневим розпрісненим та підстилаючим солоним шарами води. Морські води, які заходять у гирло річки, формують галоклин, який доволі часто розповсюджується уверх річкою на десятки кілометрів. Існування двох шарів у стратифікації густини, стоксова течія і невеликі глибини, при яких особливо помітне переміщення наносів, впливають на всі динамічні та термохалінні процеси у зоні одночасного співіснування морських та річкових вод.

Режим морів СО характеризується значним різноманіттям. За характером залежності від режиму прилеглих частин океану всі моря можна поділити на три групи: внутрішні, середземні та океанічні.

Під внутрішніми морями розуміють повністю ізольовані від прямого водообміну з океаном моря – озера (Каспійське, Аральське, Мертве). Природно, що вони мають своєрідний режим, і хімічний склад води у них відрізняється від океанічного.

Характерною рисою середземних морів є їх положення всередині або між материками, з обмеженим водообміном з океаном. Якщо море з усіх боків оточено океанськими водами або островами, тоді його називають внутрішнім океанічним морем (Саргасове, Філіпінське, Банда). У тім випадку, коли одною з меж моря є материк, а саме воно, головним чином, займає океанічний схил або ложе, його прийнято називати окраїнним океанічним (Карибське, Норвежське, Японське). Якщо ж море розташоване, головним чином, у межах материкової відмілини, тоді його називають окраїнним материковим (Баренцеве, Карське, Лаптевих).

Усі океанічні моря мають добрий зв'язок з океаном, і їх гідрологічний режим у значній мірі визначається впливом океану [1,3].

4. ШЕЛЬФОВИЙ РЕГІОН

4.1. Розповсюдження та характеристики шельфу.

Характерною особливістю дна СО є наявність материкової обмілини різної ширини, яка є підводним продовженням материків. За нею починається материковий схил, який помітно виділяється своїм ухилом приблизно у 4° . Спочатку вважалося, що материкова обмілина являє собою плоску, трохи нахилenu у бік від берега рівнину, що і стало причиною її назви – шельф (від англійської назви полки – shelf).

Але у дійсності материкова обмілина і схил мають материковий тип земної кори і частиною океану вважаються тільки тому, що покриті водою. Геологічна будова шельфу виявилася такою ж, як і у прилеглих до океану материків, і форми рельєфу також аналогічні. Геологічні дослідження показали, що у періоди зледеніння шельфові райони не вкривалися водою.

Уявлення про рельєф шельфу можна скласти за рельєфом прилеглих районів суші. Відповідно рельєф шельфу також суттєво мінливий. Край шельфу, тобто бровка, характеризується зростанням ухилів дна, які спостерігаються на глибинах від сотень метрів до кілометра. Формально, на рівні ООН, прийнято означати межу шельфу за ізобатою 200м. При такому визначенні ширина шельфу змінюється практично від 0 до 1500км, що у середньому складає 78км. Шельф займає приблизно 7.5% загальної площини СО.

Найбільшої ширини шельфи набувають у Північно – Льодовитому океані, біля берегів Азії, у Канадському арктичному архіпелазі, в Атлантичному океані біля берегів Європи і у Тихому океані у районі Індонезійських островів – в цих районах вони простягаються більш ніж на 1000км.

За геологічною будовою усі континентальні шельфи поділяються на складені осадовими породами або сформовані з основних континентальних та магматичних порід. У залежності від процесів, дії яких зазнавав шельф, формувався його рельєф, який у свою чергу, тепер впливає на океанологічні риси режиму регіону.

Часто відкладенню наносів у шельфовій зоні сприяє підняття у районі материкового схилу тектонічної, рифової чи іншої природи. У подальшому осадові породи можуть бути деформовані льодовиками або хвилюванням. Якщо шельф обмежується з морського краю тектонічним підняттям у вигляді скелястих банок, тоді він може бути вузьким. Банки відіграють роль греблі, яка обмежує транспорт осадів за її межі. На морському краї такого шельфу можуть відбуватися так звані скиди і оповзні. Геофізичні дослідження підтвердили, що такий тип шельфу виник унаслідок зрушення земної кори. Найбільш розповсюджений цей тип на західному узбережжі Америки.

У тропічних морях зустрічаються обмілини з численними кораловими рифами, які також затримують осади. Характерний приклад – шельф у межах

бар'єрного рифу біля берегів Австралії. Рифи можуть бути і неорганічного походження.

У Північному Льодовитому океані біля берегів Сибіру та Аляски знаходяться дуже широкі і практично рівні шельфи. Льодовик у період заледеніння у цю частину океану не доходив, тому дно не переоране і на ньому немає моренних відкладів. Довготермінове та рівномірне по площі випадіння осадів та слабкі течії сприяли формуванню однорідного рельєфу. Цей тип шельфу розповсюджений у Атлантичному океані, біля східних берегів Південної Америки, в Індійському океані та біля азійських берегів Тихого океану. Специфічний характер шельфу спостерігається біля Антарктиди. Там, у зв'язку з тиском матирикового льоду, має місце ухил дна від краю шельфу до берега. Ухил невеликий і звичайно не перевищує 1° .

Великий вплив на рельєф шельфу справили льодовики у періоди заледеніння. Рельєф цих шельфів дуже мінливий. Найбільш широкі шельфи цього типу в районі Канадського Арктичного архіпелагу та біля берегів Північної Європи у Атлантичному та Північному Льодовитому океанах.

На характер рельєфу шельфу впливають сильні течії, а у мілководних частинах і хвилі. Течії перерозподіляють осадки і на деяких ділянках дна не дозволяють їм акумулюватися. На дні можуть створюватися специфічні брижі, іноді великих розмірів, які вказують на потужні придонні течії. Такого характеру рельєф зустрічається у багатьох районах СО.

Верхні шари ґрунту більшості шельфів складаються з крупнозернистих пісків, які містять биті черепашки молюсків, що жили на малих глибинах. Більш тонкозернисті осадки типу глин частіше переносяться через шельф і осідають у більш глибоких і спокійних у динамічному відношенні районах [1,4].

4.2. Особливості циркуляції вод.

Існування перешкоди руху води у вигляді берега і поступове зменшення глибини у напрямку до нього, суттєво змінюють закономірності циркуляції води, характерні для відкритого океану. Завдання практичної діяльності, пов'язані з судноплавством, будівництвом різних споруд у прибережній зоні здавна привертала увагу до особливостей течій на шельфі. Від самого зародження теорії вітрових течій на початку ХХ століття Екман намагався пояснити вплив на них берегів. Цей вплив, перш за все, виявляється у зміні рівня океану внаслідок змінно – нагінних процесів, при цьому виникає горизонтальний градієнт тиску, який впливає на напрямок та швидкість течії.

У найбільш простому вигляді основний вплив берега на течії розглянутий Екманом у наближенні стаціонарного одновимірного рівняння руху для моря глибини H . Його розв'язок у комплексному вигляді при постійному коефіцієнті вертикальної турбулентності має дві складових, які описують дрейфову та градієнтну компоненти прибережної течії. Як би був

знаний нахил рівня, тоді, маючи напругу тертя, яку створює вітер, можна було б визначити складові швидкості течії.

Екман провів якісний аналіз прибережної течії без кількісних оцінок, вважаючи, що при нагоні рівень моря поступово підвищується у напрямку до берега, а при згоні – знижується. За межами верхнього екманівського шару товщиною h , внесок дрейфової течії у сумарну малий, і остання визначається головним чином градієнтною складовою. На поверхні вона досягає найбільшого значення і з глибиною зменшується до нуля на дні.

