

Ющенко Ю.С.

ЗАГАЛЬНА ГІДРОЛОГІЯ

ЧЕРНІВЦІ ЗЕЛЕНА БУКОВИНА 2005

ББК 86.75
УДК 556.06 + 551.49
З-14

*Гриф наданий Міністерством
освіти і науки України
(лист №14/18.2-1474
від 29.06.05)*

**Ющенко Ю.С., Гринь Г.І., Масікевич Ю.Г., Моїсєєв В.Ф.,
Солодкий В.Д., Змарада А.О., Байрачний В.Б.**

З-14 Загальна гідрологія: Навчальний посібник. — Чернівці: Зелена Буковина. —
2005. — 368 с.
ISBN 966-8410-49-1

Р е ц е н з е н т и:

Кирилюк М.І. — доктор географічних наук, професор
Чернівецького національного університету ім. Ю.Федьковича

Мовчан Я.І. — кандидат біологічних наук,
директор департаменту Мінприроди України

Слюсаренко В.К. — доктор географічних наук,
професор Харківського національного університету ім. В.Каразіна

Розглянуто систему об'єктів та предмет гідрофізичних досліджень. Описані основні види динаміки природних вод Землі. Значна увага приділена фундаментальним основам і методам вивчення гідрологічних явищ та процесів. Звернуто також увагу на основні зв'язки між складовими гідрологічного режиму. Закономірності розвитку, просторового розподілу та взаємодії водних об'єктів розглядаються з геосистемних та екологічних позицій. Наведено принципово важливі уявлення про систему глобальних гідрологічних процесів і про місце природних вод у загальних еволюційних процесах.

Посібник призначений для студентів та аспірантів, що навчаються за спеціальностями, пов'язаними з екологією, охороною навколишнього середовища та раціональним використанням природних ресурсів.

ББК 86.75

□ **Ющенко Ю.С., Гринь Г.І., Масікевич Ю.Г.,
Моїсєєв В.Ф., Солодкий В.Д., Змарада А.О.,
Байрачний В.Б. 2005,**

ISBN 966-8410-49-1

□ **Зелена Буковина, 2005.**

НАУКА ПРО ПРИРОДНІ ВОДИ

“Вода — першопочаток всього”.

Фалес Мілетський

“Вода стоїть особно в історії нашої планети. немає природного тіла, яке могло б зрівнятися з нею за впливом на хід основних, найграндіозніших геологічних процесів. Немає земної речовини — мінералу, гірської породи, живого тіла, яке б її не вміщувало. Уся земна речовина — під впливом властивих воді часткових сил, її газоподібного стану, її всюдисутності у верхній частині планети — нею проникнута та охоплена”.

В.І. Вернадський

Розділ 1.1.

П р е д м е т і о б ’ є к т г і д р о л о г і ч н и х д о с л і д ж е н ь

Предмет науки це єдність (організація) суми накопичених знань про даний об’єкт і специфіки його досліджень у відповідний період часу. Предмет є одночасно результатом і змістом пізнавальної діяльності людини. Любий предмет розвивається історично. Спочатку пізнають зовнішні, “поверхневі” риси об’єкту, прості закономірності, а потім — всі більш глибокі, загальні, вищого рівня. Якщо за даний період розвитку науки об’єкт змінюється (розвивається), то предмет також повинен це відобразити. Наприклад: природа нашої планети (приповерхневої частини) у теперішній час досить швидко змінюється, тому і предмети деяких наук про Землю повинні розвиватися, змінюватися. Крім того, відбувається загальний процес екологізації науки, економіки, політики.

Об’єкт — це певна частина, сторона, особливість реального світу, на яку направлена пізнавальна діяльність людини (напрямок, рід пізнавальної діяльності). Загальним об’єктом гідрології є природні води Землі (гідросфера). Різні науки про один об’єкт мають різні предмети. Природні води вивчають також геохімія, геофізика, гідротехніка, гідромеханіка, метеорологія, гідробіологія, геокріологія. Їх об’єкти частково включають природні води. З іншого боку існують комплексні науки про певні типи водних об’єктів (гляціологія, болотознавство, гідрогеологія та ін.), в яких власно гідрологічні дослідження є лише частиною предмету.

Таким чином, єдиною наукою, що вивчає природні води Землі в цілому, і тільки їх, є загальна гідрологія (гр. *hydor* — вода, *logos* — слово, поняття, вчення, наука).

Оволодінню навчальним предметом, і розумінню предмета взагалі, сприяє вивчання історії та структури даної галузі досліджень. У навчальних програмах спеціальностей часто включені такі предмети, як історія та методологія даної науки.

Для оволодіння предметом необхідно також вивчати основні поняття та терміни. Вони допомагають засвоїти логіку науки.

Дослідження природних вод розпочалися ще у Стародавньому Світі. Вони пройшли певні етапи розвитку. Він тісно пов’язаний як з практичною діяльністю людини, так і з досягненнями всієї науки. Дещо умовно прийнято виділяти три етапи розвитку гідрології:

- 1) стародавня гідрологія (елементи знань про природні води);
- 2) зародження наукової гідрології та окремих її галузей у Новий час;
- 3) становлення сучасної гідрології, як комплексу наук (знань) про природні води Землі в цілому (від початку ХХ століття).

Слід відмітити, що гідрологія суходолу, океанологія та гідрогеологія фактично мають власну історію. Але основні періоди їх розвитку в цілому не суперечать обраній загальній схемі.

1.1.1. Уявлення про природні води до Нового часу

Життя на Землі тісно пов'язане з водою. Життя людини — також. Контактуючи з різноманітними водними об'єктами людина поступово накопичувала знання про них. Але узагальнення знань, певні методи досліджень з'явилися не одразу. На перших етапах розвитку практика часто випереджала розвиток знань (хоча це буває і в теперішній час). Людина набувала досвід взаємодії з природними об'єктами шляхом спроб і помилок.

Перші гідротехнічні споруди з'явилися ще задовго до виникнення писемності. Це були насипи, канали, загати, колодязі та інші. Найбільші прадавні цивілізації були пов'язані з річками (Ніл, Тигр та Євфрат, Інд, Ганг, Янцзи, Хуанхе). Тому важливими були відомості про режим цих річок.

У Стародавньому Єгипті сільське господарство було тісно пов'язане з розливами р. Ніл, які приносили на поле не лише вологу, але і родючий ґрунт. Передбачення і оцінка величини наводнення були важливими для планування багатьох сторін діяльності суспільства. У зв'язку з цим, ще за три тисячі років до нашої ери тут почали робити відмітки найвищих рівнів води. Це робили на скелях та стінах, а також створили систему споруд. Вони розташовувались у храмах, а спостереження вели жерці. Споруда для спостереження показана на рис. 1.1. Ці споруди у наш час отримали назву "Ніломіри". Спостереження за рівнями Нілу охопили багато століть. Це дало змогу більш обґрунтовано судити про наводнення, та їх терміни. Однак пояснення наводнень були релігійними. Цьому, зокрема, сприяла значна віддаленість витоків Нілу від Єгипту і відсутність знань про умови формування наводнень.

Інша ситуація склалась у давніх Індії та Китаї. Наводнення на річках тут настають у дощову пору року. Тому стає очевидним зв'язок між опадами та режимом річки. Крім того, опади важливі для землеробства. Відповідно здавна тут почали проводити спостереження за дощами. В Індії вони почалися ще в першому тисячолітті до нашої ери.

На жаль перші спостереження не стали основою для створення наукових знань про природні води. Вони залишились цікавими епізодами в історії науки. Натомість у Давніх Греції та Римі на основі натурфілософської системи поглядів та загальних наукових досягнень були створені деякі гідрологічні уявлення. В першу чергу це стосується ідеї колообігу води. Хоча вона існувала не тільки в Європі, але і у Давніх Індії та Китаї. В праці Аристотеля "Метеорологіка" дано опис земних оболонок, їх взаємопроникнення, колообігів води та повітря, говориться про походження і діяльність річок. Окремий розділ був присвячений океану. Тут розглядалися розподіл суходолу та морських вод, припливи, морські течії, можливості змін берегової лінії та інше. Давньоримський вчений Сенека також висловлював правильні думки про колообіг води, і про постійність солоності вод океану.

Поряд з важливими ідеями та спостереженнями у творах античних авторів висловлювались також і не правильні, хибні думки.

У давнину були створені перші всесвітні карти, які відображали кулеподібну Землю та відомий людям світ — ойкумен (від. oikos — дім, батьківщина). На них, зокрема, відображено єдиний світовий океан.

Важливими були технічні, гідротехнічні, водогосподарські надбання давніх цивілізацій, але розгляд їх наводиться при вивченні спеціальних дисциплін. Можемо лише сказати, що були створені перші грандіозні греблі, величезні канали та їх системи, розвинуті системи водопостачання, іригації, винайдено водяне колесо та багато іншого.

У період середньовіччя наука та техніка не отримали значного розвитку. Окремі здобутки мали народи Сходу. Наприклад, вчений з Середньої Азії Біруні висловлював інтересні думки про зміни положення русла Амудар'ї у далекому минулому.

В епоху великих географічних відкриттів (ВГВ) більша увага приділялась мандрівкам, опису нових територій та акваторій. Були створені нові світові карти, перші глобуси. Плавання під керівництвом Ф. Магеллана практично доказало ідею про кулеподібність Землі і єдність вод Світового океану. Цікаво, що епоха ВГВ дала значний поштовх до вивчення природи, але у дослідженнях складних природних гідрофізичних явищ та процесів перші результати почали з'являтися пізніше, у зв'язку із розвитком науки в цілому.

Не дивлячись на поступове відродження ідеї колообігу води та становлення інших ідей, до Нового часу не було зроблено принципово нових кроків в розвитку гідрології. Зокрема у праці Б. Варена “Географія генеральна” (1650 р.) узагальнення про “земноводне коло” та його складові були все ще значною мірою натурфілософськими.

1.1.2. Формування основ наукової гідрології

Сімнадцяте століття стало переломним у розвитку суспільства та науки. З початком Нового часу розпочалось взаємопов'язане становлення науки і техніки сучасного типу (експериментальної, точної, технологічної, комплексної, динамічної). Створення приладів та механізмів, розвиток фізичних теорій, математичних та прикладних методів досліджень позначився і на розвитку природничих наук, зокрема, метеорології та гідрології.

Важливою подією була наукова праця П'єра Перро “Про походження джерел”, 1674 р. З нею пов'язують початок розвитку наукової гідрології. (У 1974 році ЮНЕСКО на міжнародній гідрологічній конференції у Парижі відмітила 300-річчя наукової гідрології). Перро було доручено збудувати водопровід до Лувра. Під час цієї роботи він провів розрахунки водозабезпеченості (балансу води). Він виміряв окремі елементи колообігу води і доказав, що сума опадів в одному з районів верхньої частини басейну р. Сена приблизно у шість раз перевищує витрату води відповідної притоки

Сєни. Тобто опади з запасом забезпечують стік води в річках. Він також доказував, що частина вологи атмосфери, з якої формуються опади, попадає в межі суходолу з моря. Подібні розрахунки продовжив та розвинув Е. Маріотт.

Англійський астроном і геофізик Е. Галлей в цей же час першим виміряв випаровування з поверхні моря і прямо вказав на те, що океан є джерелом водяної пари, яка породжує опади над суходолом.

Також почали створюватись перші сітки гідрологічних спостережень. Поступово розвиваються океанологічні експедиційні спостереження. В середині XVII століття Кірхер вперше дав узагальнену карту відомих океанічних течій. У 1725 році Марсілії опублікував “Фізичну історію моря”. Але океанографічні експедиції 18 та першої половини 19 століття були ще відносно малочисельні і описові.

У XVIII-XIX століттях були продовжені дослідження водного балансу та колообігу води у природі було започатковано розвиток океанології; продовжені великі географічні відкриття; гідрографічні описи водних об’єктів суходолу; розвивалась система гідрологічних спостережень; створювались відповідні прилади та пристрої; розвивались фундаментальні фізичні, хімічні, біологічні та географічні основи гідрологічних досліджень; створювались нові методи досліджень та прогнозів; зародилися основи окремих гідрологічних дисциплін та комплексних дисциплін про певні типи водних об’єктів. У XIX столітті вперше були поставлені питання про взаємодію і взаємозалежність суспільства та природи.

Важливою властивістю розвитку гідрології стало те, що дослідження проводились все більш систематично послідовно, спадково і взаємопов’язано. В кінцевому результаті це дозволило підійти до узагальнень не дивлячись на зростаюче коло і спеціалізацію її напрямків.

1.1.3. Сучасна гідрологія

Характерними ознаками сучасної гідрології є перетворення її у складний комплекс наук при наростанні ролі об’єднуючих, інтеграційних тенденцій. У XX столітті вона збагатилась новими методами та технологіями досліджень, перейшла до опису більш загальних, глибоких, суттєвих законів розвитку системи водних об’єктів, набула великого практичного значення. На початку століття гідрологію суходолу стали викладати у вищих навчальних закладах. У 1904 році в США видано перший навчальний посібник з гідрології (Д. Мід). Одним з перших курсів лекцій були також лекції професора Петербурзького політехнічного інституту С. Максимова, прочитані ним у 1914 році. Приблизно в цей же час з’являються перші підручними з океанології: О. Крюммеля “Підручник з океанографії” 1907-1911 рр.; І. Шпіндлера “Гідрологія моря” 1914-1915 рр.; Ю. Шокальського “Океанографія” 1917 р. Початок викладання у вищих навчальних закладах вказує на зрілість та внутрішню єдність наук, а також на їх важливе прикладне значення.

У першій третині ХХ століття відбувається якісний стрибок у застосуванні точних, математичних методів досліджень в гідрології. Це пов'язано із застосуванням положень гідромеханіки та гідравліки, статистичних методів (теорії ймовірностей), створенням власних розрахункових методів. Наведемо деякі приклади. У 1905 році Е. Брікнер вперше дав повну систему рівнянь для аналізу світового водного балансу і провів розрахунки (оцінки) його складових. У 1911 році Е. Ольдекоп видав наукову працю “Випаровування з поверхні річкових басейнів”. Деякі питання колообігу води були розглянуті також кліматологами. У 1903-1905 роках В. Екман створив теорію вітрових (дрейфових) течій. Приблизно в цей же час була створена теорія густинних (градієнтних) течій. Розвивались теорії хвиль та припливів. До 20-х років відносять початки застосування методів теорії ймовірностей до аналізу річкового стоку. Зокрема Д. Кочерін вперше побудував криві забезпеченості середньорічних та добових витрат води в річках, встановив основні риси внутрірічного розподілу стоку, запропонував залежності характеристик стоку, від фізико-географічних факторів. У 30-х роках була розвинута теорія формування та руху паводків у річках, зокрема метод одиничного гідрографу (Л. Шерман, В. Глушков, М. Веліканов). Хоча ідеї про час добігання були висловлені ще на початку століття (М. Долгов, 1916 р.).

Стрімкий розвиток інженерної гідрології поряд з гідротехнічними науками був пов'язаний з величезним розмахом гідротехнічного будівництва і ростом використання водних ресурсів.

В океанографічних дослідженнях поступово перейшли від розрізнених експедиційних досліджень до систематичних, з використанням спеціалізованого флоту. Була також значно розвинута технічна (приладна) база спостережень та вимірювань. Все це також призвело до якісного стрибка в розробці багатьох питань теорій океанологічних явищ та процесів. Особливо це стосується динаміки океану, уявлень про будову та розвиток його дна, знання морських екосистем, ресурсів океану та інших.

Важливою рисою розвитку всієї гідрології у другій половині ХХ століття є глобалізація теорій і посилення міжнародного співробітництва. (Це також характерно для всього циклу наук про Землю). Океанологічні програми були широко представлені при проведенні Міжнародного Геофізичного року та Року міжнародного геофізичного співробітництва (1957-1958 та 1959-1962 роки), а також при проведенні досліджень глобальних атмосферних процесів (ПВГАП — програма вивчення глобальних атмосферних процесів). Важливими були міжнародна індоокеанська експедиція (1961-1964 рр.), Тропічний експеримент (ТРОПЕКС-1974 р.).

Величезний матеріал дали дослідження на особливих полігонах. Першим з них став західний район північної половини Атлантики. Програма називалась “ПОЛІМОДЕ”. Потім була розроблена об'єднана глобальна система океанографічних станцій (ОГСОС), з'явилась програма вивчення глобальної циркуляції океану (WOCE).

В області гідрології суходолу з 1965 по 1974 рік під егідою ЮНЕСКО було проведено Міжнародне гідрологічне десятиліття (МГД). З 1975 року існує Міжнародна гідрологічна програма (МГП).

На протязі XX століття отримали розвиток також інші галузі гідрології. Це стосується гідрогеології (яка зародилась ще у другій половині XIX століття). Значним стимулом її розвитку було розширення використання підземних вод і пошуків корисних копалин. З початку XX століття проводяться гідрохімічні дослідження. Розвиток гідрохімії пов'язаний з розвитком геохімії, де у першій половині століття були створені наукові праці глобального значення (Вернадський, Ферсман, Виноградов та ін.). Поступово все більшу увагу надають екологічним дослідженням. Проблема взаємодії суспільства та природи була поставлена ще у XIX столітті. Перші географічні дослідження у цьому напрямку провів Дж. П. Марш. У загально-науковому відношенні цікаво навести висловлювання К. Маркса: "...людина живе природою. Це означає, що природа є її тіло, з яким людина повинна залишатися у процесі постійного спілкування, щоб не померти. Те, що фізичне та духовне життя людини нерозривно пов'язане з природою, означає ні що інше, як те, що природа нерозривно пов'язана з собою, так як людина є частиною природи". Не дивлячись на це досвід більшої частини XX століття вказує на самонадіяність людини, що обернулася найбільшими катастрофами в її історії. В теперішній час ми спостерігаємо значні реальні зрушення в розробці екологічних проблем. Відбувається також екологізація гідрології. Можливо це є ознакою переходу до нового (четвертого) етапу її розвитку.

Розвиток комплексу гідрологічних наук завжди привертав увагу вчених (самоусвідомлення, самопізнання і самоорганізація науки). Погляди дослідника можна відображати за допомогою графічних схем. Їх приклади наведено на рис. 1.3.-1.5. Як бачимо — різноманіття досить велике. Тому спробуємо описати тільки основні напрямки сучасних гідрологічних досліджень.

1. Географічний, комплексний, узагальнюючий. (Включає власне загальну гідрологію, гідрографію, палеогідрологію та деякі інші дисципліни).

2. Геофізичний. (Включає гідрофізику з її розділами, фізику океану, динаміку руслових потоків та ін.).

3. Гідрохімічний, гідробіологічний, гідроекологічний. Інтенсивно розвивається у теперішній час.

4. Методичний. (Включає гідрометрію, застосування математичних, фізико-математичних методів, геоінформаційних технологій та ін.).

5. Технічний, або прикладний. (Включає інженерну гідрологію суходолу, прикладу океанологію, гідропрогнози, прикладну гідроекологію та ін.).

6. Суспільний та комплексноекологічний. (Включає водне право, економіку водокористування, водні рекреації, охорону водних ресурсів та ін.). Досить інтенсивно формується, змінюється.

Всі ці напрямки поділяються у свою чергу за різними типами водних об'єктів.

Розглянувши історію та структуру гідрології спробуємо дати її визначення. Коротко — це наука про природні води. Ще на початку XX століття В. Глушков дав таке визначення “Гідрологія це наука, що вивчає життя води на Земній кулі”. Потім висловлювались різні погляди на це питання. Тим не менше зміст цього образного визначення найбільш правильний. Тому, більш широко, можемо сказати, що гідрологія — це область тяжіння (центр) складного комплексу наукових досліджень, в рамках якого вивчають закони розвитку природних вод, розповсюдження та взаємодію водних об’єктів, їх роль в еволюційних процесах на Землі.

1.1.4. Природні води — об’єкт дослідження гідрології

На ранніх етапах розвитку Землі були сформовані її первинні зовнішні оболонки: земна кора, атмосфера і гідросфера. Вони взаємопов’язано розвиваються на протязі мільярдів років. Поступово значну роль почала відігравати також біосфера. Таким чином — сучасна гідросфера (природні води) Землі — це продукт тривалої історії розвитку планети.

Загальні наукові уявлення про неї також формувались поступово. перші спроби описати баланс вод Землі були зроблені на початку XX століття.

Для гідросфери Землі характерне поєднання подрібненості та цілісності, а також існування води одночасно у трьох агрегатних станах. Маса найрізноманітніших водних об’єктів роз’єднані у просторі, але з’єднані глобальними процесами обміну, взаємодії, розвитку. Гідросфера — невід’ємна частина складної приповерхневої еволюційної системи Землі. Вона також є унікальним космічним утворенням.

Властивості гідросфери та закони її розвитку тісно пов’язані також з особливостями води як речовини. Вода — речовина у багатьох відношеннях аномальна, що залежить від її молекулярної і надмолекулярної будови.

Таким чином можна говорити про певні рівні будови гідросфери: молекули води, надмолекулярні структури, мікрооб’єкти, мезооб’єкти, макрооб’єкти, гідросфера в цілому.

Природні води — вмістилище інших речовин і багатючих ресурсів вивчення та раціональне використання яких — важлива задача.

Нарешті, без природних вод нема життя. Існування суспільства тісно пов’язане з використанням вод. Швидкими темпами наростає і урізноманітнюється штучна складова гідросфери.

Таким чином гідрологія має складний і мінливий, але важливий та інтересний об’єкт досліджень.

Сучасні оцінки основних складових гідросфери Землі та їх характеристик наведені у табл. 1.1.

Таблиця 1.1.

Запаси води у гідросфері Землі [12]

№ п/п	Види природних вод	Площа		Об'єм тис. км ³	Частка у світових запасах, %		Серед- ній період умов- ного во- дообміну
		млн. км ²	% від площі суходо- лу		від загаль- них	від пріс- них вод	
1	2	3	4	5	6	7	8
Вода на поверхні літосфери							
1	Світовий океан	361	-	1338000	96,4	-	2650 років
2	Льодовики і постійний сніговий покрив	16,3	11	25800	1,86	70,3	9700 років

№ п/п	Види природних вод	Площа		Об'єм тис. км ³	Частка у світових запасах, %		Серед- ній період умов- ного во- дообміну
		млн. км ²	% від площі суходо- лу		від загаль- них	від пріс- них вод	
1	2	3	4	5	6	7	8
3	Озера всі Озера прісні	2,1 1,2	1,4 0,8	176 91	0,013 0,007	- 0,25	17 років
4	Водосховища	0,4	0,3	6	0,0004	0,016	52 добы
5	Вода в річках	-	-	2	0,0002	0,0005	19 діб
6	Вода в болотах	2,7	1,8	11	0,0008	0,03	5 років
Вода у верхній частині літосфери							
7	Підземні води*	-	-	23400	1,68	-	1400 років
8	Прісні підземні води	-	-	10530	0,76	28,7	-
9	Підземні льоди	2,1	1,4	300	0,022	0,82	10000 років
Води в атмосфері і в організмах							
10	Води атмосфери	-	-	13	0,001	0,04	8 діб
11	Вода в організмах	-	-	1	0,0001	0,003	Години
Загальні запаси води							
12	Всього	-	-	1388000	100	-	-
13	Прісної	-	-	36700	2,64	100	-

Поняття періоду умовного водообміну пов'язане з інтенсивністю процесів міграції (переміщення) природних вод. Обіги води у природі приводять до поступового заміщення молекул води в різних об'єктах. Але оцінити ці процеси можна лише приблизно і умовно. Тому поняття середнього періоду обміну також умовне, генералізоване. Зокрема різні частини об'єктів можуть замінюватися з різною швидкістю.