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

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

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

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

При вивченні закономірностей циркуляції води у шельфовій зоні слід мати на увазі, що нахил рівня, який при розгляді профілю течії вважався постійним, у дійсності змінюється при віддаленні від берега. У свою чергу, неоднорідність горизонтальних течій спричиняє відповідні вертикальні переміщення води, які компенсують відтік поверхневих вод при їх дивергенції, або ліквідують надлишок вод при їх конвергенції. Підйом води у шельфовій зоні прийнято називати прибережним апвелінгом, а опускання – даунвелінгом.

У найбільш чіткому вигляді виявляється залежність вертикальних рухів води від напрямку вітру, який створює конвергенцію або дивергенцію горизонтальних потоків води біля берега. Вітер з берега – згін – апвелінг; вітер з моря – нагін – даунвелінг.

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

Незважаючи на широке розповсюдження вздовжберегових течій, значні переміщення води у океанах вздовж континентів мають іншу природу. Ці течії являють собою ланки загальної циркуляції океану і обумовлені не стільки напругою тертя переважаючого вітру, скільки барокліним ефектом, [1,2].

4.3. Вплив шельфу на припливи і інші довгі хвилі.

Раніше відмічалось, що характеристики припливу дуже сильно залежать від регіональних особливостей басейну, і у першу чергу, від його глибини та розмірів. У шельфовій зоні через її відносно невеликі розміри і глибини відносно океану, на поведінку припливної хвилі припливоутворююча сила впливає менше, ніж морфометрія. Тому, звичайно, припливоутворюючу силу у цьому регіоні до уваги не беруть і припливні явища залежать від характеру припливної хвилі, яка приходить з боку океану, і морфометричних особливостей, які викликають її трансформацію, тобто приплив у шельфовому регіоні за своєю природою є індукованим.

Довгі хвилі, які вторгнулися у район шельфу вже на межі зазнають часткового відбиття, інтенсивність якого залежить від середнього перепаду глибин та топографії схилу шельфу. Хвиля, яка пройшла шельф, також зазнає відбиття від берега та нерівностей дна. Неоднорідність берегової лінії та топографії дна можуть призводити до дифракції хвиль. Складання відбитих хвиль з тими, що прийшли в регіон, призводить до складного сумарного руху води та коливань рівня, які дуже сильно залежать від морфометричних особливостей шельфової зони. Усе різноманіття локальних особливостей припливних явищ описати неможливо, тому будуть розглянуті лише головні риси припливів.

Припливна хвиля, яка надходить з боку океану, зустрічає на шельфі перешкоду у вигляді підняття дна на материковому схилі. В залежності від перепаду глибин, кута нахила схилу та кута підходу хвилі до нього вона може частково відбитися від схилу, а інша частина хвилі вже в дещо трансформованому вигляді заходить у шельфову зону. Наслідок такої трансформації хвилі часто прийнято характеризувати амплітудними коефіцієнтами відбиття r_b та проходження $r_{п}$:

$$r_b = a_b/a_{п} ; r_{п} = a/a_{п},$$

де $a_{п}$, a_b та a – амплітуди хвилі, яка пройшла, відбитої та початкової відповідно.

Ці коефіцієнти можна визначити через хвильовий опір p , що є зворотним по відношенню до швидкості розповсюдження хвилі c . У цьому випадку

$$r_B = (p - p_n)/(p + p_n) = (c_n - c)/(c_n + c);$$

$$r_n = 2p/(p + p_n) = 2c_n/(c_n + c).$$

У зв'язку з тим, що швидкість розповсюдження довгих хвиль пов'язана з глибиною, тому коефіцієнт відбиття можна визначити через таке співвідношення:

$$r_B = (\sqrt{H_0} - \sqrt{H})/(\sqrt{H_0} + \sqrt{H}),$$

де H_0 та H – глибини океану та шельфової межі материкового схилу відповідно.

Формули дають приблизне уявлення про відбиття хвиль від материкового схилу, так як він не має вид сходинки, а займає смугу шириною 20 – 100 км з середнім ухилом 4° . Його топографія також неоднорідна і через це може відбуватися кількаразове або взагалі безперервне відбиття. Прийнято тип відбиття характеризувати відношенням довжини відбиваючої ділянки X , у даному випадку материкового схилу, до довжини хвилі λ_x , тобто $\acute{a} = X/\lambda_x$.

Довжина хвилі може бути визначена через формулу

$$\lambda_x = \tau_x \sqrt{gH},$$

де τ_x – період хвилі, H – глибина.

Навіть для півдобової хвилі ($\tau_x = 12 \text{ г } 25 \text{ хв}$) вона набагато більша за ширину шельфу.

Наприклад:

$H_{\text{м}}$	10	50	100	200	500	1000
$\lambda_{x, \text{км}}$	443	990	1400	1980	3129	4440
$c_{\text{м/с}}$	9.9	22	31	44.2	70	99

Виходячи з цих оцінок, виявляється, що $\acute{a} \sim 10^{-2}$ – відбиття класифікується як сильне. Воно мало відрізняється від локалізованого відбиття, яке буває від вертикальної стінки. Тому для його оцінки прийнятні вищенаведені формули, а вони вказують, що хвиля, яка пройшла схил, має амплітуду більшу ніж, початкова. Зменшується її довжина у відповідності з формулою для довжини хвилі.

У багатьох випадках для визначення змін амплітуди, які обумовлені зміною глибин, використовується формула Ері – Гріна

$$a/a_n = (H_0/H)^{1/4}$$

Однак у даному випадку вона не завжди підходить через обмеження, на які вказував ще В.В.Шулейкін. Ця формула застосовується у тих випадках, коли деформація хвилі відбувається на ділянці довжиною у кілька λ_x .

Як ширина материкового схилу, так і ширина шельфу менші, ніж довжина припливної хвилі. Тому для дослідження трансформації останньої, необхідно користуватися рівняннями припливної хвилі. Але навіть без урахування припливоутворюючої сили, вплив прискорення Коріоліса, тертя та адвективні складові – суттєво ускладнюють як отримання кінцевого виразу для параметрів хвилі, так і аналіз їх залежності від змін глибини. У зв'язку з цим головні риси такої трансформації хвилі прийнято у першому наближенні досліджувати на базі простої прогресивної хвилі, яка описується рівнянням

$$\partial \bar{U} / \partial t = -g \partial \zeta / \partial x.$$

У цьому рівнянні швидкість \bar{U} не змінюється з глибиною, а ζ - середній рівень моря. Рівняння нерозривності для такого руху і змінної глибини має вигляд:

$$\partial \zeta / \partial t + \partial \bar{U} H / \partial x = 0.$$

Виключення з цих рівнянь швидкості \bar{U} дозволяє отримати хвильове рівняння для змінної глибини:

$$\partial^2 \zeta / \partial t^2 = g \partial (H \partial \zeta / \partial x) / \partial x.$$

Для лінійного зменшення глибини Ламб отримав рішення цього рівняння, вважаючи, що рівень моря описується простою функцією:

$$\zeta = a \cos \sigma t.$$

Виявилось, що:

$$\zeta = \zeta_{\pi} \{ I_0(4\pi \sqrt{\ell x} / \lambda_{\pi}) / [I_0(4\pi \ell / \lambda_{\pi})] \} \cos \sigma t.$$

У цьому рівнянні:

$I_0(\zeta)$ – функція Бесселя нульового порядку;

$\zeta_{\pi}, \lambda_{\pi}$ – підвищення та довжина хвилі у кінці материкового схилу;

x – відстань від берега;

ℓ - ширина шельфу;

σ – частота.

Останнє співвідношення характеризує зростання коливань рівня, що спричиняються хвилею на шельфі, і трохи відрізняється від того, що описуються формулою Ері - Гріна.

Характер зростання коливань рівня з наближенням хвилі до берега, який описується хвильовим рівнянням, залежить тільки від змін глибини. У природних умовах на трансформацію хвилі впливають багато інших факторів. Однак вплив тертя та дисипації енергії у загальному випадку виявляється незначним і зменшує висоту хвилі на 10 – 15%. Більш суттєво впливає на коливання рівня інтерференція відбитої хвилі з тією, що надходить на шельф.

Відбиття хвиль від берега відбувається за тими же законами, що і від схилу шельфа, але хвилі, яка проходить, у даному випадку не буває.

Коефіцієнт відбиття при цьому залежить від морфометричних особливостей берегової смуги: її конфігурації, наявності прибережних обмілин та островів, характеру ґрунту і т.ін. Усе це в аналітичному вигляді урахувати важко, тому r_b визначається експериментально, за співвідношенням елементів хвиль, яка надходить, і відбитої. За рахунок прибережної диссипації енергії хвилі завжди $r_b < 1$, тобто звичайне у прибережних районах зменшення глибини та посилення топографічних ефектів призводить до безперервного відбиття. Внаслідок зменшення довжини хвилі на малих глибинах зростає критерій $\alpha = \ell/\lambda_x$ і тип відбиття може стати перехідним ($0.05 \leq \alpha \leq 1$) або навіть слабким ($\alpha > 1$). Таке відбиття може спостерігатися на просторах мілких шельфів арктичного типу.

Характер відбиття припливних хвиль від материкового схилу та берега ускладнюється ще й тим, що хвилі до цих перешкод можуть надходити під будь-якими кутами, що призводить до так званого "косого" відбиття. Відбивається хвиля під тим же кутом α , що і падає. Проходить же хвиля через материковий схил під іншим кутом заломлення β . У відповідності до закону Снеліуса :

$$\sin\alpha/\sin\beta = c_{\pi}/c = \sqrt{H_0/H} = \gamma$$

Оскільки у зоні материкового схилу $\gamma > 1$, тому хвиля, що надходить на шельф, змінює напрямок свого руху на більш нормальний до межі шельфу, тобто відхиляється у бік менших глибин. При зворотному русі відбитої від берега хвилі у напрямку материкового схилу у його зоні може відбутися повне відбиття хвилі, внаслідок чого її енергія не виходить за межі шельфу. Це явище визначають як "захоплення" припливної енергії у зоні шельфу.

Інтерференція хвилі, що надходить та відбитої призводить до комірчастого типу коливань. За рахунок різних амплітуд хвиль, чіткого розподілу ділянок підйому та западин нема. Вони зливаються у своєрідні смуги, близькі за напрямком до припливних хвиль, що підходять до берега, але як би складених з двовимірних хвиль.

Складною виявляється картина припливних течій за рахунок інтерференції прямої та відбитої хвиль. Швидкість сумарної течії, як і коливання рівня, визначаються простим складанням компонентів. У зв'язку з тим, що вектор градієнта тиску при інтерференції хвиль повертається, це приводить до обертання вектора швидкості припливної течії.

Уся система коливань не є нерухомою, а переміщується вздовж берега. Схема коливань рівня і припливних течій у шельфовому регіоні ускладнюється впливом змінних глибин. Як наслідок, у хвилі, що йде до берега, висота зростає, а у відбитої – зменшується. Хвильове число виявляється при цьому не постійним, а зростаючим з наближенням до берега. Додаткове викривлення вносить прискорення Коріоліса, що приводить до зростання величини припливу біля правого у напрямку течії берега у північній півкулі.

Нерівності берегової лінії, які менші за розмірами, ніж довжина припливної хвилі, приводять до її дифракції, що супроводжується появою біля перешкоди хвиль, які розходяться від неї віялоподібно. Вони викривляють основну припливну картину. Дуже великий вплив на характер припливів у шельфовому регіоні справляють резонансні явища.

Усі перераховані особливості картини припливу, обумовлені конкретними морфометричними рисами шельфу, хоча і можуть бути суттєвими, але дуже різноманітні і визначаються тільки у конкретних умовах.

Якщо розглядати тільки величину припливу, то чітко простежується її залежність від розмірів шельфу. У Атлантичному океані переважають півдобові припливи, але їх величина змінюється у широкому діапазоні. Найбільші припливи спостерігаються на просторах шельфах Західної Європи та Канади (4-6м), у вузькостях до 15м (Бристольська затока, затока Сен-Мало у Франції, затока Фробішера на Землі Бафіна). На шельфі Аргентини найбільші припливи також перевищують 5-6м, причому в південній частині узбережжя вони сягають 10м і більше.

У Тихому океані найбільші припливи спостерігаються у районах Центральної Америки і в затоці Аляска - 4-5м, а у затоці Кука - 12м. На шельфі Азії у морях з добрим сполученням з океаном (Східно-Китайське, Жовте, Охотське) припливи перевищують 4м у сізігій, а у вузькостях - і 10м.

В Індійському океані найбільші припливи спостерігаються у межах Північно-Австралійського шельфу. Тут у Тиморському та Арафурському морях припливи у сізігій сягають 5-7м, а у затоці Кольєр перевищують 10м. Трохи менші вони на шельфі Бенгальської затоки (4-5м) і в північно-східній частині Аравійського моря 3-5м,

На вузькому Африканському шельфі припливи не перевищують у середньому 3м, тільки на узбережжі Мозамбіку вони зростають у сізігій до 5м [1,5].

4.4. Особливості формування полів температури та солоності.

Прилеглий до материків шельфовий регіон океанів знаходиться під значним тепловим впливом, як перших, так і других. Повітря, яке надходить в океан з суші, у межах шельфу ще не встигає набути властивостей морського, і тому інтенсивно обмінюється з поверхневими водами теплом. За рахунок цього обміну змінюється температура як повітря, так і води. Природно, що цей вплив найбільш помітним чином виявляється у примезових шарах цих середовищ. Циркуляція води у шельфовому регіоні, яка супроводжується значними вертикальними рухами, при апвелінзі виносить на поверхню холодні води, які сформувалися за межами шельфу. Навпаки, при даунвелінзі поверхневі води переносять локальні, сформовані у шельфовій зоні властивості у глибокі шари за її межі.

Через тепловий і розпріснюючий вплив материка у шельфовому регіоні спостерігаються більш значні, чим у відкритому океані, градієнти температури та солоності.

Залежність температури і солоності від усіх потоків тепла та солі визначається рівняннями теплопровідності та дифузії солі. Локальні особливості регіону проявляються у конкретній обумовленості складових цих рівнянь регіональними факторами. Так, наприклад при розгляді теплового режиму океанів показано, що його турбулентний теплообмін з атмосферою складає приблизно 10% від радіаційного балансу. У шельфовому регіоні цей турбулентний потік зростає у кілька разів.

У найбільш явному вигляді вплив різних потоків тепла на температуру верхнього шару товщиною h передається рівнянням теплового балансу цього шару

$$\int_0^h c_p \partial T / \partial t dz = B + \Phi_a + \Phi_n - c_p (\omega T - \kappa \partial T / \partial z)_h - c_p \int_0^h \Delta_r (T_v - \kappa \Delta_r T) dz,$$

де Δ_r – знак градієнта у горизонтальній площині.

Рівняння балансу солі у цьому ж шарі передається виразом:

$$\int_0^h \rho \partial S / \partial t dz = -S_0 \partial M_b / \partial t - \rho (S_w - \kappa \partial S / \partial z)_h - \rho \int_0^h \Delta_r (S_v - \kappa \Delta_r S) dz,$$

де M_b – надходження або відтік маси прісної води за рахунок опадів, річного стоку або випаровування.