За сучасними уявленнями об'єм і склад гідросфери Землі за останні геологічні ери залишається відносно стабільним.

1.1.5. Різноманітність водних об'єктів Землі

Гідросфера складається з різноманітних водних об'єктів. Уявлення про них поступово розвиваються. З давніх часів розрізняють води морів та океанів, поверхні суходолу, атмосфери, підземні води. В межах поверхні суходолу розрізняли річки, озера, болота, потім льодовики, селі (мури). В межах океану — моря, затоки, протоки, потім течії, особливі акваторії. Серед підземних вод виділяли ґрунтові (колодязні) води, джерела, потім артезіанські, гейзери та інші. Таким чином поступово складалися уявлення про основні види та підвиди об'єктів, але одночасно збільшувалися знання про їх різноманітність. Відповідно формувалися гідрологічні та комплексні науки: океанологія, гідрологія суходолу, гідрогеологія. Тепер вони доповнені іншими. Поступово також формувалися загальні уявлення про єдність природних вод — гідросферу Землі.

Як же описати різноманітність водних об'єктів? Досить розповсюдженим є поділ на три групи: 1) водотоки; 2) водойми; 3) особливі водні об'єкти. Водойми відрізняються від водотоків, уповільненим водообміном. До особливих об'єктів прийнято відносити підземні води, льодовики та інші. Болота можна віднести або до водойм, або до особливих водних об'єктів.

Сукупність водних об'єктів на певних територіях прийнято називати гідросіткою (гідрографічною сіткою). Її частиною є система природних (тимчасових та постійних) руслових потоків — руслова сітка. Нарешті її частиною є річкова сітка. Гідросітка може включати сучасні та реліктові елементи (реліктова сітка). Реліктами можуть бути власне водні об'єкти, або русла, котловини, сліди діяльності. Особливими видами гідросітки є системи відносно невеликих і часто специфічних водних об'єктів в межах льодовиків, боліт, карстових областей, районів мерзлоти, дельт та ін. Можна також розрізняти сітки мікрооб'єктів (наприклад мережу схилового стікання та ін.). Сітки природних об'єктів значно змінюються людиною, доповнюються штучними об'єктами.

Взагалі слід зауважити, що принципи класифікації водних об'єктів не повністю розроблені. Можуть існувати різні підходи та критерії. Наприклад:

- 1) за геопросторовим розподілом:
 - а) по горизонталі (води суходолу та океану),
 - б) по вертикалі (води атмосфери, поверхневі води суходолу, води океану, води літосфери);
- 2) в еволюційному відношенні, історично: абіогенні, біогенні, антропогенні (змінені та штучні);
- 3) за рівнями будови системи: молекули, надмолекулярні структури, мікро-, мезо-, макрооб'єкти, гідросфера в цілому;
- 4) за єдністю та взаємодією: різновиди гідросіток та складних об'єктів (найбільш з'єднані в океані);

5) основні, перехідні, змішані, водні об'єкти та об'єкти у воді — тобто виділення за визначеними характеристиками і специфікою законів функціонування;

6) постійні та тимчасові;

7) молоді, розвинуті (зрілі), старі (реліктові);

8) з чітко вираженими та розпливчатими межами;

9) за комплексними, географічними характеристиками режиму (наприклад: зональні, азонаньні, полізонаньні та ін.).

Не претендуючи на повноту, і для підтвердження думки про різноманітність об'єктів, наведемо деякі приклади. Згрупуємо їх по відношенню до основних водних об'єктів.

1. Атмосферні та атмосферного походження водні об'єкти: краплі дощу, сніжинки, сніжна крупа, градини, паморозь, іней та ін.

2. Поверхневі води суходолу (рідка фаза): озера, водотоки різних видів, водоспади, антирічки, гирла річок, флювіогляціальні потоки, води боліт, водосховища, мігруючі озера, тимчасові озера, селі, мікрооб'єкти, заболочені землі, озерно-річкові системи, плавні.

3. Сніговий покрив: постійний та тимчасовий, різновиди лавин, мікросітка рідких об'єктів під час танення, сніг-пливун.

4. Льодові утворення та пов'язані з ними об'єкти: гірські та покривні льодовики різних типів, льодові утворення в ході розвитку та руйнування льодового покриву, замерзлі річки та водоспади, льодові утворення зони багаторічної мерзлоти (наледі, жили та ін.), озера в межах льодовиків, тимчасові водотоки в межах льодовиків та ін.

5. Води океану (рідка фаза): моря, затоки, протоки, течії різних видів, частини акваторій перекриті шельфовими льодовиками, підводні гроти та печери, атолові лагуни, намулові потоки.

6. Підземні води (рідка фаза, водяна пара): ґрунтові води, верховодка, капілярні води, волога ґрунтів, артезіанські води, водні об'єкти карстових порожнин, джерела, флюїди, грязеві вулкани, опливини, гейзери, підруслові потоки.

7. Біологічні та антропогенні води та водні об'єкти.

1.1.6. Колообіги та циркуляції природних вод

Газово-рідинні оболонки планет — найбільш рухомі їх частини. В полях гравітації вони набувають шаруватої будови, і мають певні вертикальні обмеження. Це приводить до відносної замкненості, збалансованості різноманітних рухів, які прийнято схематично, абстраговано відображати як колообіги, циркуляції та ін. Їх також називають основними видами динаміки відповідних оболонках. Слід зауважити, що до поняття динаміки включають не тільки механічні рухи, але і фазові переходи, а також перенесення, міграції хімічних речовин та циркуляції гідросфери Землі.

Колообіги води включають її випаровування, переміщення в атмосфері, утворення опадів та стікання за нахилами суходолу. Увага до їх досліджень пов'язана з глобальністю процесів, їх впливом на режим (і саме існування)

водних об'єктів суходолу і на формування водних ресурсів. У значно спрощеному вигляді говорять про малий, великий та внутрішній колообіги води, Кількісна їх характеристика з достатньою точністю встановлена лише у середині 70-х років XX століття. Її відображають у вигляді водного балансу.

Таблиця 1.2

Середньорічний водний баланс Землі [12]

Частина Землі	Площа млн. км ²	Опади мм	Випаровування мм	Стік, мм			
				річковий	льодовиковий	підземний	загальний
Вся земна куля	510	+1130	-1130	-	-	-	-
Світовий океан	361	+1270	-1400	+116	+8	+6	+130
Суходіл в цілому	149	+800	-485	-280	-20	-15	-315
Області внутрішнього стоку суходолу	30	+300	-300	-	-	-	-
Області зовнішнього стоку	119	+924	-529	-350	-25	-20	-395

Крім схеми загальних обігів природних вод існує уявлення про багаторазове випаровування та додаткове формування опадів над суходолом. Такий процес названо внутрішньоматериковим вологообігом. Таким чином опади можуть мати двояке походження і умовно складатися з двох частин: “зовнішньої” (адвективної, принесеної) та “внутрішньої” (місцевої). Розглянемо схему вологообігу над певною ділянкою територій. Тут A — адвекція вологи повітряними потоками, C — винесення вологи (атмосферний стік), X — опади, X_A — опади адвективного походження, X_z — опади місцевого походження, Z — випаровування, y — поверхневий стік, ω — підземний стік. Можемо записати такі рівняння водного балансу:

$$\begin{aligned} C &\equiv A - X + Z, \\ C &\equiv A - (y + \omega), \\ C &= (A - X_A) + (Z - X_z). \end{aligned} \quad (1.1.), (1.2), (1.3)$$

Ці та інші рівняння використовують для оцінок різних складових вологообігу. Такі дослідження ведуться переважно кліматологами та метеорологами. Важливим показником вологообігу є його коефіцієнт:

$$K_{e.o.} = \frac{X}{X_A}. \quad (1.4)$$

Він показує ступінь збільшення опадів за рахунок місцевих і, відповідно, можливості додаткового зволоження (“самозволоження”) суходолу. Він залежить від розмірів територій, насиченості повітря вологою, випаровування з даної території та швидкості руху атмосферного повітря над нею (мається на увазі поступальний, транзитний рух). Враховуючи це О.А. Дроздов дав наступний вираз для коефіцієнту вологообігу:

$$K_{e.o.} = 1 + \frac{Z \cdot L}{2u \cdot a}, \quad (1.5)$$

де Z — випаровування, L — лінійний розмір території вздовж основних траєкторій руху потоків атмосферного повітря, що переносять вологу, u — середня швидкість їх руху, a — середній вміст вологи у повітрі на початковій, навітреній стороні ділянки. Наведемо приклади оцінок, отриманих для окремих частин світу: Європа — 1,42; Азія — 1,62; Африка — 1,42; Північна Америка — 1,54; Південна Америка — 1,68; Австралія — 1,14.

Циркуляції вод відбуваються без змін їх фазового стану. Це відносно замкнені системи механічних рухів, які виникають під дією певних сил та потоків енергії та добового обертання Землі. В атмосфері відбуваються власні термогідродинамічні процеси, що приводять до виникнення системи механічних рухів. На відміну від атмосфери циркуляції вод значною мірою пов'язані з зовнішніми механічними впливами. У першу чергу це стосується загальної циркуляції вод Світового океану (див. 1.2.18). Найбільш вагомим фактором тут виступає поле приземних вітрів. Певні частини циркуляцій пов'язані з опусканням приповерхневих шарів внаслідок порушення вертикальної стійкості вод. При цьому можуть утворюватись навіть придонні течії.

Динаміку хімічних речовин та елементів відображають через поняття циклів, тобто відносно замкнених ланцюгів міграцій та перетворень.

1.1.7. Зміни водних об'єктів в часі

Любі об'єкти знаходяться у постійній взаємодії, постійних змінах. Змінам відповідає філософська категорія “рух”, який є атрибутом матерії поряд із взаємодією. Зміни гідрологічних об'єктів бувають: однонаправлені довготривалі, однонаправлені катастрофічні, однонаправлені антропогенні, циклічні (періодичні), тимчасові (епізодичні), часткові, загальні, кількісні, якісні та інші.

Гідрологічні об'єкти проходять певні стадії еволюції, що змінює їх будову, основні характеристики, особливості функціонування. Розглянемо деякі основні приклади змін водних об'єктів.

Природні води Землі утворюються внаслідок так-званого процесу дегазації мантиї. Фактично це складний комплекс довготривалих процесів, який ще досліджується геологами, геофізиками, геохіміками. Зародження первинної гідросфери відносять до часу більше 4,0 млрд. років тому. Первинні атмосфера та гідросфера мали зовсім інший хімічний склад ніж сучасні. Надалі вони поступово змінювали свою масу та склад. Вважають, що приблизно 400-500 млн. років тому (середина палеозою) маса гідросфери складала понад 90% від сучасної. Сольовий склад Світового океану (основної частини гідросфери) стабілізувався приблизно 1 млрд. років тому. Особливим питанням є зміни (розвиток) океанічних котловин. Воно пов'язане із загальними тектонічними процесами Землі.

Природні води приймають участь у таких глобальних процесах як гіпергенез, вивітрювання, денудація, утворення товщ осадових порід. Ці процеси не менш грандіозні ніж тектонічні. При цьому самі водні об'єкти та їх системи зазнають розвитку та змін. Слід також зауважити, що їх стан тісно

пов'язаний з кліматом і фізико-географічними умовами в цілому. Тому водні об'єкти ніби включені у загальні еволюційні процеси приповерхневої частини Землі.

Прикладом відносно менш довготривалих циклів є льодовикові періоди (десятки і сотні тисяч років). Вони пов'язані з функціонуванням кліматичної системи Землі і поділяються на льодовикові епохи. Вважають, що ми живемо наприкінці чергового міжльодовиков'я останнього льодовикового періоду. Накопичення льоду відбувається за рахунок вод Світового океану. Тому його рівень може періодично значно знижуватись. При цьому осушуються значні частини шельфу і тут відбуваються процеси характерні для суходолу.

Режим океану та вод суходолу тісно пов'язаний із загальним кліматом. Засновник сучасної кліматології О.І. Воєйков характеризував річки як продукт клімату. Певним чином взаємопов'язані циклічні зміни водних об'єктів та клімату. За даними сучасних досліджень межа короточасних (багаторічних) і вікових та геологічних його змін складає приблизно 20-25 років. Цей критерій можна віднести і до водних об'єктів. Охопивши один, або декілька таких періодів (циклів) можна судити про їх основні, стійкі характеристики.

Весь комплекс змін характеризує розвиток гідросфери та її складових. Дослідження його законів є основним завданням гідрології.

1.1.8. Основні гідрологічні поняття та терміни

Кожна наука користується певною системою понять та термінів, яка виникає і розвивається у відповідності до специфіки предмету та об'єкту. В ній виділяються деякі базові, основні поняття. Вони пов'язані з основними властивостями (характеристиками) та законами розвитку об'єктів. Специфіка географічних об'єктів полягає у поєднанні фізичних, хімічних, біологічних та інших характеристик. Закони їх розвитку вивчені ще недостатньо. Крім того, він відбувається, як правило, на протязі тривалого часу. Тому більша увага приділена вивченню змін стану об'єктів в сучасний період. Їх поділяють на однонаправлені та періодичні. Розвиток проявляється через режим тому вивчення останнього є необхідним етапом в дослідження водних (та інших) об'єктів. Найбільш загальним поняттям є гідрологічний режим — закономірні (періодичні та однонаправлені) зміни гідрологічного стану водного об'єкту. Аналогічним поняттям в метеорології та кліматології є клімат — режим погод. Гідрологічний стан об'єкту визначається як сукупність його характеристик в даний момент часу. Велика різноманітність характеристик може бути згрупована навколо провідних процесів та явищ. Тому виділяють аспекти, або складові режиму:

1) водний режим — зміни характеристик пов'язаних з багатоводністю об'єкту, його водним балансом;

2) тепловий, температурний режим — зміни характеристик пов'язаних з тепловим та радіаційним балансами, потоками енергії, температурою різних частин об'єкту;

3) льодовий режим — послідовність процесів розвитку та руйнування льодових утворень на поверхні (та всередині) водних об'єктів, поєднується з розвитком снігового покриву (не слід змішувати з поняттями льодовикового режиму територій та режиму льодовиків);

* можна розглядати також льодотермічний режим, або навіть воднольодотермічний режим (наприклад при руйнуванні снігового покриву, льодового покриву, підтаювання мерзлих ґрунтів);

4) режим переміщення наносів — зміни умов руйнування порід та ґрунтів, поступання наносів з інших об'єктів, їх транспортування та перевідкладання; у водоймах можна говорити про режим седиментації (осідання) наносів;

5) морфологічний режим — зміна морфометричних характеристик та форм об'єктів;

6) гідрохімічний режим — зміни хімічного складу (домішок) та гідрохімічних процесів;

7) гідробіологічний режим — зміни складу та стану водних екосистем;

8) режим використання — сукупність процесів використання водного об'єкту.

Коливання гідрологічних характеристик можуть бути: багаторічні, сезонні (річні), короточасні (декілька тижнів, діб) та добові. Тому кажуть також про відповідні складові гідрологічного режиму.

Дослідження провідних, конкретних гідрологічних процесів також потребують введення певних понять та термінів. Це буде зроблено у відповідних розділах підручника.

Ф у н д а м е н т а л ь н і о с н о в и г і д р о л о г і ч н и х д о с л і д ж е н ь

Досягнення фундаментальних наук, виражені у найбільш загальних закономірностях та теоретичних уявленнях, знаходять широке застосування в різноманітних дослідженнях. Дослідження природи Землі, і зокрема гідросфери, неможливі без застосування знань про фізичні та хімічні властивості води, закони її спокою та руху. Вони, звичайно, не вичерпують весь спектр фундаментальних основ, але дають необхідні первинні уявлення для розуміння матеріалу другої і частково третьої частини підручника.

У цьому розділі також не розглянуто застосування фундаментальних законів збереження, оскільки балансові методи, що базуються на них, будуть описані у наступному.

1.2.1. Молекули та надмолекулярні структури води

Вода (H_2O) це найпростіша стійка сполука водню (11,19%) та кисню (88,81%). Молекулярна вага звичайної води 18,01629. При нормальних температурі та тиску і відсутності каталізаторів вода з елементів не утворюється. При 300°C реакція протікає повільно, а при 550°C — з вибухом. Молекула води термічно стійка. Розпад її на елементи досягає значної величини тільки при температурах зверх 2000°C . При температурах порядку

4000-6000°C термічна дисоціація стає практично повною і водень втрачає здатність з'єднуватися з киснем. Таким чином в Земних умовах вода може утворюватися в межах верхньої мантиї і, мігруючи до поверхні, залишається термічно стійкою речовиною.

Спрощену модель молекули води представляють у вигляді *рівнобедреного* трикутника. Для водяної пари вона має такий вигляд. Відстань між атомами водню складає $0,151 \text{ нм} = 1,51 \text{ \AA} \text{ (ангстрем)} = 1,51 \cdot 10^{-7} \text{ мм}$. Згідно з квантово-хімічними розрахунками, в молекулах, близьких за хімічним складом до води (H_2S ; H_2Se ; H_2Te), валентний кут дорівнює приблизно 90° і визначає нормальний ковалентний зв'язок між протоном (ядром водню) і ядром елементу кисневої групи. Але вода не підкоряється загальним правилам. Її властивості особливі і досі не повністю вивчені. Таку значну різницю валентного кута (105° - 90°) важко пояснити. Існує теорія гібридизації, згідно якої S та P орбіталі атомів кисню та водню, змішуючись, дають нові гібридні орбіталі. Це приводить до утворення більш міцних ковалентних зв'язків за рахунок Sp^3 гібридизації атома кисню. Вісі чотирьох гібридних орбіталей розташовані по тетраедру. Кут між ними складає 109° . Дві з них перекриваються атомними орбіталями водню, утворюючи з атомом кисню ковалентний зв'язок. Це дуже міцні зв'язки. (Ось чому аж до XVIII століття воду вважали простою речовиною). Неподілені пари електронів кисню впливають на електрони у ковалентних зв'язках, відштовхують їх і сприяють зменшенню валентного кута від 109° до 105° . Найкраще вивчена структура молекул льоду та водяної пари. Найгірше — рідкої води.

Як бачимо з моделей, атом кисню в молекулі води притягає до себе електрони і стає від'ємно зарядженим. Атоми водню, віддаючи електрони, стають позитивно зарядженими. Тому молекула води стає електричним диполем. Вода має велику діелектричну проникність, що сприяє розщепленню молекул інших речовин, створює велику розчинну здатність води.

Згідно до сучасних поглядів при взаємодії атомів водню одної молекули з атомами кисню іншої (сусідньої) виникають так-звані водневі (міжмолекулярні) зв'язки (Дж. Бернал, Р. Фаулер, 1933 р.). Це пояснюється тим, що ядро водню не зазнає відштовхування від електронної оболонки кисню сусідньої молекули, а, навпаки, притягається нею і може вступити з нею у взаємодію. Існує думка, що водневі зв'язки утворюються за рахунок дисперсійних сил, ковалентного зв'язку та електростатичної взаємодії. За іншими поглядами вони мають виключно електростатичну природу. Водневі зв'язки дуже міцні, приблизно у десять раз міцніші ніж міжмолекулярна взаємодія у більшості рідин. Вони приводять до утворення специфічних надмолекулярних структур. Наявність їх у воді робить її особливою і складною для вивчення речовиною. Будова та властивості води ще вивчаються. Надмолекулярні структури постійно створюються та руйнуються. Ці процеси залежать від певних умов. Найбільш стійкі структури льоду.

Кожна молекула води вступає у чотири міжмолекулярні зв'язки. З одного боку до атому кисню притягаються ядра атомів водню двох інших молекул, а з другого, ядра атомів водню даної молекули притягаються до атомів кисню ще двох інших. Таким чином кожна молекула взаємодіє з чотирма оточуючими. Структура, що виникає, називається тетраедричною (рис. 1.12). Надмолекулярні структури в водяній парі не утворюються. У рідкій воді вони різноманітні і динамічні. Найбільше вони характерні для кристалічної води — льоду. Існують різновиди льоду за структурою. Характерною є відкрита кристалічна структура гексагональної симетрії так-званого льоду I. Вона має “порожнини-канали”, і її щільність менша ніж у рідкій воді. Це одна з аномалій фізичних властивостей води у порівнянні з більшістю речовин. Нагадаємо, що тверда, кристалічна фаза завжди має більшу густину ніж рідка. Аномалії води пов'язані саме з її надмолекулярною структурою.

Зокрема це приводить до того, що найбільша густина спостерігається приблизно при $3,98^{\circ}\text{C}$. Пояснення цієї аномалії полягає в тому, що на густину впливають два протидіючих процеси. З одного боку “упаковка” води після танення льоду ущільнюється за рахунок руйнування рихлих надмолекулярних структур (причому процес іде відносно поступово). З другого — при підвищенні температури збільшується кінетична енергія молекул, що впливає на потенційне збільшення середньої відстані між ними. Цей процес реалізується (переважає) при переході через температуру найбільшої густини.

Найбільш важливими аномаліями властивостей води вважають наступні:

1. З кінетичної теорії речовини випливає, що при підвищенні температури густина тіла повинна зменшуватися. У води в інтервалі 0°C - $3,98^{\circ}\text{C}$ вона збільшується.

2. При замерзанні вода не зменшує, а збільшує свій об'єм (майже на 10%). Лід плаває (має плавучість).

3. Вода характеризується надзвичайно великою питомою теплоємністю. Зв'язок її з температурою неоднорідний, різнонаправлений.

Лід має приблизно вдвічі меншу питому теплоємність ніж рідка вода. Далі приблизно до 37°C вона зменшується, а потім знову (поступово) наростає. Природні води є найбільшим енергоносієм біосфери та географічної оболонки.

4. Питома теплота плавлення та пароутворення також надзвичайно велика завдяки необхідності руйнування водневих зв'язків. Вони є причиною великої внутрішньої (захованої) енергії, яка виділяється в оточуюче середовище при конденсації або замерзанні.

5. Температури замерзання та кипіння води надзвичайно високі, порівняно з аналогічними речовинами. З іншого боку вода здатна до значного переохолодження. Крім того, температура замерзання при збільшенні тиску не підвищується, а знижується.

6. Велика діелектрична проникність (81). У інших речовинах 2-8, і у спиртів до 27-35. Внаслідок цього велика розчинна та диссоціююча здатність.

7. Питома теплоємність водяної пари до температури 500°C від'ємна. Тобто при стисненні вона залишається прозорою, а при розрідженні конденсується у дрібні краплі (туман).

8. Коефіцієнт заломлення світла при 20°C для хвиль довжиною 580 нм становить $n = 1,333$ замість розрахункового $n = 9$.

9. Коефіцієнт поверхневого натягу найбільший у рідин (крім ртуті). Деякі з цих аномалій також будуть розглянуті далі.

Природні води характеризуються певним різноманіттям ізотопного складу. Воду з дейтерією (D_2O) називають важкою. Воду з тритієм (T_2O) називають надважкою. Деколи розрізняють воднево та киснево важку воду. Масу T_2O на всій Землі оцінюють у 13-20 кг. За Дітріхом вміст молекул з різними ізотопами у природних водах такий:

$$\begin{aligned} H_2^1O^{16} &- 99,73\%; \quad H_2^1O^{18} - 0,20\%; \quad H_2^1O^{17} - 0,04\%; \\ H^1O^{16}H^2 &- 0,032\%; \quad H^1O^{18}H^2 - 0,00006\%; \\ H^1O^{17}H^2 &- 0,00001\%; \quad H_2^2O^{16} - 0,000003\%. \end{aligned}$$

Фізичні властивості D_2O відрізняються від звичайної води. Наприклад для неї температура найбільшої густини 11,6°C, температура замерзання 3,8°C.

1.2.2. Агрегатні стани та фазові переходи води

Вода може знаходитися у трьох агрегатних станах (фазах) — твер-дому (лід), рідкому (власно вода) та газоподібному (водяна пара). Всі вони представлені в умовах (тиск, температура та ін.) приповерхневої частини Землі. Це має величезне значення для розвитку географічних процесів та біосфери.

Зміни агрегатного стану речовини називають фазовими переходами. При цьому стрибкоподібно змінюються деякі її властивості. При здійсненні фазових переходів відбувається виділення або поглинання енергії речовиною. Це особлива характеристика — теплота переходу ("захована теплота"). Вона також має величезне значення для процесів у природі.

Існує шість фазових переходів.

1. Лід — рідка вода (плавлення, танення).
2. Рідка вода — лід (кристалізація, замерзання, льодоутворення).
3. Рідка вода — водяна пара (кипіння та випаровування).
4. Водяна пара — рідка вода (конденсація).
5. Лід — водяна пара (випаровування льоду, возгонка).
6. Водяна пара — лід (конденсація у тверду фазу, сублімація).

Фазовий стан води залежить від температури, тиску та інших факторів. Залежність від температури та тиску називають діаграмою стану води, або фазовою діаграмою. При зростанні тиску вище атмосферного температура замерзання дещо знижується. (Наприклад: при значеннях тиску 10^8 Па, що приблизно відповідає умовам в океані на глибині 11 км, t° зап. -12°C).

Температура замерзання води знижується також при збільшенні її мінералізації (солоності). Це показує графік Хелланд — Хансена .

З фазової діаграми видно, що рідкий стан води існує лише в обмеженому діапазоні умов. Якщо ж подивитися на точку з “нормальними” умовами ($t^{\circ} = 20^{\circ}\text{C}$; $p = 1,013 \cdot 10^5 \text{ Па}$), то бачимо, що вода повинна знаходитися в рідкому стані. Але ми знаємо, що в цих умовах в повітрі також знаходиться водяна пара. Це пов’язано з існуванням газового середовища (атмосфери) в яке відбувається дифузія молекул води. При цьому парціальний тиск (упругість) водяної пари надзвичайно малий.

Таким чином фазову діаграму (межі фаз) слід розуміти лиш як рівновагу (рівну імовірність) протилежно направлених фазових переходів, що не виключає існування інших фаз (у значно менших масштабах і в залежності від конкретних умов).

Завдяки сильним міжмолекулярним зв’язкам, вода є особливою (аномальною) речовиною. Зокрема, порівняно з речовинами, які є сполуками водню та елементів кисневої групи (Te — телур; Se — селен, S — сірка) температури замерзання та кипіння води аномально високі.

Важливим явищем, що спостерігається в різних водних об’єктах, є переохолодження води. Це пониження температури нижче точки замерзання при збереженні рідкого агрегатного стану. В дійсності замерзання — це складна система процесів, для реалізації яких потрібні певні умови. Основними умовами є наявність так-званих ядер (центрів) кристалізації та досить інтенсивного відведення тепла (за рахунок перемішування, дифузії), яке виділяється при кристалізації. Вони не завжди добре розвинуті, тому і відбувається переохолодження. З точки зору фізики любі аморфні тіла можна розглядати, як переохолоджені рідини. Але вони дуже в’язкі (певною мірою сюди відноситься також і лід). Таким чином явище переохолодження пов’язане також із в’язкістю.

В річках переохолодження складає від $-0,03^{\circ}\text{C}$ до $-0,06^{\circ}\text{C}$ (рідко до $-0,1^{\circ}\text{C}$). Але в озерах і особливо у морях воно проявляється більше і може сягати -1°C . Для мікроскопічних крапельок у повітрі (туман, хмари), води в мікрокапілярах переохолодження може досягати -30°C . В лабораторних умовах досягнуто -70°C .

Знання про переохолодження застосовують при вивченні льодотермічних процесів у природі.

Ще більш важливим для природи Землі процесом є випаровування води. З фізичної (молекулярної) точки зору воно полягає у тому, що рідку фазу покидає більше молекул ніж повертається назад. Такий процес можливий в тому випадку коли пара рідини не насичена. Зворотній процес (конденсація) відбувається при повному насиченні. Пружність (тиск) насичення в першу чергу залежить від температури випаровуючої поверхні. Так при 0°C для води вона складає 6,1 мб (мілібара — див. 1.2.9), а при 30°C вже 42,5 мб. Тобто щоб її досягти необхідна набагато більша кількість (концентрація) молекул води. Таким чином основним фактором випаровування є недостача (дефіцит) пружності водяної пари над випаровуючою поверхнею. На дефіцит пружності (вологості) впливають, в свою чергу, досить багато факторів. Основні з них — температура та швидкість відвода (переносу) пари, тобто

швидкість вітру та інтенсивність перемішування повітря. Розрізняють деякі основні типи випаровування в природі: з водної поверхні, з поверхні ґрунтів, з поверхні снігу та льоду (возгонка), випаровування рослинами — транспірація. Випаровування з географічної, природничої точки зору буде розглянуто у третій частині підручника.

1.2.3. Густина води

Густиною речовини називають відношення маси речовини до її об'єму:

$$\rho = \frac{m}{V} \left[\frac{\text{г}}{\text{см}^3}; \frac{\text{кг}}{\text{м}^3} \right] \quad (1.6)$$

Для чистої води при 4°C Це еталон густини. При інших температурах густина води зменшується. При нижчих — зростає роль тетраедричних структур, які, до певної міри, “розрихлюють упаковку” води. Вони переважають у льоді (його густина складає 0,917 г/см³). Тому ще однією важливою аномалією фізичних властивостей води є те, що при плавленні твердої фази густина не падає (і, тим більше, не стрибкоподібно), а наростає. Вільні від кристалічних зв'язків молекули частково створюють більш щільну упаковку. таким чином лід плаває у рідкій воді. Завдяки цьому при пониженні температур атмосферного повітря водойми перемерзають не до дна, а тільки біля поверхні. Утворюється льодовий покрив, який, завдяки малій теплопровідності, захищає іншу частину водойми.

Густина води збільшується також при збільшенні мінералізації (солоності). Це пов'язано з тим, що питома вага домішок більша ніж води, а також з тим, що вони зменшують вплив рихлих надмолекулярних структур. Спільний вплив температури та солоності на густину води в умовах нормального атмосферного тиску виражають за допомогою рівняння стану морської води. Його спрощений вигляд такий:

$$\rho = \rho_0(1 - \alpha_1 t^\circ + \alpha_2 S), \quad (1.7)$$

де ρ_0 — густина води при $t^\circ = 0$ та $S = 0$, t° — температура (°C), S — солоність (‰), α_1 та α_2 — параметри. Нагадаємо, що за графіком Хелланд-Хансена (див. 1.2.2) при змінах цих характеристик змінюється температура найбільшої густини та замерзання.

Фізичні особливості солоних вод впливають на характер розвитку в них практично всіх гідрологічних процесів.

Величиною оберненою до густини є питомий об'єм.

$$\alpha = v_0 = \frac{V}{m} \left[\frac{\text{см}^3}{\text{г}}; \frac{\text{м}^3}{\text{кг}} \right] \quad (1.8)$$

Цю величину використовують, зокрема, при розгляді стискаємості води. Останню в кількісному відношенні виражають через відповідний коефіцієнт (коефіцієнт об'ємної стискаємості):

$$\beta_v = -\frac{dv}{v} \frac{1}{dP} = -\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dP}, \quad (1.9)$$

де v — об'єм, P — тиск, ρ — густина. Знак мінус показує, що збільшенню тиску відповідає зменшення об'єму.

Величина, зворотна до коефіцієнту об'ємної стискаємості, називається модулем об'ємної пружності:

$$K_{\text{пруж.}} = \frac{1}{\beta_v}. \quad (1.10)$$

При нормальних умовах $K_{\text{пруж.}} \approx 220 \text{ кН} / \text{см}^2 = 22 \cdot 10^5 \text{ кПа}$. Пружність води збільшується при підвищенні температури, тиску та солоності.

Зміни густини води, відповідно до рівняння стану (1.7), залежать не тільки від тиску, але і від температури та солоності. Для характеристики впливу цих факторів використовують також відповідні коефіцієнти — соленосного стиснення та теплового розширення. Найбільше використовують останній:

$$\beta_{ts} = \frac{1}{v} \frac{dv}{dt} \left[\frac{1}{\text{град.}} \right] \quad (1.11)$$

Якщо під дією якихось факторів відбувається стиснення, або розширення об'єму води, то воно супроводжується змінами температури, що пропорційні даному коефіцієнту. Ці явища спостерігаються при опусканні та підніманні води (наприклад в океані). Нагадаємо, що у фізиці такі процеси називають адіабатичними, тобто такими коли притоком та віддачею тепла можна знехтувати (гр. *adiabatos* — непрохідний). В них речовина (об'єм) змінює свою внутрішню енергію або витрачаючи її проти зовнішніх сил тиску (температура зменшується), або отримуючи за рахунок стискання ними (температура підвищується). Вплив таких змін в океанах і морях враховують за допомогою адіабатичного градієнту температури. Температура, яку набуває вода, при підйомі з глибини на поверхню, називається потенційною. (Відповідна густина — також потенційна). Цю величину практично використовують в океанологічних дослідженнях. Наприклад, у випадку придонної течії над нерівною поверхнею реальна температура води змінюється, але потенційна залишається однаковою. Її розрахунок та аналіз дає можливість ідентифікувати (розпізнавати) воду, що рухається по змінних глибинах (з вертикальними складовими швидкості).

Процеси змін густини води (в залежності від діючих факторів) важливі для формування стійкості та переміщування шарів по вертикалі (наприклад див. 1.2.20).

1.2.4. Теплові властивості води

Теплові процеси в гідросфері мають важливе значення. Це невід'ємна складова загальних гідрологічних процесів, що сама впливає на них, а також на клімат, природні системи, екосистеми. Прикладами можуть служити: течії в океанах, перемішування вод, розвиток снігового та льодового покриву, льодовиків, живлення річок талими водами та інше. Теплові процеси вивчає розділ гідрофізики — гідротерміка.

До основних теплових властивостей води можна віднести теплоємність, теплопровідність, теплоту фазових переходів та інші.

Теплоємність — це кількість тепла, яку необхідно надати певному тілу для того, щоб нагріти його на 1°C:

$$C = \frac{Q}{\Delta t} \left[\frac{\text{кал}}{\text{град.}} \right] \quad (1.12)$$

де Q — кількість теплової енергії; Δt — температура (інтервал) на яку нагріто тіло. Теплоємність залежить від маси тіла та речовини з якої воно складається. Теплова енергія може бути отримана з інших видів енергії.

Для порівняння теплових властивостей різних речовин вводять показник питомої теплоємності (на одиницю маси):

$$c = \frac{Q}{\Delta t \cdot m} \left[\frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot \text{град}} \right] \quad (1.13)$$

Вода є еталоном питомої теплоємності ($c_{\text{води}} = 1 \frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot \text{град}} = 4,19 \cdot 10^3 \text{ Дж/кг} \cdot \text{град}$ при нагріванні в інтервалі $19,5^\circ - 20,5^\circ\text{C}$). Це дуже високий показник. Вищу питому теплоємність мають лише аміак $\left(1,20 \frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot \text{град}}\right)$ та водень $\left(3,41 \frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot \text{град}}\right)$. Для ґрунтів та порід питома теплоємність складає приблизно $0,2 \frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot \text{град}}$. Цей показник є важливою аномалією фізичних властивостей води. Водні об'єкти — природні акумулятори тепла і регулятори змін температур. Вони сприймають, перетворюють і розповсюджують перетворену сонячну енергію, пом'якшують клімат. Особливо це відноситься до Світового океану, який значною мірою визначає клімат планети.

Зі збільшенням вмісту солей у воді її питома теплоємність слабко зменшується. Це також відбувається при збільшенні тиску. Питома теплоємність чистого льоду майже вдвічі менша ніж у води, а свіжого сухого снігу — у сім раз. Найбільша питома теплоємність спостерігається при $3,6^\circ\text{C}$, а найменша приблизно при 37°C .

Якщо теплоємність є показником накопичення тепла, то показником його передачі є теплопровідність. Молекулярна теплопровідність води надзвичайно мала. Тобто цей шлях передачі тепла у воді неефективний. Цей процес у загальному випадку залежить від різниці температур та від речовини тіла. Для того, щоб характеризувати його кількісно і порівнювати для різних матеріалів користуються поняттям коефіцієнта теплопровідності:

$$\lambda = \frac{Q}{\Delta t \cdot F \cdot \frac{dt}{dl}} \left[\frac{\text{кал}}{\text{см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}}; \frac{\text{Дж}}{\text{м} \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C}} \right] \quad (1.14)$$

де Q — передана кількість тепла (кал, Дж); Δt — час передачі тепла (с); F — площа перетину, нормального до загального напрямку передачі тепла (см^2 , м^2); $\frac{dt}{dl}$ — градієнт температур в районі перетину $\left(\frac{\text{град}}{\text{см}}; \frac{^\circ\text{C}}{\text{м}}\right)$. Для хімічно чистої води λ складає $0,001412 \frac{\text{кал}}{\text{см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}} \approx 0,6 \frac{\text{Дж}}{\text{м} \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C}} = 0,6 \frac{\text{Вт}}{\text{м} \cdot ^\circ\text{C}}$. Для щільного льоду $\lambda \approx 0,0053 \text{ кал/см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}$.

Крім цього застосовують коефіцієнт температуропровідності:

$$E = \frac{\lambda}{c \cdot \rho} \left[\frac{\text{кал}}{\text{см} \cdot \text{с} \cdot \text{град}}; \left(\frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot \text{град}} \cdot \frac{\text{г}}{\text{см}^3} \right) = \frac{\text{см}^2}{\text{с}} \right] \quad (1.15)$$

де c — питома теплоємність, ρ — густина.

Зі зменшенням температури та тиску і збільшенням солоності теплопровідність води повільно зменшується. Це також стосується снігу та

льоду при пониженні температур. Їх мала молекулярна теплопровідність запобігає переохолодженню ґрунтів та внутрішніх частин водойм. Більш ефективним процесом передачі тепла в рідкій та газоподібній фазі є турбулентне перемішування.

Зі зменшенням температури та тиску і збільшенням солоності теплопровідність води повільно зменшується. Це також стосується снігу та льоду при пониженні температур. Їх мала молекулярна теплопровідність запобігає переохолодженню ґрунтів та внутрішніх частин водойм. Більш ефективним процесом передачі тепла в рідкій та газоподібній фазі є турбулентне перемішування.

Надзвичайно важливою для природних процесів характеристикою води є теплота фазових переходів. Питома теплота пароутворення (випаровування) ($L_{\text{вип.}}$) — це кількість тепла, що необх. ідна для перетворення одиниці маси рідкої води в пару при нормальному тиску і заданій температурі. При температурі 0°C

$L_{\text{вип.}} = 597 \frac{\text{кал}}{\text{г}} = 2,5 \cdot 10^6 \frac{\text{Дж}}{\text{кг}}$. Якщо враховувати залежність від температури, то:

$$L_{\text{вип.}} = 2,5 \cdot 10^6 - 2,4 \cdot 10^3 t \left[\frac{\text{Дж}}{\text{кг}} \right]. \quad (1.16)$$

При конденсації така ж кількість тепла виділяється. Теплота пароутворення витрачається на два види роботи:

- 1) робота, що виконується при руйнуванні міжмолекулярних (водневих) зв'язків в середині даного об'єму води і проходженні плівки поверхневого натягу — внутрішня (захована) теплота пароутворення (L_1);
- 2) робота пов'язана зі збільшенням об'єму води, тобто проти сил зовнішнього тиску (L_2).

$$L_{\text{вип.}} = L_1 + L_2 \quad (1.17)$$

Їх співвідношення при 10°C таке: $L_1 = 95\%$; $L_2 = 5\%$.

Питома теплота плавлення льоду складає $79,9 \frac{\text{кал}}{\text{г}} = 333 \cdot 10^3 \frac{\text{Дж}}{\text{кг}}$. Стільки ж тепла виділяється при замерзанні (кристалізації) води.

Питома теплота возгонки

$$L_{\text{возг.}} = L_{\text{вип.}} + L_{\text{пл.}} \quad (1.18)$$

Для визначення загальної кількості тепла (енергії) що бере участь у фазових переходах води використовують наступні формули:

$$Q_{\text{крист.}} = Q_{\text{пл.}} = m L_{\text{пл.}} [\text{кал}, \text{Дж}], \quad (1.19)$$

$$Q_{\text{конд.}} = Q_{\text{вип.}} = m L_{\text{вип.}}, \quad (1.20)$$

$$Q_{\text{субл.}} = Q_{\text{возг.}} = m (L_{\text{пл.}} + L_{\text{вип.}}), \quad (1.21)$$

де m — маса води (льоду), що приймає участь у процесі.

При відсутності теплової регуляції гідросфери біосфера не могла б існувати.

1.2.5. В'язкість, поверхневий натяг та змочування

Сили міжмолекулярної взаємодії впливають на формування специфічних властивостей рідин. Це в'язкість, поверхневий натяг, змочування та інші.

В'язкістю рідини називають її властивість чинити опір певним деформаціям. Розрізняють об'ємну та тангенційну в'язкість. Об'ємна — це

реакція на розтягуючі зусилля. Вона проявляється, наприклад, при розповсюдженні звукових хвиль. Інша її назва (аспект) — розриваюча напруга або напруга на розрив.

Тангенційна в'язкість характеризує опір зрушуючим зусиллям. Це основний вид в'язкості, що використовується в гідродинаміці. Вона також називається внутрішнім тертям. І.Ньютон у 1686 році, розглядаючи прямолінійний паралельноструменевий рух рідини, встановив закон поздовжнього внутрішнього тертя, висловивши його як гіпотезу. “Опір, що виникає від недостатчі ковзання між частинками рідини, при інших рівних умовах, припускається пропорційним швидкості, з якою частинки рідини відхиляються одна від одної”. Запис закону такий:

$$T = \mu \cdot S \cdot \left| \frac{du}{dn} \right|, \quad (1.22)$$

де T — сила опору, μ — динамічний коефіцієнт в'язкості, який залежить від роду рідини та її температури, S — площа дотику шарів, $\left| \frac{du}{dn} \right|$ — модуль відносної швидкості по нормалі до загального напрямку руху потоку рідини (похідна або градієнт швидкості по нормалі n). Якщо силу опору відносять до одиниці площі, то її називають дотичною напругою і вона має розмірність тиску.

Практичні дослідження цього закону були проведені М.П. Петровим. Їх результати опубліковані у 1883 році в роботі “Гідродинамічна теорія змазки”. Саме він ввів поняття відносного руху шарів рідини та поверхні їх дотику.

Слід зауважити, що для рідин, на відміну від газів, коефіцієнт в'язкості з підвищенням температури, як — правило, не збільшується, а зменшується. Одиниці його

вимірювання $Па \cdot c = \frac{Н}{м^2} \cdot c = \frac{кг \cdot м}{с^2 \cdot м^2} \cdot c = \frac{кг}{м \cdot c}$. Наведемо значення цього коефіцієнту для

різних речовин (у $Па \cdot c$): рідка вода — 0,0010; бензол 0,00065; масло

касторове 0,972. Існують також оцінки для льоду: $10^{11} - 10^{14} Па \cdot c$.

Застосовують також кінематичний коефіцієнт в'язкості:

$$\nu = \frac{\mu}{\rho} \left[\frac{кг}{м \cdot c} : \frac{кг}{м^3} = \frac{м^2}{с} \right]. \quad (1.23)$$

Молекулярна в'язкість води досить мала, тобто вода це досить рухома рідина. $\left(\nu = 1,01 \cdot 10^{-6} \frac{м^2}{с} \text{ при } t^\circ = 20^\circ C \right)$. В'язкість з одного боку сприяє тертю та втратам механічної енергії, а з другого — передає механічну енергію від одної частини потоку до іншої, формуючи тим самим його швидкісне поле.

Якщо рух рідини стає достатньо інтенсивним (швидким), то паралельноструменевість зникає і виникає набагато більш інтенсивне перемішування ніж молекулярна дифузія. Воно називається турбулентним, створює набагато більше внутрішнє тертя, що перевищує молекулярне в десятки і сотні тисяч раз.

Особливі фізичні явища виникають на межах рідких тіл. Межу рідини та газу називають вільною поверхнею. Сили міжмолекулярної взаємодії розподілені тут нерівномірно. Вони значно більші всередині рідини і менші

між молекулами рідинами та газу. Їх розподіл можна відобразити так (рис. 1.19):

Біля поверхні їх рівнодіюча направлена всередину рідини. Тому для того, щоб перевести молекулу з внутрішніх шарів до поверхні, необхідно виконати роботу проти даної сили. Кожна молекула біля поверхні володіє додатковою потенційною енергією (тиску) порівняно з молекулами всередині рідини.