Перші три складові правої частини першого рівняння характеризують променеву енергію, яка поглинається водою, турбулентний потік тепла та витрати тепла на випаровування. Наступна складова визначає теплообмін між виділеним шаром та підстиляючими водами у результаті впорядкованого вертикального турбулентного переносу тепла. Остання складова визначає горизонтальний теплообмін за рахунок адвекції тепла течіями і турбулентного перемішування.

У рівнянні балансу солі перша складова правої частини характеризує надходження солі або розпріснення води у шарі h за рахунок прісного балансу на поверхні океану, друга складова - обмін солями через межу на глибині h і третя складова – горизонтальну адвекцію та турбулентний перенос солі.

У шельфовому регіоні мінливість тільки радіаційного балансу менша за інші потоки. При великих швидкостях вертикальних рухів (до 10^2 см/с у зонах апвелінга), вертикальний потік тепла сягає 10^2 Вт/м² – ця величина такого ж порядку або навіть суттєво перевищує значення радіаційного балансу.

Якщо у більшості районів СО при визначенні температури води вертикальну адвекцію тепла можна не брати до уваги, то у шельфовому регіоні це один з головних компонентів теплового балансу.

Такий же порядок величини потоку тепла, який переноситься течіями, за рахунок їх великих швидкостей та за, звичайно, великих горизонтальних градієнтів температури води у цьому регіоні.

При оцінці турбулентних потоків тепла у воді слід мати на увазі, що біля поверхні океану він замінений сумарним потоком тепла з атмосферою, який означається через компоненти $B + \Phi_a + \Phi_n$. Вертикальний турбулентний потік на глибині h , якщо вона співпадає з термоклинном, стає малим за рахунок підвищеної вертикальної усталеності густини води, яка зменшує коефіцієнт теплопровідності. Тому при розгляді змін температури води за період кількох діб, його можна не брати до уваги. Однак для проміжків часу сезонного масштабу внесок цього потоку тепла у мінливість температури води стає помітним, оскільки його напрямок або зостається постійним, або змінюється приблизно з півроковим періодом.

Горизонтальна турбулентна дифузія у шельфовому регіоні також виявляється значною. За сутністю, у ньому формується прибережний граничний шар, і тому повинні враховуватися, як турбулентна в'язкість, так і турбулентний потік тепла.

Вплив локальних особливостей прісного балансу дуже сильно виявляється у змінах солоності води верхнього шару шельфового регіону. Це особливо помітно у місцях розповсюдження річкової води. На ділянках, де річковий стік незначний, поле солоності більш однорідне, ніж поле температури. Тому тут відносний внесок надходження солі крізь галоклин та горизонтального потоку тепла у зміни солоності менший, чим подібних потоків тепла у зміни температури. Через це на шельфі, за межами розповсюдження річкового стоку, більш помітна неоднорідність поля температури. Через неї, наприклад, виділяють зони апвелінгу. Смуга підйому вод у прибережній циркуляції буває доволі вузькою, і пов'язане з нею зниження температури характеризує поверхневу частину гідрофронту. У зоні апвелінгу за рахунок підйому води відбувається зниження температури та підвищення солоності (як правило).

Добре означені зони апвелінгів на шельфі мають свої назви – Орегонський, Південноафриканський, Бразильський, Канарський, Перуанський.

Положення шельфів біля материків та перенос з них повітря з відповідними характеристиками, викликає інтенсивну трансформацію повітря над водною поверхнею, при якій змінюються турбулентні потоки тепла та водяного пару.

Через теплообмін змінюється температура як повітря, так і води. При цьому зміна температури поверхні океану дуже сильно залежить від товщини верхнього квазіоднорідного шару. Чим він товще, тим повільніше, у порівнянні з повітрям, змінюється його температура. Найбільш яскравим прикладом такої термічної трансформації є зміна температури повітря і верхнього шару води у Далекосхідних морях у період зимового мусону, який супроводжується стійким переносом холодного повітря з материка [1,4,6].

5. ГИРЛОВИЙ РЕГІОН

5.1. Визначення та межі.

Специфічними регіонами СО є райони, в межах яких відчувається вплив великих рік. Річкова вода, яка надходить в океани та моря, має меншу густину, тому розтікається по поверхні водойми струменями різноманітної конфігурації в залежності від вітру та течій. При цьому вони поступово трансформуються за рахунок змішування з морською водою. Шар річкової води, який стає більш солоним, здійснює значний вплив на гідрологічний режим регіону, де він розповсюджується. По – перше, річкові води за рахунок підвищення сталості стратифікації густини, послаблюють обмін усіма субстанціями підстилаючих їх вод з атмосферою. Тому часова мінливість різних характеристик локалізується у верхньому розпрісненому шарі. По-друге, річковий стік створює стокову течію, яка розповсюджується на деяку відстань від гирла. По-третє, річка виносить значну кількість наносів, які впливають на рельєф дна. У мілководних районах це може впливати на судноплавство. Нарешті, річкові води як самі транспортують органічні речовини, так і, змішуючись з морськими, сприяють розвитку рослинних та тваринних організмів.

Таким чином, зона змішування річкових та морських вод, гирлова область, характеризується специфічними рисами гідрологічного режиму.

У зв'язку з тим, що розміри зони впливу річкової води залежать від інтенсивності та об'єму стоку, у різні сезони року вони значно змінюються. Найбільш далеко річкова вода розповсюджується у період повені. Пропонується морською межею гирлової зони вважати середнє багаторічне положення гідрофронту між морськими та розпрісненими водами у період найбільших витрат річкового стоку. Від великих рік ця межа знаходиться на відстані сотень кілометрів, і гирлова зона чітко окреслюється на картах розподілу солоності у поверхневому шарі води. Як приклад – гирла Амазонки, Хуанхе, Дунаю. Сукупність усіх гирлових районів, які мають загальні риси гідрологічного режиму, можна вважати одним гирловим регіоном у масштабах Світового океану.

У межах гирлової зони виділяється гирлове узмор'я. Воно простягається від гирла річки до звалу глибин або закінчується на морському схилі бару. Використання морфометричних ознак для виділення цього району пояснюється тим, що у ньому відбувається найбільш інтенсивне розширення струменя річкової води, яке супроводжується зменшенням швидкості течії та осадом мулу та наносів, що переносяться з потоком. Це призводить до утворення специфічних форм підводного рельєфу, який у свою чергу впливає на характер руху струменів річкової води. Якщо ріка закінчується естуарієм у формі губи, тоді вона теж входить у гирлову зону. Частина ріки, у якій відчувається вплив моря, також вважається гирловою зоною і називається гирловою ділянкою ріки, яка починається у тому місці, де русло ріки розділяється на рукава, або у місці розширення при переході у

естуарій. Вище за течією ріки гідрологи виділяють припливну ділянку ріки, у межах якої простежуються припливні та неперіодичні коливання рівня моря. Наприклад, у Амазонці припливи помітні на відстані більш ніж 850 км від гирла. У океанологічних задачах звичайно обмежуються гирловою ділянкою ріки, у якій простежується проникнення морської води. На цій ділянці відбувається не тільки динамічний вплив океанічних або морських процесів, а ще й термохалінний та біологічний [1].

5.2. Розповсюдження та трансформація річкової води у морі.

Нахил рівня $\partial\zeta/\partial x$ на гирловій ділянці ріки вдовж її осі має порядок $10^{-4} - 10^{-5}$, і після виходу струменя річкової води з гирла на узмор'я відбувається швидке розширення компактного потоку. Звичайно розповсюдження видимого річкового струменя простежується у межах кількох кілометрів, Цей струмінь являє собою прямолінійний або трохи звивистий потік, що поступово розширюється. У цих межах розподіл швидкості у струмені та характер її трансформації можна представити рівняннями та формулами, які використовуються у гідродинаміці при вивченні поведінки поверхневого струменя рідини, що вливається у басейн.

За експериментальними даними поздовжня швидкість струменя u спадає від його осі, де вона дорівнює u_0 , до периферії ($y = b$), а також з глибиною до його нижньої межі h . Приблизно у лінійному вигляді цей характер зміни u представляють формулою

$$u = u_0 f_1(y/b) f_2(z/h).$$

При подальшому розповсюдженні струменя до нього залучається морська вода з боків та знизу зі швидкостями

$$v_b = a_b u_0 f_2(z/h); w_h = a_h u_0 f_1(y/b),$$

де a_b та a_h – коефіцієнти бокового та вертикального залучення.

Урахування залучення змінює об'єм струменя, для визначення якого використовується рівняння нерозривності, проінтегроване по глибині та ширині струменя, та рівняння руху. Через велику різницю густини річкової та морської води водообмін через галоклін уповільнений, і глибина h встановлюється під впливом вітрового перемішування.

З теорії струменів відомо, що швидкість на його осі спадає приблизно за експонентою від початкового значення u_0 , тобто

$$u_0 = u_n \exp(-\gamma x/h).$$

Отже, для отримання просторового уявлення про розширення струменя швидкість течії не буде визначатися через рівняння руху, (характеристики турбулентної взаємодії струменя з морською водою вивчені

недостатньо). Тому розв'язання системи рівнянь для ширини струменя має вигляд:

$$b = [b_0 - a_b h / (aI_1)] \exp(ax/h) + a_b h / (aI_1),$$

$$a \equiv (\gamma - a_h / I_2).$$

Отримана формула дозволяє визначати рзширення струменя річкової води на узмор'ї, яке зумовлюється тертям та залученням у нього морської води. Якщо на нього додатково діє вітер або морська течія, тоді відбувається відхилення та викривлення струменя у відповідний бік. Приблизно його положення можна отримати звичайним складанням швидкості, що для невеликих відстаней припустимо.

Підвищення солоності струменя річкової води та термічна трансформація описується звичайним рівнянням дифузії. При урахуванні термохалинної трансформації тільки через розширення струменя та залучення у нього морської води використовуються інтегральні інваріанти збереження тепла та концентрації річкової води. З цих інваріантів витікає, що зменшення $\Delta T_n = (T_n - \check{T})$ та C_n на осі струменя відбувається пропорційно експоненті від відстані (\check{T} – температура води за межами струменя).

Змінний вітер віхляє річковий стумінь поперемінно у різні боки, внаслідок чого річкові води займають більшу чи меншу площу, розповсюджуючись не тільки в глиб водойми, але і вздовж берега, на обидва боки від гирла ріки.

У зв'язку з суттєвою різницею між густиною річкових та морських вод на межі їх розділу формується різкий пікноклін, який не сприяє їх перемішуванню. Тому товщина шару прісної води h на великих відстанях від гирла зостається приблизно такою ж, як і на виході з нього. Відношення h до горизонтальної відстані розповсюдження річкової води за нормаллю до берега ℓ , виявилось для річок з різною величиною стоку одного порядку- 10^{-4} . Це стало підґрунтям, щоб назвати ці води "лінзою розпріснених вод". Межа між розпрісненими водами лінзи та оточуючими морськими, звичайно, виділяється різкими градієнтами гідрофізичних характеристик, тому її називають стоковим фронтом. Горизонтальні градієнти солоності у зоні фронту досягають $10^{-1}\%$, а іноді і більше. Ширина фронту не перевищує 100-200м. Великі градієнти густини спричиняють утворення течій біля фронту у вигляді вздовжфронтального струменя.

Товщина лінзи залежить від витрат ріки \underline{m} та від інтенсивності надходження до неї солоної води. Остання впливає на середню солоність води у лінзі \hat{S} . Якщо солоність оточуючої води S , тоді коефіцієнт розбавлення води у лінзі:

$$d = S / (S - \hat{S})$$

Аналіз даних спостережень за стоком багатьох річок та товщиною сформованих лінз виявив, що існує емпіричне співвідношення:

$$h_i = h_0 [d_i m_i / (d_0 m_0)]^{2/3},$$

де: $h_0 = 1\text{м}$; $m_0 = 1.68 \cdot 10^3 \text{м}^3 \text{с}^{-1}$; $d_0 = 1.67$ – нормуючі параметри.

Розрахована за цією формулою товщина лінз розпрісненої води змінюється від 1-2м для малого стоку ріки, приблизно $20\text{км}^3/\text{рік}$, до 10-15м,

при значеннях стоку 1-1.5 тис.км³/рік, (р.Оріноко, р.Єнісей). Отже, довжина лінзи малої ріки від берега складає 10-20км, а великої сягає 100-150км [1,6].

5.3. Проникнення морської води у гирлову зону

Морська вода, що розташовується під річковою, може розповсюджуватися у гирлову ділянку ріки. Головною умовою для такого явища є існування на глибині проникнення горизонтального градієнта тиску, який перевищує перепад тиску, що виникає під дією горизонтального градієнта рівня води.

Через це у гирлову ділянку ріки з великим ухилом дна та рівня морська вода не заходить, але у всіх естуаріях вона, звичайно, спостерігається. У просторих естуаріях морська вода може концентруватися вздовж одного з берегів з виходом на поверхню, а річкова – біля другого. Морська вода може також просуватися у гирло по глибоких ділянках, особливо у мілких гирлах. Але у всякому разі, на більшій або меншій акваторії існує натікання річкової води на морську та двошарова стратифікація густини. У вузьких та глибоких естуаріях така двошаровість спостерігається по усій їх ширині. В міру просування у глиб естуарія шар морської води стає все більш тонким і, нарешті, виклинюється. Звичайно такий шар води називають "клином" морської води, клином солоності або галоклином.

Солоність у галоклині, в міру віддалення від моря поступово зменшується за рахунок турбулентного перемішування з річковою водою та стоку солоної води.

Суттєво складніший характер проникнення морської води у широкі естуарії. У них на поле швидкості течії значно впливає прискорення Коріоліса та рельєф дна. Тому у таких естуаріях вертикальний галоклин по усій ширині може не утворюватися, а виникають струмені солоної води, що охоплюють усю товщу води до поверхні. Поступово струмінь трансформується і найбільш солоне його ядро стає вужчим, тобто створюється специфічний галоклин у горизонтальній площині. Звичайно він знаходиться у найбільш глибокій частині естуарію, але може зміщуватися під дією прискорення Коріоліса до одного з берегів.

Вивчення закономірностей проникнення морської води у гирла та її трансформації має велике значення для вирішення низки біологічних задач, при дослідженні переміщення наносів, при дослідженні екології гирлових районів і таке інше. Існує велика кількість робіт, у яких розглядаються різні аспекти цієї проблеми. Однак через складність характеру взаємного проникнення річкових та морських вод теорія цього процесу ще до кінця не розроблена [1].

5.4. Твердий стік та формування рельєфу.

Характерною рисою гирлового узмор'я є надходження до нього з

річковими водами наносів, які при зменшенні швидкості течії осідають на дно та формують специфічні типи рельєфу дна. Оскільки гирлове узмор'я звичайно мілке і на ньому сконцентровано судноплавство, тому знання закономірностей утворення рельєфу дна та глибин має важливе навігаційне значення.