Внаслідок намагання приповерхневих молекул зміститися всередину рідини вона приймає таку форму, при якій вільна поверхня найменша з можливих. Разом з тим утворюється ущільнена приповерхнева плівка. Її товщина пов'язана з радіусом міжмолекулярної взаємодії рідини. Для води він складає приблизно $5 \cdot 10^{-6}$ см. Для збільшення площі вільної поверхні необхідно виконувати роботу по “витягуванню” молекул із середини рідини. Якщо ця робота приводить до збільшення поверхні на одиницю і виконується без зміни температури то вона називається поверхневим натягом.

$$\sigma = \frac{A}{\Delta S} \left[\frac{erg}{cm^2} = \frac{дин}{см}, \frac{Дж}{м^2} = \frac{н}{м} \right] \quad (1.24)$$

де σ — коефіцієнт поверхневого натягу, A — робота, ΔS — величина на яку збільшилась площа вільної поверхні. Для води $\sigma \approx 7,6 \cdot 10^{-2}$ н/м при $t^0 = 0^\circ C$.

Для того, щоб виконати роботу треба діяти з певною силою — проти сил поверхневого натягу. Це можна розглянути на прикладі:

Зміна площі поверхні буде складати $2\ell b$ (два протилежні боки плівки). Прирівнюємо роботи:

$$F \cdot b = \sigma \cdot \Delta S = 2\sigma \ell b \quad (1.25)$$

Звідси маємо:

$$\sigma = \frac{F}{2\ell} \quad (1.26)$$

Таким чином поверхневий натяг також пропорційний силі, яку необхідно прикласти до прямолінійної ділянки вільної поверхні одиничної довжини, щоб мала місце рівновага рідини. Сили поверхневого натягу діють по дотичних до поверхні і нормально до її меж (стягають поверхню).

Коефіцієнт поверхневого натягу залежить не тільки від рідини, але і від речовини з якою вона контактує. Поверхневий натяг проявляється не тільки на межі з газом. Він також залежить від температури та інших факторів. Сила поверхневого натягу в природі проявляється, наприклад, при падінні дощових крапель і ударах їх об ґрунт.

Якщо рідина контактує з твердим тілом, то говорять про явища змочування або незмочування. Вона називається змочуючою, якщо сили взаємодії між її молекулами менші ніж взаємодія з молекулами твердого тіла. Внаслідок цих явищ в областях дотику виникають криволінійні вільні поверхні (фактично контактують тверде тіло, рідина та газ). На них діє певна загальна сила поверхневого натягу.

Як бачимо, вона завжди направлена всередину опуклості. Можна показати, що при цьому створюється додатковий тиск:

$$\Delta p = \frac{2\sigma}{R} \quad (1.27)$$

де Δp — додатковий тиск, R — радіус заокруглення. Напрямок дії сили додаткового тиску залежить від змочування або незмочування.

У дрібних порожнинах заокруглення вільної поверхні можуть з'єднуватися, утворюючи так-званий меніск (гр. *meniskos* — місячний серп). Якщо ці порожнини видовжені як трубки, то їх називають капілярними, або волосяними (лат. *capillaris* — волосяний). Сили поверхневого натягу тепер будуть називатися менісковими. При змочуванні або незмочуванні вони будуть діяти в різні боки. Вода змочує капіляри ґрунтів та порід, а також рослин. Тому в природі досить розповсюджене і важливе капілярне підняття, що діє проти сили тяжіння. Якщо обидві сили віднести до одиниці площі перетину капіляра, то можемо записати:

$$\rho gh = \frac{2\sigma}{r},$$

Звідки:

$$h = \frac{2\sigma}{\rho gr}. \quad (1.28)$$

У випадку завислої капілярної вологи

$$\rho gh = \Delta P = \Delta P_2 - \Delta P_1 = \frac{2\sigma}{r_2} - \frac{2\sigma}{r_1} = 2\sigma \left(\frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_1} \right). \quad (1.29)$$

Відповідно:

$$h = \frac{2\sigma}{\rho g} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right). \quad (1.30)$$

1.2.6. Деякі фізичні властивості снігу та льоду

Сніг є найбільш розповсюдженим видом твердих атмосферних опадів. Сніговий покрив взимку може досягати субтропічних широт. Сніжинки — це плоскі кристалики льоду. Серед них переважають гексагональні, та шестипроменеві форми. Існує міжнародна класифікація форми твердих опадів взагалі. Ці форми залежать від умов атмосфери, в яких вони утворюються. Розміри окремих сніжинок, що падають у повітрі, змінюється від частин міліметра до 1 см. У сніговому покриві кристалики сніжинок дуже швидко ламаються і ущільнюються.

Сніговий покрив практично завжди має шарувату будову. Тут відбуваються складні гідрофізичні процеси. Розрізняють сухий та мокрий сніг (вміщує рідку воду). Любий сніговий покрив поступово змінюється — розвивається. Прийнято розрізняти три основних групи типів снігового покриву:

1. Свіжий та сухий (молодий) сніг. Густина сухого складає 10-20 кг/м³.
2. Ущільнений. Густина — 200-600 кг/м³.
3. Старий. Густина 300-700 кг/м³.

Старий сніг характеризується тим, що форма кристаликів повністю змінена. Вони перетворилися на невеликі зерна — фірн. Дрібнозернистий фірн характеризується розмірами часток до 1 мм, середньозернистий 1-2 мм,

крупнозернистий 2-5 мм. В певних умовах утворюється сніг-пливун, що складається з маси щільних, нерозгалужених кристалів льоду з різкими гранями і довжиною до 15 мм.

На поверхні снігу можуть утворюватися ущільнені кірки. Сонячна кірка має товщину декілька міліметрів і утворюється за рахунок оплавлення кристалів вдень, під дією прямого сонячного проміння, і наступного замерзання вночі. Наст — має товщину до 3 см і утворюється за рахунок ущільнення поверхневих шарів під дією вітру (частково разом з сонцем).

В межах льодовиків зміни снігу не завершуються утворенням фірну. Він далі змерзається і утворює зернистий (фірновий) лід з густиною до 850 кг/м^3 . Він має білий колір за рахунок включення часток повітря. Цей лід також може ущільнюватися, до 910 кг/м^3 . Повітря витискається і колір стає блакитним. Це так-званий глетчерний лід, з якого складається основна маса (тіло) льодовика. Цей термін має німецьке (Gletscher — льодовик) та латинське (glacière — лід) походження. На великих глибинах у льодовиках за рахунок великого тиску густина льоду може досягати 925 кг/м^3 , що перевищує цей показник для чистого льоду в нормальних умовах.

У товщах снігового покриву та льодовиків відбуваються такі основні гідрофізичні процеси: рекристалізація, режеляція, конжеляція, накопичення та міграція рідкої фази.

Рекристалізація являє собою фізичний процес, при якому атоми молекул перестрибують з кристалічної ґратки одного кристалу на іншу, що зумовлює поступове зростання кристалів (сніжинок).

Режеляція (повторне замерзання) полягає у плавленні та повторному замерзанні кристалів льоду (снігу, фірну), що відбувається під впливом питомого тиску всередині снігу та льоду. Режеляція снігу відбувається лише при температурах що не вимагають великого питомого тиску, тобто біля 0°C . Додатковий тиск може створюватися висотою снігового покриву, на кутах сніжинок, або при їх падінні. Частинки рідкої води при цьому замерзають на інших кристалах.

Конжеляція — повторне замерзання талої води на поверхні льоду, або фірну.

Додатково на зміну кристалів можуть впливати возгонка та сублімація. Вони сприяють загальному процесу фірнізації та утворення льоду.

Сніговий покрив являє собою рихлу масу, яка характеризується пористістю. З цим пов'язані водно-фізичні властивості снігу. До них відносять: водопрониклість, вологість та водоутримуючу здатність (під водою тут розуміють рідку фазу). Цими характеристиками сніговий покрив подібний до ґрунтів. В реальних умовах його структура (будова) може бути досить складна. У ньому можуть швидко відбуватися перебудови, фазові переходи, що ускладнює визначення водно-фізичних характеристик.

Важливими також є теплові та механічні властивості снігу та льоду. Вони відіграють вирішальну роль у багатьох природних процесах. Питома теплоємність та теплопровідність снігу та льоду набагато менші ніж у рідкої

води. Вони є теплоізоляторами. До механічних властивостей відносять міцність по відношенню до різних типів деформацій, сили зчеплення, коефіцієнти внутрішнього тертя, в'язкість, пластичність, твердість, коефіцієнти стискання та інші. В'якопластичні деформації є причиною такого явища як течія льодовиків. Вона відбувається під впливом постійних і достатніх навантажень від власної ваги. Повністю ці процеси ще не досліджені. Крім шаруватої течії тут має місце розколювання та ковзання. Всередині льодових мас також існують прошарки рідкої води дуже малої товщини (молекули). Вони, як змазка, сприяють ковзанню.

Особливою властивістю льоду є адгезія. Це процес примерзання до поверхні твердого тіла (з іншого матеріалу), що залежить від його фізичних властивостей, шорсткості та температури поверхні.

1.2.7. Умови перебування води в ґрунтах та породах

Стан та властивості води в межах ґрунтів та порід залежить від їх характеристик. Тому для підземних вод прийнято розглядати фізичні та водні властивості гірських порід, а також види води в них.

Основними фізичними властивостями (факторами середовища) порід є гранулометричний (механічний) склад, густина, пористість. Під складом розуміють процентний вміст часток (фракцій) різного діаметра по масі. Густина власно породи залежить тільки від її мінералогічного складу (ρ). Відносною густиною називають густину природного зразка породи, разом з водою та повітрям. Для рихлих порід вона змінюється від 1,3 до 2,4 г/см³. Відносною густиною сухої породи називають густину висушеного природного зразка.

$$\rho_{c.n.} = \frac{m_{c.n.}}{V} \quad (1.31)$$

Наявність різноманітних порожнин в породах називають скважністю. Наявність капілярних порожнин називають пористістю. Це основна характеристика, що впливає на вміст та рух підземних вод. Діаметр капілярів при цьому менший ніж 1 мм, а ширина тріщин менша 0,25 мм. Її характеризують різними коефіцієнтами. Основним є коефіцієнт загальної пористості:

$$n = \frac{V_n}{V} \cdot 100\% \quad (1.32)$$

де V_n — сумарний об'єм пор, V — загальний об'єм породи. Якщо використовувати дані про густину породи, то запишемо:

$$\frac{\rho_{c.n.}}{\rho} = \frac{m_{c.n.}}{V} : \frac{m_{c.n.}}{V - V_n} = \frac{V - V_n}{V} \quad (1.33)$$

де $\rho_{c.n.}$ — густина сухої породи, ρ — густина власно породи, $m_{c.n.}$ — маса породи, V — загальний об'єм породи, V_n — загальний об'єм пор. Тепер можемо знайти пористість:

$$n = \frac{V_n}{V} \cdot 100\% = (1 - \rho_{c.n.}/\rho) \cdot 100\% \quad (1.34)$$

Вода присутня в гірських породах в різному стані і знаходиться з ними у тісній взаємодії. За ступенем рухомості, характером зв'язку з породою та впливом на її властивості виділяють п'ять основних категорій (видів) води:

- 1) зв'язана вода,
 - а) хімічно зв'язана,
 - б) фізично зв'язана;
- 2) вода, зв'язана капілярними силами;
- 3) вільна вода;
- 4) кристалічна вода (лід);
- 5) водяна пара.

Хімічно зв'язана вода за В.І. Вернадським поділяється на конституційну, кристалізаційну та цеолітну. Перша з них хімічно зв'язана з речовиною мінералу. Друга лише приймає участь у побудові кристалічних ґраток. Третя фактично є різновидом другої, але відрізняється малою міцністю зв'язків з мінералом.

Фізично зв'язана вода утримується на поверхні мінералів. Перший її тип — міцнозв'язана, адсорбційна, гігроскопічна. Вона утримується молекулярними та електричними силами зчеплення, може бути виділена тільки шляхом випаровування і присутня головним чином у глинистих породах. Шар гігроскопічної води при неповній гігроскопічності складає 1-3 молекули, а при максимальній гігроскопічності 10-20 молекул. Другий тип фізично зв'язаної води — рихлозв'язана, плівкова. Вона утворює плівку зверх максимальної гігроскопічності, може рухатися від часток з більшою товщиною плівки до меншої. Основні сили, що на неї діють — міжмолекулярні взаємодії. Вони перевищують прискорення вільного падіння у 70 000 раз. Тому напрямок руху може бути будь-який. Переміщення її може відбуватися також шляхом випаровування та конденсації (переносу вологи).

Усі зв'язані води практично не приймають участь в активному колообізі води. Лише частина плівкової води може бути засвоєна рослинами.

Капілярна вода утворюється після повного насичення гірських порід фізично зв'язаною, заповнює пори та тонкі тріщини. В залежності від ступеня заповнення пор та зв'язку з ґрунтовими водами вона поділяється на капілярно-стикову, капілярно-підвішену, капілярно-підняту та капілярно-роз'єднану. Більша їх частина грає важливу роль у живленні ґрунтових вод та рослин. За рахунок випаровування та фільтрації вона рухається, приймає участь у колообізі води. Основні сили, що на неї діють — меніскові.

Вільна (гравітаційна) вода — це краплиннорідка вода, що заповнює тріщини та крупні пори.

Її рух відбувається під дією сили тяжіння та градієнту напору, частково капілярних сил. Під час руху вона може механічно руйнувати (розмивати) породу, виносити та перевідкладати дрібні частки. Переважає над іншими видами води тільки у крупнофракційних відкладах (крупний пісок, гравій, галечник) та у тріщинуватих породах.

Вода у твердому стані (лід) зустрічається у вигляді кристалів, прошарків, лінз. Останні можуть досягати потужності у десятки метрів. Розрізняють: 1)

похований лід надземного походження, 2) викопний лід підземного походження та 3) льодові включення, що входять до складу гірських порід.

Водяна пара заповнює разом з повітрям вільні від води частини порожнин. Виконує роль переміщувача вологи. Переміщення залежить від пружності, тобто від загальної вологості та температури. В деяких випадках (відносно сухі території) конденсація водяної пари з атмосфери в межах відносно охолоджених ґрунтів, особливо вночі, має певне значення для поповнення запасу підземних вод.

Водні властивості ґрунтів та порід визначаються їх фізичними властивостями та наявністю вологи. Основні з них: вологість, вологоємність, водовіддача, капілярність та водопроникність. Кожна з них може бути описана різними кількісними показниками, тобто це відносно складні, комплексні гідрофізичні характеристики.

Вологість — це фактичний вміст води у породі (на відміну від вологоємності — як можливості, потенціалу). Розрізняють масову та об'ємну вологість.

$$W_m = \frac{m_e}{m_{c.n.}} \cdot 100\% = \frac{m - m_{c.n.}}{m_{c.n.}} \cdot 100\% \quad (1.35)$$

де W_m — масова вологість, m_e — маса води, $m_{c.n.}$ — маса сухої породи, m — маса всієї породи (разом з водою).

$$W_{об.} = \frac{V_e}{V} \cdot 100\% \quad (1.36)$$

Де $W_{об.}$ — об'ємна вологість ґрунту або породи, V_e — об'єм води, V — загальний об'єм.

Якщо врахувати, що, $V = \frac{m_{c.n.}}{\rho_{c.n.}}$ то:

$$W_{об.} = \frac{V_e \cdot \rho_{c.n.}}{m_{c.n.}} \cdot 100\% = \frac{m_e \cdot \rho_{c.n.}}{m_{c.n.} : \rho_e} \cdot 100\% = \frac{W_m \cdot \rho_{c.n.}}{\rho_e} \quad (1.37)$$

Вологість також характеризують коефіцієнтом насичення породи:

$$K_w = \frac{W_{об.}}{n} = \frac{V_e}{V_n} \quad (1.38)$$

Якщо води нема, то $K_w = 0$ (як і $W_{об.}$). Якщо вода заповнює всі пори, то $K_w = 1 (V_{води} = V_{пор})$.

Вологоємністю називають властивість порід вміщувати та утримувати певну кількість води. Відповідно до різних видів та умов утримування води розрізняють певні види вологоємності. Повною вологоємністю називають (W_n) — сумарний вміст у породі всіх видів води при повному заповненні нею порового простору. Особливим показником є водовіддача — властивість водонасиченої породи (або ґрунту) віддавати воду шляхом вільного стікання.

$$\mu = \frac{V_{e.в.}}{V} \cdot 100\% \quad (1.40)$$

де μ — питома водовіддача, $V_{e.в.}$ — об'єм води, що вільно стекла, V — об'єм породи.

Різницю повної вологоємності та вологості називають дефіцитом вологи:

$$d_i = W_n - W_m \quad (1.40)$$

де d_i — дефіцит вологи, W_n — повна вологоємність, W_m — масова вологість.

Водопроникністю порід називають їх властивість пропускати через себе воду при наявності перепадів тиску. Вона залежить від гранулометричного складу та характеру пористості ґрунту або породи. За ступенем водопроникності їх поділяють на три групи: водопроникні (галечник, гравій, крупний пісок), слабоводопроникні (дрібний та глинистий пісок, супісок, лес), практично водонепроникні тобто водотриви (кристалічні породи без тріщин, більшість глин). Глини мають дуже велику пористість, але ці пори настільки дрібні, що вода по них практично не може рухатися.

Під капілярністю породи розуміють властивість вміщувати (утримувати), або пропускати капілярну воду. Виділяють швидкість руху та висоту капілярного підняття. Остання залежить від величини пор, складу породи, температури та інших факторів. Пониження температури та збільшення мінералізації приводять до збільшення в'язкості та поверхневого натягу. Відповідно — висота капілярного підняття збільшується. Його величина змінюється від нуля (галька, гравій) до 12 м (деякі види глин).

1.2.8. Механіка рідини і дослідження природних вод

Використання водних ресурсів для технічних та господарських потреб почалося у глибоку давнину (див. 1.1.1). Тоді проводились як гідротехнічні так і суднобудівні та інші роботи. Але повинні були пройти віки та тисячоліття, до того як почали з'являтися перші спроби дати кількісну оцінку явищ, розвинути певні теоретичні погляди. Одною з перших наукових праць, що збереглася до наших днів є праця Архімеда про плавання тіл (250 р. до н.е.). Цікаво, що вона не втратила свого значення (як і багато інших наукових досягнень давніх греків). Трохи пізніше Ктезибій винайшов пожежний насос, водяний годинник та інші пристрої. Герону Олександрійському належить опис сифону, водяного органу, автомату для відпуску рідини та ін. Давні римляни вже звертали увагу на залежність між площею живого перетину та похилом водного потоку, на опір руху в трубах, на нерозривність руху рідини. Пройшли ще віки і лише у XVIII столітті склалися достатні умови для створення механіки рідини. В цей час були закладені її теоретичні основи, в основному працями Д.Бернуллі (1700-1782), Л.Ейлера (1707-1783) та Ж.Д'Аламбера (1717-1783). Великий внесок в цей період зробили також Ж.Лагранж (1736-1813) та П.Лаплас (1749-1827).

Поряд з цим у Франції поступово формувалась особлива школа — школа вчених-інженерів, які стали формувати механіку рідини як технічну (прикладну) науку. Їй дали назву “гідравліка”. Яскравими представниками цієї школи були Піто (1695-1771), Шезі (1718-1798), Борда (1733-1799), Дюбуа (1734-1809). Технічний напрямок механіки рідини розвивався і в інших країнах. Наприклад в Італії проф. Вентурі (1746-1822) досліджував витікання води з отворів та насадків різної форми, описав стискання транзитного струменя та ін. Німецький вчений-інженер Вольтман (1757-1837) опублікував працю “Теорія та застосування гідромеханічних крил”, де

розглянув прилади для вимірювання швидкості течії — гідромеханічні млинки.

Дослідження в області механіки рідини поступово формували основу для розуміння фізичних процесів, що відбуваються у природних водних об'єктах. Перші спроби використання таких підходів відносяться до XIX століття. Але дійсно широке застосування розпочалось на межі та початку XX століття.

Різниця між теоретичною та технічною гідромеханікою збереглась до наших днів (хоча існує також тенденція їх зближення і поєднання методів). Ця різниця позначилась і на дослідженнях природних вод. Так рух води у річках описують переважно засобами гідравліки, а течії в океанах переважно — теоретичної гідромеханіки. Точніше, океан описують за допомогою законів гідротермодинаміки. Вони застосовуються і для атмосфери, і для всієї так-званої кліматичної системи Землі (див. частину 3 підручника). Існують також спроби розвивати теорію руслових потоків методами теоретичної гідромеханіки. Молодою, швидко прогресуючою галуззю науки є геофізична гідродинаміка, яка розглядає термодинамічні закони руху в рідинах (газах), що обертаються (наприклад разом з планетами). Тут використовують також знання магнітогідродинаміки, фізики плазми, нелінійної механіки та ін. Характерними ознаками сучасних досліджень є все більше застосування досягнень теорії імовірностей і математичної статистики, а також математичного моделювання, числових методів, інформатики. Все це дає змогу глибше проникати в сутність процесів розвитку водних об'єктів Землі, загальних гідрологічних закономірностей. Тому, при вивченні гідрології, неможливо обійти увагою деякі первинні, базові уявлення про механіку природних вод.

1.2.9. Основи статички природних вод

Гідростатика розглядає закони рідин, що знаходяться у стані спокою. Основною відмінністю рідин є рухомість (“текучість”). Вони не створюють відчутного опору змінам форм при постійному об'ємі. Але при змінах об'єму вони проявляють пружність. Такі сили пружності в рідині (та газі) називають силами тиску. Більшість рідин дуже мало змінюють об'єм при їх стисканні. Тому їх умовно рахують “нестискаємими”. На відміну від однонаправленого опору твердих тіл, опір (пружність, сили тиску) рідин розповсюджується в різні боки. Це пов'язано з їх рухомістю. Для того, щоб рідина знаходилась у стані спокою, рівноваги, при взаємодії з твердими тілами, необхідно щоб сили тиску діяли строго нормально до їх поверхні. Це стосується поверхонь любой конфігурації. Сили тиску також розподілені по поверхнях, а не діють на якісь окремі точки, чи ділянки. Тому результуючі сили залежать не тільки від ступеня стискання, але і від площі поверхні. Для того, щоб виключити останній фактор вводять поняття тиску.

Тиском на даній ділянці поверхні називають відношення загальної сили тиску, що діє на дану ділянку, до площі ділянки.

$$P = \frac{F}{S} \quad (1.41)$$

Бувають випадки, що сили тиску розподілені по поверхні нерівномірно. Це значить, що змінюється тиск (рис. 1.27).

Тиск можна вимірювати, якщо реєструвати дію сил тиску на відносно невеликі поверхні. Так діють барометри. При цьому виявлено, що тиск не залежить від розташування таких поверхонь. Тобто він залежить тільки від ступеня стискання рідини (газу) у даному місці.

За одиниці тиску прийнято:

$$1. \text{ Система СИ: } Pa \text{ (паскаль)} = 1 \frac{H}{M^2}.$$

$$2. \text{ В метеорології: } 1 \text{ бар} = 10^5 Pa = 1000 \text{ мбар.}$$

$$3. \text{ Технічна атмосфера (ат.)} = 1 \frac{kgf}{cm^2} \approx 9,81 \cdot 10^4 Pa.$$

$$4. \text{ Фізична атмосфера (атм.)} = 10,1325 \cdot 10^4 Pa.$$

Знаючи тиск можна розраховувати сили тиску. Для плоскої поверхні:

$$F = p \cdot S \quad (1.42)$$

Для інших поверхонь (неплоских) їх розбивають на елементарні плоскі ділянки, а відповідні сили тиску додають як вектори.

Найбільш важливим для гідрології випадком є рівновага води, що знаходиться під впливом атмосферного тиску та сили тяжіння Землі.

Розглянемо це на прикладі (рис. 1.28). Для одиниці маси води записують таке співвідношення:

$$dp = \rho g dz \quad (1.43)$$

Після інтегрування:

$$p = \rho g z + c \quad (1.44)$$

На вільній поверхні $z = 0$; $c = p_0$ — зовнішній тиск. Таким чином:

$$p = p_0 + \rho g z = p_0 + p_{z/c} \quad (1.45)$$

де $p_{z/c}$ — надлишковий, або гідростатичний тиск. Цей вираз називають основним рівнянням (законом) гідростатичного тиску. Зовнішній тиск діє однаково в будь-якій точці води. Це явище відоме, як закон Паскаля: зовнішній тиск, що діє на вільну поверхню рідини у стані спокою в замкненій посудині, передається всім часткам рідини з однаковою силою (без змін).

Врівноважена рідина характеризується певною потенційною енергією. Вона залежить не тільки від положення заданого об'єму над площиною порівняння (Z_1) але і від надлишкового тиску $p_{z/c}$ (оскільки він може виконати роботу по підняттю рідини на висоту h_1 — відстань до вільної поверхні). Таким чином:

$$E_n = mgz_1 + mgh_1 \quad (1.46)$$

Якщо її віднести до одиниці ваги, то:

$$E_n^1 = Z_1 + h_1 \quad (1.47)$$

де E_n^1 — питома потенційна енергія. Для будь-яких інших точок $E_n^1 = Z_2 + h_2$, тобто:

$$E_n^1 = const \quad (1.48)$$

Оскільки $\rho gh = P_{z/c}$, можемо також записати:

$$E_n^1 = Z + \frac{P_{z/c}}{\rho g} = Z + \frac{P_{z/c}}{\gamma}, \quad (1.49)$$

де γ — питома вага.

Таким чином загальна питома потенційна енергія складається з питомої потенційної енергії положення і питомої потенційної енергії гідростатичного тиску.

З гідростатичним тиском пов'язані також архімедова сила (плавучість тіл). На нижню поверхню любого тіла діє більша загальна сила тиску ніж на верхню. Тому їх результуюча направлена вверх. (У водних потоках, що мають нахил поверхні, вона діє від шарів з більшим тиском до шарів з меншим, тобто приповерхневих). Розглянемо приклад. Сили тиску на бічні грані врівноважені. На верхню грань діє сила $P_1 = \rho ghS$, на нижню $P_2 = \rho g(h+H)S$. Їх різниця складає:

$$P = P_2 - P_1 = \rho ghS + \rho gHS - \rho ghS = \rho gHS \quad (1.50)$$

Це є вага води (рідини), що витиснута (замінена) об'ємом даного тіла. Це закон Архімеда: тіло, що занурене в рідину втрачає у своїй вазі стільки, скільки важить витиснута ним рідина. Тіло, що має меншу усереднену густину ніж вода, плаває.

Закони гідростатики використовують у дослідженнях стійкості природних вод у водоймах, плавучості льодових утворень та в інших питаннях.

1.2.10. Загальні поняття та визначення гідродинаміки

Гідродинаміка вивчає рух рідин (гр. dynamikos — такий, що має відношення до сили, силовий).

Якщо розглядають особливості руху без вияснення його причин (сил, що діють), то говорять про кінематику рідин, або рідкого тіла (гр. kinema — рух).

Головними задачами гідродинаміки є знаходження швидкостей течії (витрат води) та тиску, які виникають в рідині, що рухається, а також визначення форм вільної поверхні.

В технічній гідродинаміці (гідравліці) як правило досліджують тиск та швидкість не в окремих точках простору, а осереднені, сумарні характеристики.

Як правило рідину при цьому уявляють (представляють) я однорідне, суцільне, неперервне середовище — континуум (від лат. continuum — неперервне, суцільне). Сили, що діють на рідину поділяють на дві групи: внутрішні та зовнішні. Внутрішніми називають сили взаємодії між матеріальними точками (частинами, елементарними об'ємами) рідини. Наприклад сили в'язкості, внутрішнього тертя розподілені по всьому об'єму. Зовнішні сили діють на даний об'єм зі сторони інших тіл, або фізичних полів. Їх поділяють на масові та поверхневі.

1) Масові сили діють на всі частки даного об'єму, їх величина пропорційна масі рідини. Вода відноситься до однорідних рідин, які скрізь мають однакову густину. Значить величина масових сил пропорційна також

до об'єму і їх можна назвати об'ємними. До них відносять силу тяжіння та сили інерції.

2) Поверхневі сили — прикладені до поверхні, що обмежує досліджуваний об'єм рідини. При рівномірному розподілі їх величина пропорційна площі. Як правило, це різноманітні сили тертя, або зовнішнього тиску. Розрізняють нормальні та дотичні сили.

Часто сили, що діють, розглядають як одиничні: масові — віднесені до одиниці маси, а поверхневі — до одиниці поверхні. Оскільки масова сила дорівнює добутку маси на прискорення, то одинична сила чисельно дорівнює цьому прискоренню.

Одинична поверхнева сила називається напругою. Відповідно розрізняють нормальні та дотичні напруги.

Крім описаних основних сил на водні потоки діє специфічна сила, пов'язана з добовим обертанням Землі. Це сила Коріоліса. Її дію можна продемонструвати на такому досліді. Обертання посудини імітує добове обертання Землі. Причому при напрямку проти годинникової стрілки описуємо північну півкулю Землі, а за годинниковою стрілкою — південну півкулю. Поверхня рідини приймає ввігнуту форму, так що нахил рівня врівноважує відцентрову силу. Якщо спробувати рухати якесь плаваюче тіло в різних напрямках, то внаслідок змін абсолютних значень та векторів лінійних швидкостей будуть виникати сили інерції, які будуть відхиляти тіло.

Ці відхилення можна розглянути також на моделі (малюнку) Землі. Якщо потік рухається з півночі на південь, то вектори лінійних швидкостей збільшуються і сила інерції діє вправо. Якщо потік рухається з півдня на північ вектори лінійних швидкостей зменшуються і потік повинен повертати ліворуч, але сили інерції знову діють вправо. Тобто інерція діє проти змін швидкостей. Якщо потік рухається з заходу на схід, то за рахунок обертання Землі його положення змінюється, тобто змінюється напрямок вектора швидкості. Інерція проти змін напрямку діє вправо. Якщо потік рухається зі сходу на захід його все одно переносить разом з Землею на схід (швидкість обертання Землі більша, ніж швидкість потоку). Напрямок вектору швидкості зміщується вліво, а сили інерції діють вправо. Таким чином в якому б напрямку не рухалось тіло (потік) у північній півкулі, воно завжди буде мати прискорення вправо. Це прискорення реалізується через певні процеси. У південній півкулі воно діє вліво. Дослідження цього явища проводив французький фізик Гюстав Гаспар Коріоліс. Їх результати були опубліковані у 1835 році.

Прискорення Коріоліса обчислюють так:

$$a_k = 2v \cdot \omega \sin \varphi \quad (1.51)$$

де v — швидкість руху тіла або потоку, ω — кутова швидкість добового обертання Землі, φ — географічна широта місця.

$$\omega = \frac{2\pi}{1 \text{ доба}} = \frac{2\pi}{86400 \text{ с}} \approx 7,27 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1} \quad (1.52)$$

Оскільки — постійна величина, то деколи записують:

$$a_{\kappa} = 1,5 \cdot 10^{-4} \cdot v \cdot \sin \varphi \left(\frac{m}{c^{-2}} \right) \quad (1.53)$$

На полюсі $\sin \varphi = 1$, а на екваторі — 0. Таким чином прискорення поступово зменшується при переміщенні в сторону екватора від $2v\omega$ до нуля. Сучасний доказ (аналіз) описаних ефектів проводять за допомогою методів векторного аналізу.

Ще один особливий вид сил, що діє в потоках, пов'язаний з так-званим гідродинамічним тиском, а точніше, з його поздовжнім градієнтом. Горизонтальні зміни гідростатичного тиску, що пов'язані з нерівномірним розподілом густини та іншими факторами, створюють направлений рух води, течію. Але при цьому в реальних умовах в'язкої рідини напруги, що виникають в різних напрямках, неоднакові. Тобто тиск набуває нову властивість.

$$P_x \neq P_y \neq P_z \quad (1.54)$$

У зв'язку з цим використовують гіпотезу:

$$P = \frac{1}{3}(P_x + P_y + P_z), \quad (1.55)$$

де P — гідродинамічний тиск у точці. Крім того енергія, пов'язана з дією горизонтального градієнта тиску — $gradP$, постійно переходять в кінетичну (пропорційну v^2). Тобто сили гідродинамічного тиску виконують не потенційно можливу (як у гідростатиці), а дійсну, постійну роботу.

Гідродинаміка оперує деякими первинними (загальними) поняттями, без яких не можливе пізнання закономірностей руху рідин. Частки рідин рухаються за певними траєкторіями, але вони досить складні, тому говорять також про уявні лінії току. Система ліній току виражає миттєву картину руху. Пучки ліній току через елементарні площадки $(d\omega)$ — називають елементарними струменями. Потік складається з елементарних струменів.

Якщо розглянути поверхню в межах потоку скрізь нормальну до лінії току, то її називають живим перерізом. На практиці складний живий переріз заміняють на плоский. В усіх його точках повинні існувати значущі поздовжні швидкості, направлені в загальному напрямку течії.

Мінливі швидкості часто замінюють на середні, які є фіктивними, уявними. Осереднені швидкості та розміри живого перетину впливають на характеристику величини потоку. Нею є витрата — кількість води, що проходить через живий переріз потоку за одиницю часу. Витрати можуть бути масовими $(\kappa z / c)$, або об'ємними $(m \text{ } \% ; l / c)$. Найбільше використовують останні.

$$Q = \omega \cdot v, \quad (1.56)$$

де Q — витрата, ω — площа живого перетину, v — середня в перетині швидкість. Витрату також можна визначити вимірявши час наповнення потоком певної ємкості:

$$Q = \frac{V}{t}. \quad (1.57)$$

Розподіл реальних швидкостей у просторі і часі характеризують через поняття поля швидкостей (швидкісного поля). Можна розглядати поле миттєвих, або осереднених в часі швидкостей. Це векторне поле, яке аналізують за допомогою спеціальних методів. Його спрощені графічні відображення можна представити як епюри швидкостей (розподіл поздовж певних ліній), за допомогою ліній однакових швидкостей — ізотах, а також за допомогою інших графіків (наприклад годографів).

Якщо потік має вільну поверхню, то довжину лінії контакту з твердими стінками в поперечному перерізі називають змоченим периметром^(χ). Відношення площі перерізу до змоченого периметру називають гідравлічним радіусом:

$$R = \frac{\omega}{\chi} \quad (1.58)$$

Він показує — яка частина площі перерізу приходить на одиницю довжини лінії контакту з твердою поверхнею, або на скільки в середньому віддалені частки потоку від цієї поверхні. Оскільки тут формується основне тертя, гідравлічний радіус також характеризує ступінь гальмування.

На рух води впливає також похил потоку. В загальному випадку розрізняють похил дна та поверхні. Крім того в першу чергу розглядають поздовжній похил, хоча існують також поперечні.

$$I = \frac{\Delta Z}{L} \quad (1.59)$$

де I — поздовжній похил, ΔZ — перепад висот на ділянці потоку; L — довжина ділянки. Одиниці вимірювання: $\frac{м}{км} = \text{‰}$ (промилле, одна тисячна частка).

За рахунок дії сили гравітації більшість природних водних потоків досить розпластані. Тобто у них спостерігається велике співвідношення B/h , де B — ширина, h — середня глибина. Такі потоки називають плоскими. В деяких випадках B/h — може досягати декількох сотень. Переріз плоского потоку можна схематизувати у вигляді видовженого прямокутника, тому:

$$\omega = B \cdot h \quad (1.60)$$

З іншого боку, h оскільки набагато менше ніж B , то змочений периметр

$$\chi = B + 2h \longrightarrow B \quad (1.61)$$

Таким чином:

$$R = \frac{\omega}{\chi} \approx \frac{\omega}{B} = h, \quad (1.62)$$

або $R \longrightarrow h$.

Крім однонаправленого руху потоків гідродинаміка розглядає також обертові, хвильові рухи, перемішування. Вони частково будуть описані далі.

При розгляді основного закону гідростатики ми вже говорили про те, що питому енергію (віднесену до одиниці ваги води) будемо називати напором.

Це також одне з основних понять гідродинаміки. Наприклад, у плоских потоків є певним енергетичним показником.

1.2.11. Види руху водних потоків

Описати все різноманіття рухів рідини практично неможливо. Тому виділяють певні абстраговані, основні уявлення. Рух твердих тіл може бути поступальним та обертовим. Для рідин ці два види можна доповнити деформаційним, пов'язаним зі змінами форми досліджуваного об'єму (рідкого тіла). Можна також розрізняти односпрямовані потоки рідин, хвилі та перемішування. Особливою їх характеристикою є завихреність. Хвилі та перемішування будуть розглянуті в 1.2.17 та 1.2.18. Тому тут ми зупинимось на поступальних потоках. Для них розрізняють потенційний (безвихровий) та завихрений рух. Вважають, що рух обмежених твердими стінками потоків умовно може бути потенційним (хоча фактично внутрішні завихрення існують).

Далі розрізняють сталий та несталий рух. Сталим вважають рух, коли кожна точка потоку характеризується певною швидкістю, що не змінюється в часі. Можна записати, що швидкість залежить тільки від координат:

$$u = f(x; y; z) \quad (1.63)$$

При цьому система ліній току також незмінна (стаціонарна).

Змінний в часі, або несталий рух можна поділити на дві частини:

- а) швидкості змінюються повільно — плавнозмінний рух;
- б) швидкості змінюються швидко — швидкозмінний рух.

За змінами у просторі виділяють рівномірний та нерівномірний рух. Рівномірним називають такий, коли площі перетину поздовж течії залишаються постійними, а швидкості у відповідних точках однакові. Епюри швидкостей також вважаються сталими.

Нерівномірний рух це рух змінний поздовж течії. При цьому у випадку відносно невеликих та плавних змін його вважають квазірівномірним (лат. quasi — ніби то).

Співвідношення та особливі випадки (аспекти), сталого, несталого, рівномірного та нерівномірного руху можуть бути досить складні. Але на практиці вважають, що не може бути рівномірного несталого руху.

Стан руху (течія) може також бути спокійним, або бурхливим. Ці особливості будуть розглянуті в 1.2.16.

Як вже говорилося в 1.2.10 у природі досить розповсюджені плоскі потоки. В гідродинаміці плоскими називають потоки, у яких елементи руху змінюються в одній площині (по глибині та довжині) і не змінюються в третьому координатному напрямку (по ширині). Такий підхід значно спрощує вирішення багатьох задач, але його не завжди можна застосовувати. Вважають, що плоскість потоку пов'язана з незначним впливом бічних стінок (берегів).

У залежності від загальних умов та характеру діючих сил розрізняють напірний та безнапірний (вільний) рух. Останній характеризується наявністю вільної поверхні потоку і відбувається під дією масових сил або вітру.

Напірний рух — це такий, коли потік з усіх боків обмежений твердими стінками, а сили, що діють включають зовнішній тиск (вплив зовнішнього фактора, джерела тиску). Він може спостерігатися у напірних водоносних пластах артезіанських вод, деколи у річках під суцільним льодовим покривом, у технічних спорудах.

Особливими є потоки у водоймах (течії). У невеликих водоймах вони здебільшого тимчасові. Постійні, більш розвинуті, крупномасштабні течії існують в океанах та морях. Спробуємо описати лише деякі основні їх риси.

Зовнішніми причинами розвитку течій є дія вітру, припливоутворюючі сили, зміни атмосферного тиску, зміни рівневої поверхні океану (денівеляції) внаслідок поступання або втрачання води (стік річок, опади, випаровування). До внутрішніх причин відносять горизонтальні неоднорідності поля густини, що виникають внаслідок неоднорідності розподілу (поля) температур та солоності. Всі ці причини (сили) є первинними. разом з течіями виникають вторинні сили, які відсутні у нерухомій воді. До них відносять інерційні, силу Коріоліса, тертя та ін. Вторинні сили змінюють вплив первинних.

До основних видів течій відносять вітрові (дрейфові), які взаємопов'язані також з градієнтними (вплив вітру на неоднорідність поля тиску); припливні; бароградієнтні (пов'язані зі змінами атмосферного тиску); а також густинні (термохалінні, пов'язані з неоднорідностями поля температур та солоності).

Особливим аспектом руху природних водних потоків є включення іншорідних елементів (твердих часток, кристалів та скупчень льоду, бульбашок газу та ін.). Такі потоки називають двофазними (хоча можуть існувати і трьохфазні). Ці явища характеризують також як особливі стани рідини. При цьому воду (потік) вже не зовсім правильно розглядати як континуум, необхідно враховувати порушення її суцільності, неперервності. Виділяють два основних випадки:

- 1) перехід води у твердий, або газоподібний стан;
- 2) приєднання до потоку газоподібних та твердих тіл.

Двофазні (багатофазні) потоки розглядають як особливі, аномальні рідини, що підкоряються власним, складним закономірностям.

Рух водних потоків може бути пов'язаний з розвитком їх форм. Наприклад відомі такі процеси як утворення струменів, меандрування, роз'єднання потоків на окремі частини (розгалуження). В цілому дослідження видів руху ще далеко не завершені. Можна, зокрема, сказати, що в потоках поєднуються поступальний та обертові рухи, при переважанні першого. Але крім потоків існують інші загальні рухи — хвилі, окремі вихорі. Вони поділяються на свої основні складові. Нарешті — різні загальні рухи можуть переходити один у другий (течії у вихорі та ринги, хвилі у прибережній течії і т.д.).

1.2.12. Два режими руху рідини

На протязі XIX століття рядом дослідників було встановлено існування двох принципово різних режимів руху рідини. Найбільш повно це питання вивчив англійський фізик О.Рейнольдс у 1881-1883 роках. Тим самим він

започаткував розвиток одної з найважливіших галузей гідродинаміки (і всієї фізики) — теорії турбулентності. Цей розвиток продовжується і до нині.

Рейнольдсом була створена спеціальна дослідна установка в якій зафарбовану рідину випускали з тонкої трубки в потік основної рідини (води). Внаслідок дослідів було встановлено, що при малих швидкостях потоку ($v < v_k$, де v_k — критична швидкість) фарба тече тонким прямолінійним струменем. При швидкостях $v > v_k$ вона спочатку розпливається, а потім (при збільшенні швидкостей) одразу зафарбовує весь потік. Таким чином у першому випадку рідина тече паралельними шарами (струменями), а у другому — хаотично переміщується. Перший тип руху називають ламінарним (лат. *lamina* — пластинка), тобто шаруватим, плоским. Другий тип руху називають турбулентним (лат. *turbulentus* — безладний, неупорядкований), тобто вихровий, хаотичний. (Надалі поступово розвивались уявлення про структурованість, організованість турбулентного руху).

Рейнольдс провів також перші теоретичні дослідження турбулентності. Зокрема була запропонована формула для розрахунку v_k . В сучасному записі вона має вигляд:

$$v_k = \frac{\nu \cdot Re_k}{R}, \quad (1.64)$$

де ν — кінематичний коефіцієнт в'язкості ($\text{см}^2/\text{с}$), Re_k — безрозмірне число Рейнольдса, R — гідравлічний радіус потоку (см). Відповідно число Рейнольдса записують так:

$$Re = \frac{v \cdot R}{\nu}. \quad (1.65)$$

Вважають, що воно є показником розвинутості турбулентного руху.

Рейнольдс при виводі даної залежності використав так-званий метод розмірностей. Зробивши припущення, що v_k залежить від трьох величин ρ — густини рідини, μ — динамічний коефіцієнт в'язкості та D — діаметр труби, можна записати:

$$v_k = a \cdot \rho^x \cdot \mu^y \cdot D^z, \quad (1.66)$$

де a — невідомий постійний безрозмірний коефіцієнт. Запишемо розмірності величини:

$$[v_k] = \frac{L}{t}; [\mu] = \frac{M}{L \cdot t}; [\rho] = \frac{M}{L^3}; [D] = L, \quad (1.67)$$

де L — довжина, t — час, M — маса.

Значить:

$$\frac{L}{t} = \left(\frac{M}{L^3} \right)^x \cdot \left(\frac{M}{L \cdot t} \right)^y \cdot (L)^z. \quad (1.68)$$

Перепишемо:

$$L t^{-1} = M^{x+y} \cdot L^{-3x-y+z} \cdot t^{-y}. \quad (1.69)$$

Для того, щоб рівність виконувалась, показники степені у лівій та правій частинах повинні бути рівні. Тоді виникає система рівнянь:

$$\begin{cases} x + y = 0; \\ -3x - y + z = 1; \\ -y = -1. \end{cases} \quad (1.70)$$

Звідки: $y = 1; x = -1; z = -1$. Таким чином:

$$\nu_k = a \cdot \rho^{-1} \cdot \mu^1 \cdot D^{-1} = \frac{a\mu}{\rho \cdot D}. \quad (1.71)$$

Якщо замінити a на Re_k , $\frac{\mu}{\rho} = \nu$ і D на R , то приходимо до визначення (1.66):

$$\nu_k = \frac{\nu \cdot Re_k}{R}.$$

Дослідження Рейнольдса також показали, що різним режимам руху відповідають і різні залежності втрат енергії (напору) від швидкості течії. Графічно це можна відобразити так. На ділянці OA залежність для втрат має лінійний характер:

$$h_f = k_a \cdot \nu, \quad (1.72)$$

де h_f — втрати на внутрішнє тертя в рідині, k_a — коефіцієнт пропорційності для ламінарного руху. На ділянці BC закон такий:

$$h_f = k_t \cdot \nu^n, \quad (1.73)$$

де k_t — коефіцієнт пропорційності для турбулентного руху, $n \rightarrow 2$. На ділянці (в областях) AB діє змішаний закон:

$$h_f = k_a \nu + k_t \cdot \nu^n, \quad (1.74)$$

У цій області особливо нестійкий ламінарний режим. При найменшій дії додаткових зовнішніх факторів він переходить у турбулентний. Слід також зауважити, що k_t — набагато більший ніж k_a . Витрачена механічна енергія переходить у теплову. Цей процес називається дисипація (розсіювання).