Річкові води завжди, різною мірою, збирають з водозбору всілякі мінеральні та органічні частинки, на деяких ділянках розмивають русло та виносять у море цей матеріал, який називають твердим стоком. Його склад залежить від складу ґрунтів та транспортуючих можливостей течій. Наприклад, твердий стік Волги становить 25.5 млн.т за рік, а такі ріки як Ганг та Брахмапутра виносять щорічно більше 2 млрд.т, р.Хуанхе – близько 1.9 млрд.т, Амазонка – близько 500 млн.т. Загальний твердий стік усіх рік оцінюється у $17 \cdot 10^9$ т за рік [7].

За типом переміщення твердий стік поділяють на дві категорії: рухомі та завислі наноси. Рухомі наноси під дією напруги води або перекочуються на дні, або переносяться з відривом від дна на короткі відстані у залежності від локальної швидкості течії. У цю категорію речовин входить гравій, пісок, мул.

Завислі наноси мають малу щільність і складаються з склеєних у пухкі пластівці частинок глини та мулу, рослинних речовин. Це основна за масою частка твердого стоку, яка може становити 75 – 95% від його загальної маси у залежності від швидкості течії.

Сильна залежність маси наносів від швидкості течії призводить до того, що основний об'єм наносів у річках з сезонною мінливістю стоку виносяться у період повені. За цей відносно короткий період (1-2 місяці) здійснюється перенос 70-90% годової маси твердих речовин [8], які осідають у зоні швидкого зниження швидкості течії, і формують специфічний рельєф дна. Якщо на морському краї дельти відбувається різке зменшення схилу рівня, то річкова вода за період повені вибиває тут передгирлову яму. Розмитий ґрунт відкладається зразу ж за ямою, створюючи міліну, яка при розростанні поділяє потік на два русла. У кожному з них цей процес з часом повторюється.

При поступовому зменшенні швидкості течій, коли нема різкого схилу рівня ріки, відбувається поступове осадження наносів, яке призводить до створення опуклого у бік моря бару. Він стає перешкодою для річкової води, і остання або обминає його, або прориває у одному чи кількох місцях. Ці два процеси можуть реалізовуватися одночасно, в залежності від морфометрії та складу ґрунтів дельти та гирлової ділянки узмор'я.

Концентрація твердої речовини у воді розподілена не рівномірно. Якщо у гирлову зону нема затоку морської води, тоді концентрація зростає до дна, розмив якого поповнює концентрацію речовин наносів. При існуванні шару морської води на її межі з прісною з'являється вторинний максимум за рахунок стрибка густини.

У всіх типах виходу річкового потоку в океан або море відбувається висування у них дельти ріки та розгалуження потоку. У середньому за

рахунок виносу наносів висування дельти в умовах тектонічного спокою складає 20км на тисячу років.

Морфометрія рельєфу гирлового узмор'я за межами дельти формується за рахунок завислих наносів річки, які не встигли опасти у межах бару або переддельтових мілин, а також за рахунок морських прибережних наносів. Виділяють три головних типи гирлового узмор'я: заглиблене, зі звалом глибин та полого мілководдя [8]. Заглиблене узмор'я характерне для річок, які виносять невелику кількість наносів, тому виникають лише короткі гирлові коси. При переформуванні вдовжберегової течії визначеного напрямку може виникнути вдовжбереговий вал. Малий твердий стік не дає можливості хвилям створювати підводні вали (річки Камчатки, Кубані, Сенегалу).

Узмор'я зі звалом глибин формується при великому виносі річками піску. При цьому створюється мілководдя, на якому через малі глибини хвилі підіймають пісок та вирівнюють дно. Мілководдя доволі різко закінчується відкосом, гранична крутизна якого така, що не дозволяє хвилям підняти по ньому пісок (до 20^0). На таких крутих відкосах пісок скочується вниз, формується мілководдя і звал глибин поступово зміщується від берега. На відкосі звалу хвилі створюють піщані вали, перед якими зменшується швидкість течії та відбувається осадження змулених наносів (річки: Кура, Міссісіпі, По).

Для пологого мілководдя узмор'я характерне існування підводних борозн, які вимиваються річковою водою під час повені і простягаються на декілька кілометрів (річки: Волга, Дон, Урал).

На узмор'ї з інтенсивними припливними течіями відбуваються додаткові зміни рельєфу дна. Через більш високі швидкості течії при відпливах, чим при припливах, рельєфостворюючі процеси охоплюють більші акваторії узмор'я, чим при подібних умовах без припливів. У залежності від характеру обертання течій під час припливного циклу формуються особливості у розміщенні наносів, які важко типізувати через їх різноманітність.

Специфічні умови для осадження завислих наносів та створення осадів органічного походження створюються у зоні змішування річкових та морських вод. Річковий детрит частково вживається зоопланктоном, а частково через гідроліз та бактеріальний розклад поступово перетворюється на органічні колоїди та розчинену органічну речовину. Електроліт морської води призводить до згортання та седиментації колоїдних і колоїдноподібних змулених розчинів з наступним їх осадженням. У осад також випадають прісноводні організми загиблі через зміну осмотичного тиску при змішуванні солоних та прісних вод. Ці процеси призводять до збагачення ґрунту органічною речовиною. Поступово вона мінералізується з регенерацією поживних солей фосфору та азоту. Тому на гирлових узмор'ях створюються сприятливі умови для розвитку морських організмів [1].

6. ХАРАКТЕРИСТИКИ МОРІВ СЕРЕДЗЕМНОГО ТИПУ

До цієї категорії належать ті моря, які оточені сушею та мають сполучення з СО напряму або через інші моря відносно вузькими протоками, які суттєво обмежують їх водообмін з оточуючими басейнами. Окрім власно Середземного моря, до цієї категорії входять моря Чорне, Азовське, Балтійське, Біле та інші. Ці моря розташовані у різних широтних зонах, але обмеженість водообміну призводить до формування деяких загальних рис режиму. В першу чергу до них відноситься утруднене проникнення океанської припливної хвилі, розвиток власних коливань рівня сейшевого характеру, загальні риси стратифікації у залежності від знаку прісного балансу і т.п.

6.1. Морфометричні показники.

Розміри перелічених морів та морфометричні характеристики дуже різноманітні. Середземне море одне з найбільш великих та глибоких, а Азовське – найменше та наймілкіше і, за суттю являє собою лиман Чорного моря. Розміри проток також варіюють у великих межах. Їх відносний внесок у водообмін означається коефіцієнтом відокремленості С (таблиця 6.1).

Таблиця 6.1. Основні морфометричні характеристики морів

Море	П, тис.км ²	V, тис.км ³	H _{сер} , М	H _{мах} , М	H _{пр.мін} , М	П _{пр} , км ²	С
Азовське	39	0.3	7	13	5	0.03	$6.7 \cdot 10^{-3}$
Біле	90	5.6	67	350	42	1.9	$4.4 \cdot 10^{-5}$
Балтійське	419	21.5	51	470	18	0.75	$3 \cdot 10^{-2}$
Чорне	422	555	1315	2210	35	0.04	$8 \cdot 10^{-5}$
Середземне	2505	3603	1438	5121	300	7.5	$2 \cdot 10^{-3}$

Великий вплив на гідрологічні процеси чинить рельєф дна. Найбільш рівне дно у Азовського моря. Воно являє собою мілку котловину, яка поступово знижується до центра моря. У Чорному морі виділяється центральна глибока котловина та північно-західна мілководна частина з глибинами менше 100м. Схил між ізобатами 100 та 1000м крутий, а дно котловини глибше 2000м доволі рівне. Більш складний рельєф дна Білого моря. У ньому північна мілководна частина, яка називається Воронкою, має глибини, які не перевищують 50м. Вона відділена від основної частини моря (Басейну) протокою (Горло) з глибинами до 40м. Дно Басейну також нерівне, його глибоководна частина у вигляді жолобу з H>200м простягається від центра до Кандалакшської губи. Остатня частина Басейну має глибини менш 50м. Дуже мінливе дно витягнутого у меридіональному напрямку Балтійського моря. Його рельєф визначається групою котловин, які розділені підводними порогами та островами. Найбільша з них - Готландська котловина, яка розташована у центральній частині моря. Основна частина

глибин у ній більше 100м, але у окремих місцях вони перевищують 200м. Максимальна глибина зафіксована у невеликій Ландсортській котловині, яка знаходиться на північному заході від Готландської. Простягнута у північному напрямку Ботнічна затока відділена від центральної частини моря мілким порогом з Аландськими островами.