Внаслідок досліджень турбулентності було також встановлено, що перехід від турбулентного руху до ламінарного відбувається при більш низьких швидкостях ніж навпаки. Тому розрізняють критичну швидкість верхньої межі переходу $\nu_{к.в.}$ —, та нижньої межі — $\nu_{к.н.}$. Відповідно розрізняють верхнє критичне та нижнє критичне числа Рейнольдса (хоча вони залежать не тільки від швидкості). У проміжку між ними можливе існування обидвох режимів руху:

$$Re_{к.н.} < Re_n < Re_{к.в.}, \quad (1.75)$$

де Re_n — перехідні значення чисел. Дослідженням значень критичних чисел присвячено багато наукових праць. Вияснилося, що в різних умовах вони дещо різні. Крім того слід розрізняти числа розраховані по діаметру (труб) та

по гідравлічному радіусу $\left(R = \frac{D}{4}\right)$. За даними Рейнольдса нижнє критичне число становить 500-600, а за даними Зєгжда — 900-1000. Якщо приймати навіть це значення (1000), можна установити, що серед поверхневих водотоків та течій водойм практично не зустрічається ламінарний рух. Врахуємо, що значення складає приблизно $10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$. Для маленького потоку

глибиною 0,2 м Re досягає значення 1000 при швидкості $v_{к.г.} = 0,005 \text{ м}/\text{с} = 5 \frac{\text{мм}}{\text{с}}$. Очевидно, що швидкості завжди більші. Якщо ж глибина складає 1м, то

повинна становити $0,001 \frac{\text{м}}{\text{с}} = 1 \frac{\text{мм}}{\text{с}}$. Таким чином ламінарний рух слід шукати тільки для потоків з надзвичайно малими глибинами (гідравлічними радіусами). Ними можуть бути плівкові та фільтраційні потоки на поверхні та в межах ґрунтів та порід. Особливим випадком є рух льодовиків, оскільки в'язкість льоду досягає $10^8 - 10^{11} \frac{\text{м}^2}{\text{с}}$ (див. 1.2.6).

З турбулентним (звичайним) рухом пов'язане явище пульсації дійсних швидкостей потоку. Причому швидкості пульсують як за величиною, так і за напрямком (але говорять про пульсації трьох ортогональних компонентів).

Якщо неперервно вимірювати практично миттєві швидкості в точці потоку, то можна побудувати графік змін компонент швидкості.

Вивченням пульсацій швидкостей займається теорія турбулентності. Вони супроводжуються також пульсаціями тиску. Для розрахунків турбулентних потоків О.Рейнольдс (у 1895 р.) та Ж.Буссінеск (у 1897 р.) запропонували замінити їх на де який уявний (модель), що являє собою умовний (фіктивний) потік рідини, частки якої рухаються зі швидкостями, що дорівнюють осередненим швидкостям, а місцевий гідродинамічний тиск також дорівнює осередненому в даній точці. Цей потік називають осередненим, або моделлю Рейнольдса-Буссінеска. В ній поперечні актуальні (миттєві місцеві) швидкості виключені з розгляду, тобто не відбувається поперечний обмін.

Для того, щоб врахувати його вплив в реальних умовах, було запропоновано ввести у модель поздовжні дотичні напруги. Їх величини повинні бути такі, щоб вплив на розподіл поздовжніх швидкостей максимально відповідав впливу виключеного з розгляду поперечного обміну (поперечних швидкостей). Таким чином це уявні напруги, і за аналогією до ламінарного руху для них вводять (на пропозицію Буссінеска) закон, подібний до закону тертя Ньютона:

$$\tau_r = A \cdot \frac{du}{dn}, \quad (1.76)$$

де A — коефіцієнт турбулентного обміну. Його часто називають динамічним коефіцієнтом турбулентної в'язкості. Про деякі його застосування буде сказано в 1.2.20. Для його визначення розроблено різні емпіричні та напівемпіричні залежності, але це досить складна і мінлива величина. Її ув'язують з глибиною, швидкістю течії, її пульсаціями та ін.

У ламінарному потоці епюра швидкостей на вертикалі може бути описана формулою параболи з горизонтальною віссю, розташованою на поверхні потоку. Для турбулентних потоків розподіл швидкостей точно не встановлений (логарифмічна крива, частина еліпсу, парабола та ін.). Але однозначно встановлено, що його специфікою є те, що на дні швидкість не дорівнює нулю, і форма більш плавна ніж при ламінарному русі. Зокрема з цим пов'язана розмиваюча та транспортуєча здатність турбулентних потоків.

1.2.13. Рівняння нерозривності

Рівняння нерозривності базується на законі збереження речовини та припущенні суцільності потоку рідини.

Якщо розглядати ділянку сталого потоку на якій відсутній боковий притік, або відтік рідини і немає розривів чи стискання, то об'єм, що поступив через верхній переріз за певний проміжок часу повинен дорівнювати об'єму, що вийшов через нижній за цей же проміжок часу:

$$Q_1 dt = Q_2 dt, \quad (1.77)$$

або

$$Q_1 = Q_2 \quad (1.78)$$

Це саме можна припустити і для інших перерізів. Тобто:

$$Q_1 = Q_2 = \dots = Q_i = \text{const} \quad (1.79)$$

При сталому русі і відсутності бокового обміну витрата води у всіх перетинах зберігається однаковою. Тому рівняння нерозривності має вигляд:

$$\frac{dQ}{dS} = 0, \quad (1.80)$$

де S — шлях поздовж потоку. Якщо у (1.78) підставити $Q = \omega \cdot v$, то отримуємо:

$$\frac{v_1}{v_2} = \frac{\omega_2}{\omega_1}, \quad (1.81)$$

середні швидкості потоку зворотно пропорційні площам живих перетинів.

Описані закономірності базуються на припущенні нестискаємості та нерозривності рідини. Тому правильна назва рівняння нерозривності повинна була б бути: рівняння нестискаємості та нерозривності (сплошності) руху рідини. Але історично закріпилася перша.

Рівняння нерозривності для нестискаємої рідини, записане в диференціальній формі має такий вигляд:

$$\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} = 0 \quad (1.82)$$

Це рівняння є одним з фундаментальних у гідромеханіці. У строгій формі воно виводиться і для стискаємої рідини (газу) і для несталоного руху. У

першому випадку враховують зміни густини всередині заданого об'єму (рідкого тіла), а у другому — зміну об'єму за період часу dt .

1.2.14. Рівняння Бернуллі

Потік рідини володіє певною потенційною та кінетичною енергією. Для елементарного струменя ідеальної рідини загальна енергія повинна зберігатися. Для того щоб вивести рівняння Бернуллі використовують таку теорему механіки: зміна кінетичної енергії тіла, що розглядається, на деякому його переміщенні дорівнює сумі робіт всіх сил (зовнішніх та внутрішніх), що докладені до даного тіла на цьому ж переміщенні. Таким чином слід розглядати роботу всіх видів сил над ділянкою елементарного струменя і зміну його кінетичної енергії від початкового та кінцевого живого перерізу. В даному випадку діють: сила тяжіння, сили гідродинамічного тиску та сили зовнішнього тиску. Зміни потенційної енергії враховані роботою сили тяжіння. В результаті отримують таке рівняння:

$$H = Z + \frac{P}{\rho g} + \frac{u^2}{2g} = \text{const} \quad (\text{поздовж струменя}), \quad (1.83)$$

де Z — висота положення (відмітка); P — гідродинамічний тиск; u — швидкість течії. Це рівняння розкриває найбільш загальних зв'язок між тиском та швидкістю руху часток в потоках рідини. Його в якісній (усній) формі описав Даниїл Бернуллі у 1738 році. Воно стосується сталого руху. Для несталого руху всі величини змінюються у часі.

При переході до реальної рідини слід врахувати додатково роботу сил тертя. Вони переводять частину механічної енергії у теплову. Ця частина називається втратами енергії. Їм відповідає зменшення загального напору H . Внаслідок цього рівняння Бернуллі приймає вигляд:

$$Z_1 + \frac{P_1}{\rho g} + \frac{u_1^2}{2g} = Z_2 + \frac{P_2}{\rho g} + \frac{u_2^2}{2g} + h_f, \quad (1.84)$$

або

$$H_1 = H_2 + h_f. \quad (1.85)$$

Нагадаємо (1.2.8), що напір це енергія, віднесена до одиниці ваги. Він має геометричний (висота) та енергетичний аспекти. Тому, відповідно, говорять про геометричну та енергетичну трактовку (інтерпретацію) рівняння. В геометричній трактовці Z — це перевищення над певною площиною порівняння.

$\frac{P}{\rho g}$ — п'єзометрична висота, що відповідає гідродинамічному тиску P у точці. $\frac{u^2}{2g}$ — швидкісний напір (деколи його називають живою силою). Це висота, на яку може бути припіднятий стовпчик води завдяки кінетичній енергії набігаючого потоку. Її виміряють за допомогою так-званих трубок Піто. (За рахунок прямого зрізу отвору потік створює тиск на воду у трубці і

«нагоняє» її до висоти $\frac{u_2}{2g}$. Якщо ж ввести замість такої трубки обтічний, спеціально сконструйований зонд, то він не буде показувати додатковий тиск.

Зонд можна замінити п'єзометричною трубкою, у якій площа отвору горизонтальна. Плавна лінія, що з'єднує рівні води (рідини) в п'єзометричних трубках називається п'єзометричною. Її елементарне падіння віднесене до елементарної довжини (dS) називається п'єзометричним похилом:

$$J_p = \pm \frac{d(Z + \frac{P}{\rho g})}{dS}. \quad (1.86)$$

На звужених ділянках потоку частина п'єзометричної висоти переходить у швидкісний напір і тому п'єзометри будуть показувати занижені відліки.

Значить тиск рідини менший там, де швидкості течії більші і навпаки. Ця залежність відома як закон Бернуллі. Ефекти пов'язані з нею використовують у водоструменевих насосах та пульверизаторах. Загальна сума напорів (висот) у потоці рідини називається повним напором:

$$H = Z + \frac{P}{\rho g} + \frac{u^2}{2g}. \quad (1.87)$$

Плавна лінія, що з'єднує рівні води в трубках Піто називається напірною. Її питоме падіння називають гідравлічним похилом:

$$J_r = \frac{dH}{dS}. \quad (1.88)$$

У рівномірних потоках з вільною поверхнею він співпадає з геометричним похилом дна (J_0).

Енергетична трактовка рівняння Бернуллі розглядає різні види енергії. Питома енергія гідродинамічного тиску (E_p) та положення (E_z) разом складають питому потенційну енергію:

$$E_n = E_p + E_z = Z + \frac{P}{\rho g}. \quad (1.89)$$

Енергетичний вираз для повного напору можна представити так:

$$H = E_n + E_k = E_p + E_z + E_k. \quad (1.90)$$

де $E_k = \frac{u^2}{2g}$ — питома кінетична енергія. Для втрат енергії на тертя вводять позначення ΔE .

Перехід від елементарного струменя до всього потоку при аналізі рівняння Бернуллі пов'язаний з дослідженнями нерівномірності розподілу швидкостей у живому перерізі.

Після цього рівняння приймає такий вигляд:

$$Z_1 + \frac{P_1}{\rho g} + \frac{\alpha v_1^2}{2g} = Z_2 + \frac{P_2}{\rho g} + \frac{\alpha v_2^2}{2g} + h_f, \quad (1.91)$$

де v — середня швидкість потоку у живому перерізі, h_f — загальні втрати напору всім потоком на даній ділянці, α — коефіцієнт. Цей коефіцієнт називають корективом кінечної енергії потоку, коефіцієнтом Коріоліса, корективом швидкості, коефіцієнтом нерівномірності розподілу швидкості по перерізу потоку. Якщо ж розглядають коректив кількості руху, то говорять про коефіцієнт Буссінеска (α_0). Обидва вони дещо більші одиниці, і тим більші, чим нерівномірніший розподіл швидкостей. На практиці часто приймають $\alpha \approx 1,1$.

Рівняння Бернуллі широко застосовують у гідравліці, річковій гідравліці в деяких інших галузях. Але при дослідженні рухів в океані використовують більш загальні рівняння.

1.2.15. Рух поверхневих водотоків

Як видно з рівняння Бернуллі для потоку реальної рідини на ділянці між обраними перетинами потік поступово витрачає енергію на подолання опору руху. Цей опір прийнято називати гідравлічним. Розрізняють два його види:

1) втрати напору по довжині потоку (рівномірні), викликані тертям всередині рідини та між рідиною та твердими стінками;

2) місцеві втрати напору, що діють (проявляються) лише в окремих місцях, де існують різні зміни (особливості) умов протікання. У загальному вигляді для ділянки потоку можна записати:

$$h_f = h_l + \Sigma h_i \quad (1.92)$$

де h_f — загальні втрати напору; h_l — втрати по довжині; Σh_i — сума місцевих втрат. Втрачена механічна енергія переходить у теплову h_f . є також роботою сил тертя. Між ними існує певна залежність. Розглянемо її на простому прикладі сталого рівномірного руху при наявності лише втрат по довжині.

Виділяємо у потоці перетини 1-1 та 2-2 та між ними ділянку довжиною l .

Знаходимо центри перетинів C_1 та C_2 . Проводимо через них вісь потоку S . Навколо неї виділяємо об'єм призматичної форми, з постійним по довжині перетином ω . Намічаємо горизонтальну площину порівняння 00. Позначаємо перевищення над нею (висоти, положення) центрів тяжіння перетинів Z_1 та Z_2 .

З механіки відомо, що прямолінійний рівномірний рух відбувається при умові врівноваженості всіх діючих сил. Розглянемо їх.

1. Сила тяжіння.

$$G = \rho g \cdot (l \cdot \omega) \quad (1.93)$$

Її проекція на вісь S буде:

$$G_s = \rho g \cdot (l \omega) \cdot \sin \Theta, \quad (1.94)$$

де Θ — кут нахилу вісі потоку (а також, при рівномірному русі лінії дна) до горизонту.

З малюнка бачимо, що:

$$l \cdot \sin \Theta = Z_1 - Z_2. \quad (1.95)$$

Значить:

$$G_s = \rho g \omega (Z_1 - Z_2). \quad (1.96)$$

2. Сили тиску.

На верхній та нижній зрізи виділеного об'єму (торцеві перетини) вони, відповідно, складають:

$$P_1 = p_1 \omega \quad \text{та} \quad P_2 = p_2 \omega, \quad (1.97)$$

де p_1 та p_2 — гідродинамічний тиск у центрах перетинів 1-1 та 2-2. Вектори цих сил діють позовж вісі S_z , але у різних напрямках.

3. Проекції нормальних (бокових, перпендикулярних) сил гідродинамічного тиску P_n на бокову поверхню виділеного об'єму в сумі дорівнюють нулю.

4. Сили тертя T .

Створюються рівномірно на всій боковій поверхні виділеного об'єму відповідно до характерних значень дотичних напруг:

$$T = \tau \cdot (\chi \cdot l), \quad (1.98)$$

де χ — змочений периметр.

Сили тертя слід розглянути детальніше. Їх можна поділити на дві групи. Перша включає взаємодію між частками всередині виділеного об'єму. Оскільки вони рухаються з різними швидкостями між ними виникають парні сили внутрішнього тертя. Але їх загальна, для всього об'єму, рівнодіюча дорівнює нулю. Друга група — це тертя на межах потоку (або його частини). Саме тут формується сила, що діє проти течії.

Розглядаємо суму всіх діючих сил:

$$\rho g \omega (Z_1 - Z_2) + p_1 \omega - p_2 \omega - \tau \chi l = 0. \quad (1.99)$$

Розділимо весь вираз на $\rho g \omega$:

$$Z_1 - Z_2 + \frac{P_1}{\rho g} - \frac{P_2}{\rho g} = \frac{\tau \chi l}{\rho g \omega}. \quad (1.100)$$

Запишемо тепер для виділеного об'єму рівняння Бернуллі:

$$Z_1 + \frac{P_1}{\rho g} + \frac{\alpha v_1^2}{2g} = Z_2 + \frac{P_2}{\rho g} + \frac{\alpha v_2^2}{2g} + h_f, \quad (1.101)$$

де $v_1 = v_2 = \text{const}$, для рівномірного потоку, h_f — втрата напору на ділянці l .
Отримуємо:

$$Z_1 - Z_2 + \frac{P_1}{\rho g} - \frac{P_2}{\rho g} = h_f. \quad (1.102)$$

Підставляємо (1.102) у (1.100):

$$\frac{\tau \chi l}{\rho g \omega} = h_f. \quad (1.103)$$

Звідки:

$$\frac{\tau}{\rho g} = \frac{h_f \cdot \omega}{l \chi} \quad (1.104)$$

Відношення $\frac{h_f}{l}$ показує втрати напору на одиницю довжини потоку і являється гідравлічним похилом I_z — . Відношення $\frac{\omega}{\chi}$ це гідравлічний радіус — R . Отримуємо:

$$\frac{\tau}{\rho} = g R I_z \quad (1.105)$$

Цей вираз називають основним рівнянням рівномірного руху потоків рідини.

З наведених даних також видно, що при безнапірному (вільному) рівномірному русі гідравлічний похил (I_z), п'єзометричний похил (J_p) та геометричний похил — дна та вільної поверхні (J_0) рівні між собою:

$$I_z = J_p = J_0$$

При напірному русі I_z заміняють на J_p :

$$\frac{\tau}{\rho} = g \cdot R \cdot J_p \quad (1.106)$$

При розгляді ламінарного та турбулентного руху ми розглядали залежність між τ та h_f . Оскільки рух води в річках завжди турбулентний, то для них можемо записати:

$$\frac{\tau}{\rho} = \kappa \cdot v^2 \quad (1.107)$$

де κ — певний безрозмірний коефіцієнт пропорційності. Підставляємо цей вираз в основне рівняння рівномірного руху:

$$\kappa \cdot v^2 = g R I_z = g R \frac{h_f}{l} \quad (1.108)$$

Оскільки ми одразу вважали, що діють лише втрати по довжині, то $h_f = h_l$. Значить:

$$h_f = h_l = \frac{\kappa \cdot v^2 \cdot l}{g R} = 2 \kappa \frac{l}{R} \cdot \frac{v^2}{2g} \quad (1.109)$$

Позначимо $2\kappa = \lambda_R$, де λ_R — коефіцієнт гідравлічного тертя. Отримаємо:

$$h_l = \lambda_R \frac{l}{R} \cdot \frac{v^2}{2g} \quad (1.110)$$

Ця формула широко використовується в гідравліці. Якщо повернутися до (1.108), то бачимо, що

$$v = \sqrt{\frac{g}{\kappa}} \cdot \sqrt{R J} \quad (1.111)$$

Позначимо $\sqrt{\frac{g}{\kappa}} = c$:

$$v = c\sqrt{RJ} \approx c \cdot \sqrt{h \cdot J}, \quad (1.112)$$

де h — середня глибина плоского потоку (див. 1.2.).

Ця формула вперше була отримана Шезі у 1775 році. Він вважав коефіцієнт c — сталим. Потім її стали називати формулою Шезі, а c — коефіцієнтом Шезі. Виянилось, що він досить сильно змінюється. У теперішній час існує величезна кількість методів визначення цього коефіцієнту. Це вказує на досить складну його природу. Показано, що він залежить від шорсткості стінок, поздовжнього похилу та гідравлічного радіусу потоку. Шорсткість стінок визначають як шляхом прямих досліджень так і переважно по шкалам-таблицям, у яких наведено словесні (якісні) описи різних твердих поверхонь. Існує, зокрема, шкала для русел річок.

Різноманітність поверхневих потоків суходолу та характеристик їх руху надзвичайно велика. Це можуть бути і тонкі, плівкові ламінарні потоки, і перехідні, і турбулентні мікропотоки на схилах, в межах льодових та сніжних утворень, бурхливі потоки в ярах, потоки складного характеру в гирлових ділянках річок і т. д. Їх дослідження проводяться як з використанням методів гідравліки так і методів теоретичної гідромеханіки, теорії турбулентності та інших підходів. Знання закономірностей руху водних потоків допомагає вивчати гідрологічні явища та процеси.

Особливим питанням є транспортування водними потоками суходолу твердих часток — наносів. Їх виникнення пов'язане з ерозією (літ. *erosio* — роз'їдання) ґрунтів та порід. Вона відбувається практично скрізь на поверхні суходолу (навіть в пустелях деколи бувають зливи і утворюються тимчасові водотоки). Ерозія залежить від енергії (потужності) потоку. Розглянемо деяку його ділянку довжиною L (км), на якій відмітки дна зменшуються від H_1 (м) до H_2 (м). За певний період Δt по ній протікає об'єм води W (м³). Його вага складає γW (кг), де γ — питома вага води $\left(\frac{\text{кг}}{\text{м}^3}\right)$. Для прісної води її значення можна прийняти $\gamma = 1000 \frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$. Таким чином робота, що виконується силою тяжіння, або енергія потоку на даній ділянці за період часу Δt буде складати:

$$A = E = \gamma W \cdot (H_1 - H_2). \quad (1.113)$$

Одиниці вимірювання будуть такі:

$$\left[\frac{\text{кг}}{\text{м}^3}\right] \cdot [\text{м}^3] \cdot [\text{м}] = [\text{кг} \cdot \text{м}] \quad (1.114)$$

Якщо підставити значення γ , то отримаємо:

$$A = 1000 W (H_1 - H_2). \quad (1.115)$$

Перейдемо від роботи до потужності потоку:

$$N = \frac{A}{\Delta t} = 1000 \frac{W}{\Delta t} (H_1 - H_2) = 1000 Q (H_1 - H_2) \quad (1.116)$$

де Q — середня витрата потоку. Якщо тепер перейти до потужності на 1 км довжини, то отримаємо:

$$N' = 1000Q \frac{H_1 - H_2}{L} = 1000Q \cdot J_0, \quad (1.117)$$

де N' — питома (кілометрова) потужність, J_0 — середній поздовжній похил дна, що виражається в м/км, або ‰. Величину N' називають живою силою потоку. Вона відіграє надзвичайно велику роль в транспортуванні наносів і розвитку річкових русел та заплав (тобто у всьому комплексі ерозійно-аккумулятивних процесів). Нагадаємо, що живою силою ми називали також

величину $\frac{v^2}{2g}$, коли розглядали зміст рівняння Бернуллі. За формулою Шезі $v^2 = c \cdot h \cdot J_0$, де h — середня глибина потоку. Якщо врахувати, що $Q = \omega \cdot v = B \cdot h \cdot v$, то загальна жива сила буде:

$$N' = 1000B \cdot h \cdot v \cdot J_0 = 1000B \cdot v \cdot \frac{v^2}{c}, \quad (1.118)$$

де B — ширина потоку. Порівнюємо загальну та питому живу силу:

$$N' = \frac{v^2}{2g} \cdot \frac{2g}{c} \cdot 1000B \cdot v. \quad (1.119)$$

Звідси бачимо, що у фізичному відношенні це різні характеристики (енергія та потужність, питома та загальна величина). Це можна пояснити також наступним чином:

$$\frac{v^2}{2g} \cdot \frac{2g}{c} \cdot 1000B \cdot v = \frac{v^2}{2g} \cdot \frac{2g}{c} \cdot 1000 \frac{B \cdot l}{t}, \quad (1.120)$$

де t — час, за який частки потоку проходять відстань l . При цьому величина $\frac{v^2}{2gt}$ буде вже не питомою енергією, а питомою потужністю (що відноситься до певної точки, або вертикалі). Її добуток на Bl , тобто на площу поверхні потоку буде виражати його загальну питому потужність.

В цілому поняття про рух наносів буде розглянуто в розділі присвяченому гідрології річок (2.4). Але тут слід зауважити, що опис таких закономірностей — дуже складна гідродинамічна задача.

1.2.16. Спокійні та бурхливі потоки

Спокійні потоки характеризуються плавною формою водної поверхні. Перепони вони обтікають спокійно, без різких збурень, утворюючи перед ними плавну лінію підйому рівнів. Такий характер течії, як правило, властивий рівнинним річкам.

Вільна поверхня бурхливих потоків відрізняється значною нерівністю, мінливістю, наявністю різких збурених гребенів (підвищень) перед перепорою і відповідними пониженнями за ними. Різкі підвищення (підкидання води) називають гідравлічними стрибками. Вони утворюються у стрімких (бурхливих) потоках перед перешкодами, або при різкому переході від стрімкого до спокійного потоку (різке зменшення похилу дна).

Дослідження спокійної та бурхливої течії прийнято вести через розгляд питомої енергії перетину потоку. Вона може бути визначена з рівняння Бернуллі для потоку реальної рідини:

$$E = Z + \frac{P}{\rho g} + \frac{\alpha v^2}{2g} \quad (1.121)$$

Для того, щоб порівнювати цю енергію у різних перетинах потоку виключають вплив Z . Тоді:

$$E = h + \frac{\alpha v^2}{2g}, \quad (1.122)$$

$$\text{де } h = \frac{P}{\rho g} \quad (1.123)$$

Тобто енергія гідростатичного тиску виражається просто через потенційну енергію.

При заданій витраті води Q потік може протікати через заданий перетин з різними глибинами (і, відповідно, швидкостями). Оскільки глибини і швидкості однозначно взаєпов'язані, то можемо для E вибрати тільки один аргумент і записати:

$$E = f(h) \quad (1.124)$$

Якщо дослідити цю функцію, то з використанням (1.122) бачимо, що при $h \rightarrow 0, \frac{\alpha v^2}{2g} \rightarrow \infty$. А якщо $h \rightarrow \infty, \frac{\alpha v^2}{2g} \rightarrow 0$, то $E \rightarrow \infty$. і рівняння (1.122) прямує до:

$$E = h \quad (1.125)$$

Таким умовам відповідає функція, графік якої представлений на рис.1.42

Як бачимо, існує точка перетину функції, де $E = \min$ при певному h_k (критична глибина). Графік вище критичної точки відповідає спокійній течії, а нижче — бурхливій. При $h = h_k$ потік знаходиться у критичному (нестійкому) стані.

Можна встановити залежність, якою слід користуватися для визначення критичних характеристик потоку. У критичній точці $\frac{dE}{dh} = 0$.

Тоді, при $Q = \text{const}$, можемо отримати:

$$\frac{dE}{dh} = 1 - \frac{\alpha Q^2}{g \omega^3} \cdot \frac{d\omega}{dh} = 0 \quad (1.126)$$

Враховуємо, що $d\omega = B \cdot dh$, тоді:

$$1 - \frac{\alpha Q^2}{g} \cdot \frac{B_k}{\omega_k^3} = 0 \quad (1.127)$$

де B_k — ширина критичного потоку, ω_k — площа його перетину. Далі:

$$\frac{\alpha Q^2}{g} = \frac{\omega_k^3}{B_k} \quad (1.128)$$

Це рівняння критичного стану потоку. За його допомогою можна отримати критерії переходу від спокійного до бурхливого стану:

$$1 = \frac{\alpha v_k^2 \omega_k^2 B_k}{g \omega_k^3} = \frac{\alpha v_k^2 B_k}{g B_k \cdot h_k} = \frac{\alpha v_k^2}{g h_k} \quad (1.129)$$

Вираз у правій частині при $\alpha = 1$ прийнято називати числом Фруда:

$$Fr = \frac{v^2}{gh}, \text{ або } Fr = \frac{v^2}{gR} \quad (1.130)$$

Для бурхливих потоків $Fr > 1$, а для спокійних $Fr < 1$. Це число можна інтерпретувати як співвідношення між показниками кінетичної та потенційної енергії в перетині потоку. З іншого боку існують трактовки пов'язані з наявністю так-званих хвиль, що зупинилися (стоячих хвиль у потоці). Відомо, що швидкості розповсюдження хвиль на мілкій воді (до якої відносяться руслові потоки) складає $c = \sqrt{gh}$. Тоді при $v > \sqrt{gh}$ утворюються збурені стоячі хвилі. Відповідно можна записати новий (інший) критерій збурення:

$$Fr' = \frac{v}{\sqrt{gh}} \quad (1.131)$$

У критичній точці $Fr = Fr' = 1$.

Слід також зауважити, що в реальних умовах поперечні перетини потоків самоформуються (розвиваються). Тому дослідження бурхливості течії повинні враховувати цей аспект.

Самі бурхливі потоки також можуть бути не однаковими. При подальшому наростанні швидкостей та поздовжніх похилів русел наступають умови коли у потоці утворюються специфічні системи хвиль і мають місце специфічні явища (аерація, кавітація та ін.). В природних умовах розвиток таких потоків досить обмежений. Але у штучних водних об'єктах (гідротехнічних системах) має досить велике значення. Прикладами можуть послужити водозливи високих гребель, швидкотоки, стрімкі водоскидні гідротехнічні тунелі та інші. Кути їх нахилу можуть досягти 40-50°, швидкості течії 30-40 м/с.

Принциповою особливістю відкритих високошвидкісних потоків є виникнення нових, додаткових сил, що пов'язано зі збуреннями вільної поверхні. Ці збурення приводять до локальних викривлень поверхні, викликають аерацію, утворення біжучих хвиль та інші супутні явища. Це супроводжується дією додаткових сил гравітації, поверхневого натягу, сил аеродинамічного опору.

Біжучі хвилі можуть довільно (самовільно) виникати при $Fr > 2$. Аерація, при збільшенні швидкостей, поступово охоплює все більшу товщину потоку. Повна аерація спостерігається при дуже великих числах Фруда.

У високошвидкісних потоках спостерігається ще одне цікаве явище — кавітація. Умови її виникнення можна знайти з рівняння Бернуллі:

$$P + \rho v^2 / 2 + \rho gh = const, \quad (1.132)$$

де h — висота над площиною порівняння. Збільшення швидкості потоку при $h = const$ приводить до зменшення гідродинамічного тиску.

При певній швидкості воно досягає значення тиску (пружності) насиченої пари. Тому всередині потоку можуть утворюватися парогазові бульбашки. Вони порушують нерозривність (суцільність) потоку. Вони можуть самі руйнуватися (захлопуватися) в місцях локального підвищення тиску. Рух оточуючої води до центру бульбашки, при їх руйнуванні, приводить до значного миттєвого збільшення тиску. Він може перевищувати тиск в потоці у 1300 раз. Це може руйнувати матеріали технічних пристроїв та споруд (залізо, бетон та інші).

Найбільш інтенсивним видом руху є водоспади. При відповідних умовах тут спостерігається не тільки аерація, але і значне розпилення (руйнування, знищення цілісності) потоку.

Стрімкість природних потоків не може не впливати на характер транспортування наносів. Це також вносить певну специфіку у процеси розвитку русел та заплав. При переході Fr через одиницю в потоці можуть з'являтися специфічні утворення, пов'язані з рухом наносів — антидюни. Як правило вони розташовані ланцюгами поздовж найбільш інтенсивних струменів потоку. Закономірності їх розвитку досліджують динаміка руслових потоків та теорія руслового процесу. Антидюни (як форми) рухаються проти течії певний час, а потім можуть бути зруйновані. При цьому частки наносів рухаються тільки поздовж течії.

Ще більш інтенсивним рухом характеризуються потоки, що являють собою суцільну суміш води та наносів. Вони формуються при значних поздовжніх похилах водотоків. Це можуть бути селі (в межах суходолу), або намулові потоки (в межах океану).

Намулові потоки досить специфічні. Вони можуть мати швидкості до 25-30 м/с. При цьому у них немає вільної поверхні. Динаміка таких потоків ще вивчається.

1.2.17. Приклади ламінарного руху

В гідравліці виведені залежності для швидкості ламінарного руху часток рідини. Для труб:

$$u = \frac{gJ_p}{4\nu} \cdot (r_o^2 - r^2), \quad (1.133)$$

де J_p — п'єзометричний похил, ν — кінематичний коефіцієнт в'язкості (молекулярної), r_o — радіус труби, r — відстань від вісі труби до даної точки (частки води). Також:

$$u_{\max} = \frac{g \cdot J_p \cdot d^2}{16\nu}, \quad (1.134)$$

де u_{\max} — швидкість часток, що рухаються по вісі потоку, $d = 2r_o$.

Для широкого прямокутного русла:

$$u = \frac{gJ}{2\nu} \cdot (h^2 - z^2), \quad (1.135)$$

де J — похил вільної поверхні, h — глибина потоку, z — відстань від поверхні до заданої точки. Для поверхні $z = 0$, а:

$$u = \frac{gJh^2}{2\nu} . \quad (1.136)$$

Якщо розглядати середню швидкість для всієї труби, то вона складає половину від u_{\max} :

$$v = \frac{1}{2} u_{\max} = \frac{gJ\pi \cdot d^2}{32\nu} . \quad (1.137)$$

Основним прикладом ламінарного руху в природі є фільтрація підземних вод у пористому середовищі. Уявимо собі трубку заповнену піском. Площа її перетину складає:

$$\omega_{\text{геом.}} = \frac{\pi D^2}{4} = \omega_{\text{пор.}} + \omega_{\text{част.}} , \quad (1.138)$$

де $\omega_{\text{пор.}}$ — сумарна площа перетину пор. $\omega_{\text{част.}}$ — сумарна площа перетину часток. Якщо розглядати дійсну середню поступальну швидкість руху води, то вона може бути розрахована через відповідну витрату (Q):

$$u' = \frac{Q}{\omega_{\text{пор.}}} \quad (1.139)$$

Поряд з цим говорять про швидкість фільтрації:

$$u = \frac{Q}{\omega_{\text{пор.}} + \omega_{\text{част.}}} \quad (1.140)$$

Як бачимо, u — фіктивна (уявна) швидкість, яка буде завжди менша за дійсну. Можна показати, що

$$u = n \cdot u' , \quad (1.141)$$

де n — пористість ґрунту у безрозмірних одиницях. В середині XIX століття були проведені дослід з фільтрацією в пісках та глинах. Була встановлена формула, яку називають формулою Дарсі:

$$u = k \cdot J_p , \quad (1.142)$$

де J_p — п'єзометричний похил в даній точці, а k — коефіцієнт фільтрації. Він має розмірність швидкості і дорівнює швидкості фільтрації при $J_p = 1$. При визначеній (сталій) температурі води $\nu = \text{const}$, а k — залежить тільки від характеристик ґрунту. Якщо порівнювати формулу Дарсі з формулами ламінарного руху води в трубах, то бачимо, що в ній немає величини d^2 . Це пов'язано з тим, що для даного ґрунту $d \rightarrow \text{const}$ і враховується коефіцієнт фільтрації автоматично.

Оскільки $Q = u \cdot (\omega_{\text{пор.}} + \omega_{\text{част.}})$, маємо:

$$Q = (\omega_{\text{пор.}} + \omega_{\text{част.}}) \cdot k I_n = \omega \cdot k \cdot J_p . \quad (1.143)$$

Це також формула Дарсі. Вона має певні межі застосування. Вважають, що, якщо прийняти $\nu = 0,01 \frac{\text{см}^2}{\text{с}}$, то формулу можна застосовувати в межах:

$$ud < 0,01 \div 0,07 , \quad (1.144)$$

де d — середній діаметр часток ґрунту в см, u — швидкість фільтрації в см/с. Якщо добуток ud перевищує дані значення, то фільтрація стає турбулентною.

Формулу Дарсі можна застосувати для аналізу сталого рівномірного руху ґрунтових вод. Якщо це безнапірний потік, то $J_p = J$, де J — поздовжній похил вільної поверхні. Оскільки $\frac{\omega}{B} = h_c$, де B — ширина потоку, а h_c — середня глибина, отримуємо:

$$q = \frac{Q}{B} = \frac{\omega}{B} \kappa J = h_c \kappa J, \quad (1.145)$$

де q — так-звана одинична витрата, тобто витрата на одиницю ширини потоку (витрата через вертикаль, або на вертикалі). Одиниці вимірювання q — м²/с.

Також можна записати:

$$h_c = \frac{q}{\kappa J}. \quad (1.146)$$

Аналогічні до розглянутих вище закономірності руху води використовуються у дослідженнях боліт.

Цікавим прикладом ламінарного руху є рух льодовиків. Перші спроби виміряти відповідні швидкості були зроблені ще у другій половині XVIII століття. Але дослідження можливості застосування законів ламінарного руху рідини відносяться до першої половини XX століття. Можна записати:

$$v_n = \kappa \cdot h_n^2 \cdot J_n, \quad (1.147)$$

де v_n — швидкість руху льодовика, h_n — його потужність (в метрах), J_n — поздовжній похил поверхні, κ — розмірний емпіричний коефіцієнт. При такому підході найбільші швидкості руху спостерігаються у приповерхневих шарах.

Насправді рух льодовиків більш складний тому, з одного боку, дослідження застосування законів ламінарного руху для них потребували значних зусиль і були суперечливими, а з другого боку, ці закони мають певні обмеження застосування.

1.2.18 Течії у водоймах

Як вже було зауважено у 1.2.8, методи досліджень динаміки океану дещо відрізняються від досліджень водотоків суходолу. Це пов'язано як з системою діючих сил, так і з тим що рухи відбуваються часто без значного впливу твердих поверхонь (обмежень). Історично і методологічно ці дослідження більше пов'язані з метеорологічними (фізика, динаміка атмосфери). Хоча ця особливість, з іншого боку, може бути розглянута, як прояв єдності і багатогранності вивчення всієї газово-рідинної оболонки Землі.

Зупинимось на деяких основних уявленнях про закони формування течій. (Перелік основних їх видів та діючих сил було наведено у 1.2.11.). Для цього треба виділити найголовніші випадки співвідношень діючих факторів і

відкинути всі другорядні. Так сформувались теорії двох основних видів течій: градієнтних та дрейфових.

Основним підтипом градієнтних течій є густинні. Їх теорія розроблялась у першій половині 20 століття В. Сандстремом та В. Хелланд-Хансеном на основі теорії циркуляції В. Б'єркнеса. Значний внесок в її розвиток зробив також М. Зубов.

Тиск в океані (морі, водоймі) збільшується з глибиною. Можна виділити уявні поверхні з однаковим його значенням — ізобаричні. Аналогічно можна виділити поверхні рівного значення густини — ізопікнічні, та питомого об'єму — ізостеричні. Шар води (область простору), де ізобаричні та ізопікнічні (ізостеричні) поверхні паралельні називається баротропним. А якщо вони перетинаються — бароклинним. Розглянемо схему (модель) бароклинного простору. Нехай питомий об'єм наростає від α_1 до α_8 . Оберемо три частки: m_1 , m та m_2 , що знаходяться на ізобаричних поверхнях P_{-2} та P_{+2} . На кожен з них буде діяти сила градієнту гідростатичного тиску, направлена вгору перпендикулярно до ізобаричної поверхні:

$$F = \alpha \frac{dP}{dn}, \quad (1.148)$$

Де α — питомий об'єм (див. 1.2.3), $\frac{dP}{dn}$ — градієнт гідростатичного тиску.

Приймемо градієнт гідростатичного тиску для m_1 , m та m_2 однаковим. Тоді сила буде залежати тільки від α . Відповідні вектори сили показані на рисунку. Їх нерівність приводить до бічного зміщення часток (показано стрілками) вище поверхні P вліво, а нижче — вправо. Відтік і притік води при цьому повинен компенсуватися відповідним опусканням та підніманням вод. Таким чином створюється ячейка замкненої циркуляції. Інтенсивність циркуляції (її швидкість) залежить від кута перетину ізобаричних та ізостеричних (ізопікнічних) поверхонь, а також від їх щільності, тобто від вертикальних градієнтів відповідних характеристик. В реальних умовах кути перетину надзвичайно малі, тому необхідно дуже точно (до 0,02%) вимірювати солоність та температуру (від яких залежать густина і, відповідно, питомий об'єм).

Ми розглянули принцип виникнення поперечної циркуляції. А тепер необхідно перейти до механізму утворення власне густинної течії. Для цього введемо поняття про ізопотенційні поверхні. Під ними розуміють поверхні рівного значення потенціалу сили тяжіння. Вільна поверхня водойми (океану), якщо на неї не діють ніякі сили, крім сили тяжіння, є ізопотенційною, або рівневою.

Розглянемо взаємне розташування ізобаричних та ізопотенційних поверхонь. При відсутності однонаправлених рухів вони повинні бути взаємно паралельні. Але при наявності течії вони розташовуються під кутом. Це відповідає умовам, розглянутим нами вище. Мінливість, нерівномірність горизонтального розподілу гідростатичного тиску та густини найбільше характерні для приповерхневих шарів води. З глибиною нахили

ізоповерхонь зменшуються і вони наближаються до ізопотенційних. Тому на певній глибині ми можемо провести горизонтальну ізобаричну поверхню p . Проведемо також ізопотенційні поверхні $D_1 - D_0$. Розглянемо сили, що діють на точку m . Це сила градієнту гідростатичного тиску $\propto \frac{dP}{dn}$ та сила тяжіння g . Як бачимо перша врівноважується складовою другої — $g \cdot \cos \beta$. А складова $g \cdot \sin \beta$ залишається неврахованою. Частка m починає зміщуватися, рухатися. Але у цей же момент на неї починає діяти сила Коріоліса. У північній півкулі вона відхиляє її вправо. Але зі зміною напрямку вектора руху змінюється і напрямок дії сили Коріоліса. Таким чином баланс сил може встановитися тільки у такому вигляді:

$$g \cdot \sin \beta = K \quad (1.149)$$

Якщо врахувати, що $K = 2\omega \cdot v_r \cdot \sin \varphi$, то

$$g \cdot \sin \beta = 2\omega \cdot v_r \cdot \sin \varphi, \quad (1.150)$$

де v_r — швидкість точки m , або всієї густинної течії, ω — кутова швидкість обертання Землі, φ — широта місцевості. Отримуємо звідси:

$$v_r = \frac{g \cdot \sin \beta}{2\omega \cdot \sin \varphi} \quad (1.151)$$

Враховуємо, що $\sin \beta = \frac{H_m - H_N}{L}$, де H_m та H_N — перевищення над ізобаричною поверхнею p , L — відстань між точками M та N . Підставляємо це у формулу (1.151):

$$v_r = \frac{gH_m - gH_N}{2\omega L \cdot \sin \varphi}. \quad (1.152)$$

Добутки gH_m та gH_N дорівнюють різницям значень потенціалу сили тяжіння на ізобаричних поверхнях p та p_0 . Їх називають динамічною висотою. Позначимо її D_m та D_N . Тоді:

$$v_r = \frac{D_m - D_N}{2\omega L \cdot \sin \varphi}. \quad (1.153)$$

Динамічна висота характеризує роботу, яку необхідно виконати щоб перемістити одиницю маси води по вертикалі проти сили тяжіння від ізобаричної поверхні p до p_0 . Ці висоти вимірюють у так-званих динамічних дециметрах, або міліметрах. Співвідношення між динамічними дециметрами та лінійними метрами таке:

$$D = 0,1gh. \quad (1.154)$$

За їх допомогою зручно описувати топографію (рельєф) ізобаричних поверхонь відносно ізопотенційних. Їх перетини називають динамічними горизонталями.

Як бачимо, вони являють собою лінії току, а при сталому русі — траєкторії водних часток. З метою досліджень густинних течій будують карти акваторій з динамічними горизонталями. Їх розглядають також як характеристику

постійних (базових) течій, що формуються без участі сил тертя та під дією сталих (довготривалих) факторів: середнього приходу та витрат тепла, випаровування, опадів, притоку вод з суходолу, пануючих вітрів. Такого роду течії називають геострофічними, вони дають генеральну картину стаціонарної геострофічної циркуляції Світового океану.

Густинні течії розкривають принциповий механізм формування градієнтних (або гравітаційних, за іншою термінологією), які можуть виникати також під дією вітру, атмосферного тиску, притоку вод з суходолу.

Іншим важливим типом течій є дрейфові (вітрові, фрикційні). Вчені здавна вважали вітер основною причиною морських течій. Але тільки Ф.Нансен під час дрейфу на «Фрамі» у 1893-1896 роках помітив закономірне відхилення дрейфової течії вправо від напрямку вітру. Він також правильно пояснив це впливом відхиляючої сили добового обертання Землі. Він передав свої спостереження геофізику В.Екману, який у 1903-1905 роках створив відповідну теорію. Вона базується на врахуванні дії двох основних сил: сили тертя та сили Коріоліса. Базуючись на цьому Екман з систем рівнянь гідродинаміки залишив тільки два:

$$\left. \begin{aligned} \frac{A_T}{\rho} \frac{d^2 u}{dZ^2} + 2\omega v \sin \varphi &= 0; \\ \frac{A_T}{\rho} \frac{d^2 v}{dZ^2} + 2\omega u \sin \varphi &= 0, \end{aligned} \right\} \quad (1.155)$$

де A_T — коефіцієнт турбулентного тертя; u та v — компоненти швидкості по осям координат x та y ; вісь z направлена вниз. Таке спрощення відповідало наступним припущенням:

- 1) море без берегів та дуже глибоке, що виключає з розгляду вплив тертя від твердих поверхонь;
- 2) вітер та течія сталі, тобто не змінюються у часі;
- 3) поля швидкостей вітру і течій у горизонтальній площині також сталі (не змінюються в просторі, бездивергентні);
- 4) внаслідок горизонтальності і бездивергентності руху вертикальна складова швидкості відсутня;
- 5) море однорідне за густиною (щоб виключити густинну течію), вода нестискаєма;
- 6) поверхня моря горизонтальна (щоб виключити градієнтну складову);
- 7) коефіцієнт турбулентного тертя не змінюється по глибині.