Середземне море найбільш глибоке з цих морів, але на відміну від майже такого ж глибокого Чорного моря рельєф його дна такий же мінливий, як і у Балтійського, але з більшими перепадами глибин. У ньому виділяються дві основні котловини: західна та східна з глибинами, які перевищують 3км. Вони розділяються відносно мілким Африкано-Сицилійським порогом з глибинами 300-500м. Котловини також мають не рівне дно. Західна розсікається хребтом з островами Корсика та Сардинія на дві, які носять назви Балеарського та Тіренського морів. У східній котловині також виділяється Середземноморський хребет, який визначає найбільш глибоководну акваторію, що називають Іонічним морем. Найбільш східна частина називається Левантійським морем. Великі затоки Середземного моря через специфіку режиму у них також відносяться до типу морів. Найбільш велике з них Егейське море та мілке з глибинами менше 200м Адріатичне море. Якоюсь мірою ця термінологія визначена загальним океанічним характером його рельєфу, у якому виділяються абісальні області, круті материкові схили і відносно невеликі материкові обмілини. Відокремлені рельєфом частини моря містять у собі великі об'єми води, іноді з різними гідрологічними характеристиками, що і дало привід виділити їх як моря. Однак усі вони, за винятком Адріатичного моря, мають більше загальних рис режиму, чим відмін, що дає привід об'єднати їх у Середземне море.

Загальною морфометричною рисою усіх морів є мала глибина та площа перерізу проток, що зумовлює сильну відокремленість морів. Найглибша Гібралтарська протока, глибини, які лімітують водообмін, у західній частині складають приблизно 300м. Однак у порівнянні з глибинами Середземного моря ця протока мілка і перешкоджає проходженню через нього глибинних вод. Площа перерізу найбільш вузької частини протоки хоча й найбільша з усіх, але у порівнянні з перерізом моря мала, що видно з малого коефіцієнта відокремленості.

Найбільш близька глибина протоки до середньої глибини у Білому морі, але у його Басейні глибина близько 150-200 м, тому глибинні води через Горло проходять також не можуть. Це найширша з проток, тому не дивлячись на глибину, площа її перерізу достатньо велика по відношенню до перерізу моря і відокремленість цього моря найменша з усіх.

Ще менша лімітуюча водообмін глибина пр. Босфор, у південній частині якої вона дорівнює 35 м, але це дуже вузька протока і площа її перерізу майже така ж, як у Керченської протоки. Як наслідок, Чорне море виявляється найбільш відокремленим, що дуже сильно впливає на специфіку його режиму.

Головна складова водообміну Балтійського моря з Північним у датських протоках проходить через поріг Дарсен з глибинами приблизно

18 м. Тут площа перерізу приблизно 0.75 км^2 . Площа перерізу іншої протоки (Зунд) у найвужчому місці майже на півтора порядки менша, тому сумарна площа перерізів проток практично не відрізняється від наведеної величини. Мінімальною за глибиною та перерізом є Керченська протока, але оскільки Азовське море невелике, його відокремленість від Чорного моря виявляється не дуже сильною, хоча і багато більшою, ніж Білого моря, яке також можна вважати затокою Баренцева моря [1].

6.2. Кліматичні фактори, які впливають на режим морів.

Усі розглянуті моря знаходяться у різних широтних зонах, тому головний приплив тепла, обумовлений сонячною радіацією, зростає від Білого до Середземного. Сонячна радіація створює відповідний тепловий фон, на якому формуються характерні для кожного моря особливості режиму. Але оскільки усі моря розташовані у помірній зоні, надходження променевої енергії має чітко означений сезонний характер, який обумовлює сезонну мінливість температури води та інших процесів, які залежать від неї.

Усі моря знаходяться під значним впливом суші, яка їх оточує, і чим далі вони віддалені від океану, тим сильніший цей вплив. Він простежується у циркуляції атмосфери, у властивостях повітря, у кількості опадів та у випаровуванні. Найсильніше континентальність клімату виявляється у районах Чорного та Азовського морів. Зимом над ними переважає вплив азійського антициклону, який приносить холодне та сухе повітря з вітром північного та північно-східного напрямку. Літом виявляється вплив азорського максимуму, особливо у західній частині Чорного моря, при якому зростає повторюваність вітрів західного напрямку. У райони цих морів надходять і циклони, але повторюваність їх менша, ніж над Балтійським та Білим морями. Такий характер циркуляції повітря, що є зовнішнім фактором у відношенні до морів, призводить до відносно невеликої кількості опадів, малої відносної вологості повітря (у середньому 80%). Наслідком цього є інтенсивне випаровування, яке перевищує за об'ємом кількість опадів. Але прісний баланс Чорного та Азовського морів додатний за рахунок великого стоку річок. Розподіл складових прісного балансу на акваторії морів нерівномірний. Навіть над невеликим Азовським морем річна кількість опадів змінюється від 28 см у західній його частині до 48 – у східній. Ще сильніше змінюється кількість опадів над Чорним морем. Їх річний мінімум (32 см) спостерігається на напівпівнічній частині моря. На південь кількість опадів більш - менш рівномірно зростає до 72 см. Максимум опадів спостерігається у східній частині моря, де їх річна сума дорівнює 180 см [7]. Таке зростання опадів на південь та на схід моря обумовлено впливом орографії.

У такій же, якщо не в більшій, мірі нерівномірно розподілений річковий стік. У Азовському морі 90% стоку належить річкам Дон та Кубань. Після їх зарегулювання він становить $27 \text{ км}^3/\text{рік}$ [9]. Найбільша маса річкової

води надходить у північно-західну частину Чорного моря. Безпосередньо ці води у центральну частину моря не розповсюджуються.

Більш рівномірно на поверхні морів розподілено випаровування. Найменші його величини спостерігаються у центральних районах морів, через те що повітря, яке надходить з суші, при пересуванні над морем насичується вологою, і дефіцит вологості, а відповідно, і випаровування зменшуються. Над Азовським морем через його невеликі розміри вологість суттєво не змінюється, і випаровування лише трохи зменшується до центру моря.

У Чорному морі випаровування поступово зменшується від західних районів до східних. Над першими воно становить 90 см/рік, а на схід зменшується до 60 см/рік за рахунок підвищення там кількості опадів та відносної вологості.

6.3. Циркуляція вод.

Незважаючи на відміни у розмірах, морфометрії, впливу вітру та водного балансу середземних морів, у них спостерігаються загальні риси циркуляції вод, на які більшою або меншою мірою накладаються регіональні особливості руху. У всіх морях у результаті динамічної дії атмосфери створюються дрейфові переноси у межах екманівського шару тертя. Порівняно невеликі розміри морів по відношенню до масштабів атмосферних динамічних процесів обумовлюють сильний вплив берегів на дрейфові течії. У прибережній зоні майже постійно існують підвищені градієнти рівня та пов'язані з ними вздовжберегові градієнти течій. Додатковий вплив на прибережний рівень здійснює річковий стік. Як результат рівень цих морів у прибережній зоні у середньому вищий, ніж у центральних частинах. Це сприяє розвитку у верхніх шарах морів генеральної циклонічної циркуляції. У залежності від регіональних особливостей кожного з морів, її розміри та інтенсивність змінюються, відбувається дроблення та виділення локальних циркуляцій.

У всіх морях більшою або меншою мірою має місце горизонтальна неоднорідність поля густини, яка призводить до відповідної циркуляції. Вона сильніше виявляється при великих масштабах осереднення, чим при малих, і за межами екманівського шару. Тому у морях, за винятком дуже мілководного Азовського моря, течії у верхніх та глибинних шарах відрізняються не тільки за швидкістю, але і за напрямком. Через водообмін з суміжними водоймами з різними за густиною водами напрям течій в цих шарах морів часто протилежний. Найбільш виразно виявляється ця закономірність у морях з великим водообміном через протоки.

Незважаючи на ці загальні закономірності циркуляції, регіональні її особливості великі. У мілководному Азовському морі, глибина якого не перевищує екманівський шар тертя, ефект бароклінності виявляється дуже малим у зрівнянні з впливом напруги тертя вітру та схилу рівня.

Значні регіональні особливості циркуляції у Чорному морі. Через малий водообмін через протоки у зрівнянні з об'ємом моря воно ближче за

інші наближається до внутрішніх морів. Вода, яка надходить через Босфор, далі не простежується як безперервна течія. За даними спостережень середземноморські води у прилеглих до протоки ділянках моря створюють невеликі області з підвищеною солоністю та температурою. Це свідчить про те, що вони втягуються у змінну за напрямком вітрову течію і рухаються біля дна до межі материкової обмілини, а далі швидко опускаються до глибини близько 500 м, швидкість цього спускання оцінюється як 0.3 см/с. Води з Азовського моря також безпосередньо не впливають на течії Чорного моря, тобто, циркуляція вод у ньому формується за рахунок місцевих вітрових та бароклінних умов.

У межах екманівського шару мінливість течій за малим періодом осереднення така ж, як і вітру. За межами цього шару короткоперіодна мінливість течій обумовлена інерційними коливаннями. При збільшенні періоду осереднення мінливість течій зменшується і виділяється вздовжберегова течія, спрямована проти руху годинникової стрілки. Певно, вітрова складова у такій осередненій за рік течії відіграє порівняно невелику роль.

Струмінь уздовжберегової течії проходить на більшій частині моря у межах 50 – мильної прибережної зони, відходячи від берега лише у його мілководній північно-західній частині та відділяючи її від глибоководної. Швидкість поверхневої течії на осі досягає 1 м/с, але на більшій частині потоку не перевищує 10 см/с. Окремі ділянки цієї течії мають назви за береговим районом: Кавказька, Кримська, західна частина потоку має назву Румелійської течії, південна – Анатолійської.

У середині загального кругообігу води виділяються два більш слабких: західний та східний циклонічні кругообіги. Певно, у їх формуванні суттєва роль належить морфометрії, оскільки звуження моря Кримом і середньою частиною Анатолійського узбережжя призводить до формування меридіональних течій, хоча й слабких.

За межами уздовжберегового переносу швидкість течії мала і не перевищує 5-10 см/с.

Циклонічна циркуляція води призводить до підвищення рівня моря біля берегів. У середньому за рік він тут вище, ніж у центральних районах моря на 12-16 см.

Циркуляція вод в інших морях з інтенсивним водообміном через протоки суттєво відрізняється від наведеної. Характерною її рисою як у морях з додатним прісним балансом (Балтійське, Біле), так і з від'ємним (Середземне) є протилежний напрямок середнього переносу вод у верхньому та глибинних шарах, який стає помітним при довготерміновому осередненні [1,10].

6.4. Коливання рівня.

На відміну від внутрішніх морів у середземних через зв'язок з СО нема великих змін рівня, які були б обумовлені прісним балансом.

Сезонна мінливість прісного балансу у морях призводить до сезонного ходу рівня з максимумом влітку, мінімумом – взимку. На них накладаються зміни рівня моря, які зумовлюються сезонними коливаннями атмосферного тиску та мінливістю вітру. Але в цілому по морю амплітуда цих коливань рівня менше 10 см, хоча в окремих місцях вона може перевищувати 20-30 см (східна частина Чорного моря).

Коливання рівня у межах кількох діб обумовлені головним чином згінно-нагінними явищами. У Чорному морі вони відзначаються у північно-західному мілководному районі і можуть перевищувати 1.5 м.

Характерним для усіх середземних морів є існування сейшевих коливань рівня, які тісно пов'язані зі згінно-нагінними явищами. Через обмежену швидкість водообміну протоками денівеляція рівня при згінно-нагінних явищах не може швидко зникнути. Тому після закінчення дії спонукаючої сили рівень моря намагається повернутися до початкового стану і під час свого руху за інерцією проходить його. Така одна з головних причин сейшевих коливань рівня.

Найбільш прості сейшеві коливання рівня у Чорному морі через його велику глибину, при якій рельєф дна слабо впливає на хвилі. У ньому спостерігаються сейші з періодами 6 та 12 годин і коливання рівня близько 10 см. Причому, коливання у західній і східній частинах моря протилежні за фазою, а у середній частині вони суттєво зменшуються. Це є характерною рисою одноузлової сейші.

У морях з помітними припливами сейшеві коливання виділити важче. У такому морі, як Біле і частково Середземне, більш чітко відзначаються припливні коливання рівня.

Чорне море ізольоване від океанських припливів і у ньому вони власні, мають неправильний півдобовий характер і зовсім невеликі, не більше кількох сантиметрів, а припливні течії практично не помітні. Тому роль припливів у зрівнянні з неперіодичними коливаннями рівня моря та супроводжуваними їх течіями мала [1].

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- 1.Доронин Ю.П. Региональная океанология.Л.: Гидрометеиздат,1986. 304с.
- 2.Саркисянц А.С. Численный анализ и прогноз морских течений. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 182с.
- 3.Лымарев В.И. Основные проблемы физической географии океана. М.:Мысль, 1978. 245с.
- 4.Степанов В.Н. Океаносфера. М.:Мысль, 1983. 270с.
- 5.Некрасов А.В. Приливные волны в окраинных морях, Л.: Гидрометеиздат, 1976. 375с.
- 6.Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 296с.
- 7.Леонов А.К. Региональная океанография. Ч.1. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 765с.
- 8.Самойлов И.В. Устья рек. М.: Географгиз, 1952. 526с.
- 9.Гоптарев Н.П.,Шлыгин И.А. Современные гидрологические проблемы Азовского моря и возможные пути их решения. Тр. ГОИН, 1978, вып.139, с.5-10.
- 10.Филиппов Д.М. Циркуляция и структура вод Черного моря. М.: Наука, 1968. 135с.

Навчальне видання

Даниленко Олександр Остапович

ПРИКЛАДНІ АСПЕКТИ РЕГІОНАЛЬНОЇ ОКЕАНОЛОГІЇ

Конспект лекцій
з дисципліни "Прикладні аспекти регіональної океанології"

Підп. до друк. Формат 60 x 84/16 Папір офс.
Умовн. друк. арк. Тираж 50 Зам. №
Надруковано з готового оригінал – макету

Одеський державний екологічний університет
65016, Одеса, вул. Львівська, 15