Швидкості чисто дрейфової течії описують за допомогою наступних формул:

$$\begin{aligned} v &= V_0 \cdot e^{-aZ} \cdot \sin\left(\frac{\pi}{4} - aZ\right), \\ u &= V_0 \cdot e^{-aZ} \cdot \cos\left(\frac{\pi}{4} - aZ\right), \end{aligned} \quad (1.156)$$

де V_0 — швидкість течії на поверхні океану,

$$a = \sqrt{\rho \omega \sin \varphi / A_T}. \quad (1.157)$$

Ці рівняння показують, що течія на поверхні відхиляється від напрямку вітру на (у північній півкулі вправо, у південній — вліво). Під поверхнею течія поступово зменшується з глибиною і все більше відхиляється від напрямку вітру. Проекція на поверхню океану просторової кривої, що проходить через кінці векторів швидкості (огинаяча), виражається логарифмічною спіраллю — спіраллю Екмана.

На глибині (горизонті) $Z = \frac{\pi}{a}$ течія має напрямок протилежний до поверхневого, а швидкість дорівнює $\frac{1}{23}V_0$. Цей горизонт, $Z = D$, називають глибиною тертя. Вважають, що течія тут практично затухає. Оскільки a залежить від φ (широти місцевості) то і D — також. Вона змінюється від мінімального значення біля полюсів до нескінченності на екваторі. Але в дійсності потужність вітрової течії не перевищує десятків метрів.

В теорії Екмана визначено також куди переноситься вода течії в цілому. Цей перенос було названо повним потоком. Він направлений перпендикулярно до вектору вітру (аналогічно до градієнтних, густинних течій).

Надалі теорія була застосована Екманом до моря кінцевої глибини. Вона розвивається і в теперішній час. Вияснили, наприклад, що під впливом короткочасного вітру виникає чисто вітрова (чисто дрейфова) течія, при якій поле густини води не змінюється. Якщо ж вітер тривалий, то поле густини змінюється. В таких, дрейфових, течіях менш щільна вода знаходиться на правому боці потоку, а більш щільна на лівому. Це породжує поперечний нахил рівня моря і густинну течію.

Градієнтні та дрейфові течії спостерігаються в океанах не окремо. Вони разом утворюють сумарні неперіодичні течії, які коротко називають просто сумарними. Особливо це стосується прибережних акваторій.

Крім описаних основних видів течій існують інші, різноманітні, і як правило періодичні (тимчасові). Тимчасові течії переважають у водоймах суходолу, хоча розглянуті вище принципові схеми їх розвитку залишаються.

З часом виявилась певна обмеженість класичних гідродинамічних підходів до вивчення течій. Тому почав розвиватися напрямок пов'язаний із застосуванням досягнень теорії імовірностей. Тепер створені рівняння, що включають в себе імовірності, стохастичні характеристики, як невід'ємні складові.

Всі основні течії океану створюють глобальну систему. Загальна циркуляція вод світового океану та атмосфери Землі тісно взаємопов'язані. Дослідження та опис їх ведуться за допомогою складних сучасних математичних моделей.

1.2.19. Хвилі у воді

Серед великої різноманітності рухів природних вод виділяють особливу групу — хвилі. У фізиці розгляд хвиль починають з простих їх видів — поздовжніх та поперечних. Але більшість хвиль у воді поєднують ці дві

ознаки. Вони є просторовими складно організованими. Крім того їх розвиток часто ускладнений турбулентними рухами.

Хвилі у водних об'єктах можна розрізняти (класифікувати) за певними ознаками. В дійсності ці ознаки, і, відповідно, характеристики хвиль, можуть поєднуватись і складно взаємодіяти.

За походженням виділяють такі види хвиль: вітрові, припливні, анемобаричні (пов'язані з одночасною дією вітру та атмосферного тиску), сейсмічні (цунамі), корабельні та ін.

За силами, що намагаються повернути частки води до стану рівноваги, розрізняють капілярні та гравітаційні хвилі. У першому випадку основною є сила поверхневого натягу, а в другому — сила тяжіння. Капілярні хвилі малі за розмірами. При дії вітру це рябь або вторинні хвилі на поверхні основних.

За часом дії фактору, що створює хвилі розрізняють хвилі вимушені (фактор ще діє) та вільні (фактор діяв в минулому, хвиля існує за інерцією).

За сталістю параметрів хвиль виділяють сталі та несталі (що розвиваються на початку утворення хвилювання, або затухають після припинення дії основного фактору).

За положенням виділяють поверхневі та внутрішні хвилі (що існують на глибині і майже не проявляються на поверхні).

За формою розрізняють двомірні (середня довжина гребеня яких набагато більша ніж середній крок), трьохмірні та усамітнені хвилі (що мають тільки куполовидний гребінь і не мають підосви). Останній вид дуже специфічний і складноорганізований, його ще називають переносною хвилею.

За співвідношенням довжини хвилі та глибини моря розрізняють короткі хвилі (значно коротші ніж глибина) та довгі (з кроком більшим ніж глибина).

За переміщенням форми виділяють поступальні та стоячі хвилі.

Можна також розглядати хвилі прибою, прямі та відбиті хвилі та ін.

Кожна хвиля характеризується певними елементами.

Хвильовий профіль — крива, яку можна отримати шляхом перетину хвильової поверхні площиною в певному напрямку (за напрямком розповсюдження).

Гребінь — частина хвилі, що розташована над середньою лінією хвильового профілю (площі вище та нижче якої рівні).

Ложбина — частина, що розташована нижче середнього хвильового рівня.

Підосва — найнижча точка ложбини.

Висота хвилі (h) — перевищення гребеня над сусідньою підосвою. Вона дорівнює подвійній амплітуді ($h = 2A$).

Довжина (крок) хвилі (λ) — горизонтальна відстань між вершинами двох суміжних гребенів.

Кругизна хвилі $\left(\frac{h}{0,5\lambda} \text{ або } \frac{h}{\lambda}\right)$ — ступінь нахилу поверхні (рівня, в різних частинах хвильового профілю).

Для поступальних хвиль крім геометричних характеристики використовують також кінематичні. Період хвилі τ — період часу між проходженням суміжних вершин через задану вертикаль (точку). Швидкість

хвилі (C_ϕ) — швидкість розповсюдження гребеня в напрямку загального руху. Оскільки розповсюджується лише форма хвилі, цю швидкість називають фазовою (фаза — стадія руху часток, або частина хвилі).

$$C_\phi = \frac{\lambda}{\tau} \quad (1.158)$$

Для стоячих хвиль говорять про період коливань.

Дані про елементи хвиль використовують в їх дослідженнях. Для поступальних хвиль перші основи теорії були закладені ще у 1802 році чеським вченим Герстнером. Це була теорія трохайдальних хвиль. Вона застосовується для ідеального розвинутого (сталого) хвилювання у глибокому морі. Рідина також вважається ідеальною. Трохайдальна — це двовірна хвиля, частки якої обертаються по правильних колах. Їх хвильовий профіль можна отримати якщо розглядати коло, що котиться по рівній поверхні.

Кінці повних радіусів (R) при цьому описують циклоїду, а менших радіусів (r) — трохойду. Менше коло називають продукующим.

Важливою її особливістю є те, що середня лінія хвильового профілю припіднята відносно незбуреної поверхні на висоту d_0

$$d_0 = \frac{\pi r^2}{\lambda} \quad (1.159)$$

Фазова швидкість трохойдальної хвилі визначається так:

$$C_\phi = \frac{\lambda}{\tau} = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \quad (1.160)$$

З глибиною хвилювання швидко затухає.

Радіуси орбіт при цьому зменшуються:

$$r = r_0 \cdot e^{-\frac{2\pi Z}{\lambda}}, \quad (1.161)$$

де Z — відстань по вертикалі від поверхні води (глибина). З цієї формули видно, що зменшення радіусів залежить від співвідношення глибини (Z) та довжини хвилі (λ). Тому, чим менша глибина водойми і більша довжина хвилі, тим менше повинен зменшуватися радіус орбіт часток. Але дно перешкоджає розвитку вертикальних складових руху, тому орбіти стають еліптичними.

Все це впливає також на фазову швидкість. Співвідношення глибини моря та довжини хвилі (H/λ) покладено в основу поділу хвиль на короткі та довгі. Короткі — характеризуються значенням $H/\lambda > 0,5$. Для довгих — $H/\lambda < 0,1$. Їх фазова швидкість залежить тільки від глибини водойми:

$$C_\phi = \sqrt{gH} \quad (1.162)$$

При $H/\lambda = 0,1 \div 0,5$ спостерігається перехідний тип, який називають хвилями мілководдя.

Питання поділу хвиль на короткі та довгі має практичне значення. На мілководді багато хвиль переходять у категорію довгих. Вони інтенсивно розмивають дно, береги, переносять наноси, створюють прибії.

В реальних умовах розміри і швидкості руху окремих хвиль досить різноманітні. Тому відбувається їх інтерференція (накладання), яка приводить до виникнення періодичних груп. Таке явище відоме як «дев'ятий вал», хоча номер максимальної хвилі може бути і іншим. Огинаюча групи (хвиля вищого рангу) також має власну фазову швидкість.

Трохоїдальні хвилі характеризуються певною енергією. Вона складається з кінечної та потенційної енергії часток. Загальна енергія одиничного стовпчика води залежить тільки від висоти хвилі. Частки з більшими радіусами орбіт (ближчі до поверхні) мають більшу енергію, тому вона сконцентрована у верхніх частинах хвиль. Якщо відійти від ідеальних уявлень, то реальна швидкість руху часток води по орбіті змінна. Вона найбільша на передньому схилі гребеня. Це приводить до випереджаючого руху приповерхневого шару який називають хвильовою течією. Це також робить орбіти часток незамкненими, профіль хвилі асиметричним, а вершину загостреною. Для крупних океанських хвиль швидкість такої течії може досягати 0,5 м/с.

На поверхні водойм найбільш розповсюдженими є вітрові хвилі. Тому їм присвячена велика кількість досліджень. Вітрове хвилювання проходить певний шлях розвитку. Перші хвилі (рябь) є капілярними і виникають внаслідок пульсацій тиску турбулентного потоку повітря (вітру). Їх довжини не більші за 4-5 см, а висоти за 3-4 мм. При збільшенні швидкостей вітру ($\omega > 1\%$) капілярні хвилі переходять у гравітаційні, які далі розвиваються за власними законами. Їх висоти та довжини зростають за різними закономірностями і нелінійно. Тому спочатку їх крутизна збільшується (до 0,08-0,12), а потім зменшується. Разом з тим збільшується фазова швидкість хвиль. Вона може навіть перевищити швидкість вітру ($C_\phi > \omega$).

Якщо вітрові хвилі розповсюджуються з даної області хвилеутворення на інші акваторії, то їх називають зибом. Такі хвилі, що залишились після дії вітру, називають мертвим зибом. Частина найбільш довгих хвиль зибу має надзвичайно велику фазову швидкість. Вони настільки пологі, що не помітні на поверхні моря. Вони першими досягають берегів (або інших акваторій) і називаються хвилями — передвісниками зибу (шторму).

Однорідний (створюючий хвилі) вітер може діяти над різними за величиною акваторіями. Довжина (відстань) пробігу позовж основного напрямку називається розгоном. Чим він більший, тим більше розвиваються хвилі, стають більш крупними. Розгін взаємопов'язаний з тривалістю дії вітру. Після її припинення енергія, що була накопичена хвилями, частково концентрується в хвилях зибу, а частково втрачається на турбулентне перемішування і тертя. Завдяки турбулентній в'язкості у першу чергу зникають (затухають) короткі та круті хвилі.

При підході до глибокого відвісного (стрімкого) берега відбувається відбиття хвиль без їх руйнування. Перед ним завдяки інтерференції прямих та відбитих утворюється система стоячих хвиль.

Якщо ж берег відносно пологий, хвилі деформуються і, далі, руйнуються. Утворюється прибій. З переходом на менші глибини хвиля передає свою енергію все меншій масі води. Завдяки цьому збільшується висота хвиль (енергія пропорційна h^2). Енергія концентрується у верхній їх частині і в основному у формі збільшення поступальних швидкостей часток води. Крута асиметрична хвиля втрачає стійкість (збалансованість) і перекидається (обрушується), створюючи прибій.

Дослідження хвиль проводяться вже більше трьохсот років. Ними займалися і займаються провідні фізики та математики. Сучасні теорії хвиль базуються на використанні досягнень цих наук (включаючи розгляд стохастичних процесів, обчислювальні методи, геофізичну гідродинаміку та інше).

Крім вітрових хвиль важливими видами є: стоячі довгі хвилі у замкнених (напівзамкнених) басейнах; довгі хвилі, пов'язані з підводними землетрусами або виверженнями вулканів; внутрішні хвилі та ін. Якщо вся маса певного, відносно замкнутого, басейну виведена зі стану рівноваги якоюсь силою, то після її дії вода намагається повернутися у цей стан шляхом вільних затухаючих коливань. Відповідні стоячі затухаючі вільні хвилі називають сейшами. Цей термін походить від латинського «siccus» — сухий. Його використовують на протязі століть для опису періодичного осушення дна у вузькому мілкому кінці Женевського озера. Причинами сейш можуть бути різкі зміни атмосферного тиску над басейном, згінно-нагінні явища при швидкій зміні, або припиненні вітру, рясні опади над однією (локальною) акваторією. У напівзамкнених басейнах вони можуть бути індуковані припливами та відпливами моря, або океану. Деколи сейші виникають під впливом підводних землетрусів. Сейші мають вузли та пучності.

Вони можуть бути одновузлові, двовузлові та багатовузлові. В коливаннях приймає участь вся маса води. Вузли насправді є вузловими лініями (рис. 1.56).

Основи теорії сейш були розроблені Меріаном у 1828 році. Період багатовузлової сейші визначають так:

$$\tau = \frac{2L}{m\sqrt{gH}}, \quad (1.163)$$

де L — довжина; H — середня глибина басейну; m — кількість вузлів. В дійсності сейшеві коливання рівнів води досить складні, що пов'язано зі складною морфологією котловин та дією інших факторів. Біля відмілих берегів і, особливо, у мілких затоках та протоках можуть виникати значні сейшеві течії. Їх швидкості можуть досягати 2м/с.

Підводні землетруси, вулканічні виверження великі зсуви спричиняють коливання товщі води. Вони розповсюджені від місця зародження (осередку, центру) або концентрично, або у певному секторі. Це довгі

поступальні хвилі. При зустрічі з узбережжям (на мілководді) вони збільшують висоту і створюють катастрофічні хвилі прибою. Ці хвилі у Японії отримали назву цунамі. Вони можуть бути поодинокими, або груповими. Сейсмічність окремих ділянок дна Світового океану дуже висока, тому цунамі виникають по декілька раз на рік (хоча сила їх може бути і не велика). Довжини (крок) цунамі можуть бути від 15-20 км до 300-400 км. Період — хвилини. Висоти у відкритому океані 30-60 см, а при підході до берега від 1-2 м до > 30 м. Швидкості розповсюдження — 400-800 км/год (у відкритому океані). При підводних землетрусах утворюються три види хвиль: цунамі, сейсмічні хвилі у земній корі та акустичні хвилі в океані. Цунамі — найповільніші з них. Тому, спостерігаючи інші, можна передбачити їх і своєчасно вживати відповідних заходів.

На поверхнях розділу шарів з різною густиною також можуть розвиватися хвилі. Їх називають внутрішніми. Їх причини: поверхневі, припливні хвилі, імпульси короточасних посилень вітру, різниця швидкостей течії в шарах, швидкі зміни атмосферного тиску та інше. У зв'язку з відносно малими змінами густини внутрішні хвилі відрізняються великою амплітудою (висотою). Завдяки гідростатичній рівновазі вони знаходяться у протифазі до поверхневих.

З умови постійності тиску на рівні Z_0 можемо записати:

$$\rho_1 Z_1 g + \rho_2 Z_2 g = \rho_1 (Z_1 + h_1 + h_2) g + \rho_2 (Z_2 - h_2) g, \quad (1.164)$$

де ρ_1 та ρ_2 — густина шарів, h_1 та h_2 — висоти поверхневих та внутрішніх хвиль, Z_1 та Z_2 — відстані по вертикалі. Звідси отримуємо:

$$\frac{h_1}{h_2} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1} \quad (1.165)$$

Таким чином висота внутрішньої хвилі тим більша, чим менша різниця густин $(\rho_2 - \rho_1)$. В океані амплітуди внутрішніх хвиль досягають сотень метрів. Однак при малій стратифікованості води вони так розростаються у висоту, що стають нестійкими і руйнуються спричиняючи турбулентне перемішування шарів. Мала різниця густин також приводить до малих фазових швидкостей цих хвиль (декілька метрів на секунду).

Внутрішні хвилі мають велике значення для процесів у глибинах океанів та морів. Вони відображають більшість поверхневих хвиль і передають вплив діючих на них факторів у нижче розташовані шари води.

Крім описаних видів хвиль у воді розповсюджуються звукові та світлові. Їх вивченням займаються особливі розділи науки (акустика та оптика океану).

1.2.20. Стратифікація, стійкість та перемішування природних вод

У полі тяжіння Землі (як і інших небесних тіл) речовина створює горизонтальні шари, що характеризуються певними особливостями і певним ступенем єдності. Розподіл таких шарів по вертикалі називають шаруватістю, або стратифікацією (лат. *stratum* — настил, шар + *facere* — робити). По-суті стратифікація це не тільки результат (стан) але і сам процес розвитку шарів. Вона пов'язана з багатьма іншими природними процесами, впливає на них.

Стратифікація природних вод розглядається в основному для водойм, хоча вона існує і в потоках. В умовах відносно повільних рухів води (малого впливу однонаправлених рухів, потоків) вона пов'язана з розподілом густини, який, в свою чергу, пов'язаний з дією інших факторів. Стійкий стан води спостерігається тоді, коли шари з більшою густиною розташовані нижче. Основним фактором розподілу є температура (в океанах і морях важливу роль грає солоність а також тиск). До основних видів температурної стратифікації слід віднести пряму, обернену та нейтральну (гомотермію).

Стратифікація, в умовах збільшення густини шарів з глибиною, сприяє стійкості водних мас, тобто їх здатності чинити опір процесам вертикального обміну речовиною та іншими субстанціями. Додатній гра-дієнт густини (в напрямку заглиблення) складає основу критерія стійкості, запропонованого Хессельбергом та Свердрупом. Його спрощений вигляд такий:

$$E = \frac{g}{\rho} \cdot \frac{d\rho}{dz}, \quad (1.166)$$

де g — прискорення сили тяжіння, ρ — густина, $\frac{d\rho}{dz}$ — градієнт густини. Показано, що критерій стійкості E з фізичної точки зору являє собою прискорення частки, зміщеної адіабатично з шару в шар на одиницю відстані. Більш детальний запис критерія враховує вплив змін температури, солоності, а також так-звану адіабатичну поправку на стискаємість. Вивчення вертикальної стійкості має велике значення у дослідженнях водних мас, їх меж, структури. Стійкість можна розглядати як показник неоднорідності середовища, його стану та стратифікації.

Процесом, що протидіє стійкості, є перемішування. Його прийнято розглядати для водойм. У водних потоках також є перемішування, але тут це органічна, невід'ємна складова частини стану об'єкту. Тут воно відбувається не тільки у вертикальному, але і в інших напрямках. Його вивчає теорія турбулентності водних потоків.

В межах водойм перемішування це окремий відносно самостійний процес, який має свої характеристики та різновиди. Тут він пов'язаний із змінами основних факторів формування густини води, а також з дією зовнішніх сил (вітру, течій та ін.) Розрізняють два основних види вертикального перемішування у водоймах: молекулярне (дифузія) та турбулентне. Масштаби (інтенсивність) першого на стільки малі, що воно не відіграє значної ролі навіть у дрібних озерах.

Турбулентне перемішування поділяють на два підвиди:

- 1) конвективне (густинне, вільна конвекція);
- 2) фрикційне (вимушене).

Але окремі дослідники розглядають їх як незалежні види. Перший підвид виникає внаслідок збільшення густини (зменшення питомого об'єму) вище розташованих шарів води (часто приповерхневих). Це може бути пов'язане з підвищенням солоності (при льодоутворенні і виморожуванні ропи з льоду,

або при випаровуванні значних об'ємів води), а також зі змінами температур в напрямку точки найбільшої густини.

Деколи збільшення густини може спостерігатися внаслідок змішування вод різної солоності та температури. Це явище в океанології називають ущільненням при змішуванні (див. 2.1.). Воно пов'язане з нелінійністю залежності густини від температури та солоності.

Розгляд фрикційного перемішування у водоймах часто поєднують з розглядом турбулентності взагалі (турбулентного руху). Теорія турбулентності це складна галузь фізики та геофізики, що продовжує розвиватись.

Турбулентне перемішування (обмін) приводить до переміщення та вирівнювання розподілу як певних властивостей води (тепло, кількість руху та ін.), так і різноманітних домішок в ній. Його можна описати за допомогою рівняння турбулентної дифузії:

$$F_c = -A_c \frac{d_c}{dZ}, \quad (1.167)$$

де F_c — потік субстанції через одиницю площі за одиницю часу (інтенсивність обміну); A_c — турбулентний коефіцієнт обміну, значення якого характерно для даної субстанції, а розмірність $\text{г/см} \cdot \text{с}$, $\frac{d_c}{dZ}$ — градієнт субстанції поздовж певного напрямку. Знак мінус означає, що потік додатний у напрямку зменшення субстанції (від'ємний градієнт).

Наведемо приклади, для певних субстанцій:

1) потік кількості тепла ($\text{кал / см}^2 \cdot \text{с}$)

$$Q = -A_q \frac{dq}{dZ}, \quad (1.168)$$

2) потік кількості маси (маси домішок) ($\text{г/см}^2 \cdot \text{с}$)

$$M = -A_s \frac{ds}{dZ}, \quad (1.169)$$

3) потік кількості руху, що визначає турбулентний опір ($\text{г/см} \cdot \text{с}^2$)

$$F_{\text{тур.}} = -A_v \frac{dv}{dZ} \quad (1.170)$$

Турбулентні коефіцієнти обміну це досить складні фізичні параметри, на формування яких впливає значна кількість факторів. Існують різні методи їх визначення.

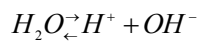
1.2.21. Природні води як хімічний розчин

Вода у природі завжди вміщує певні домішки. Частина з них є розчиненими речовинами. Їх концентрації як правило невеликі. Тому природні води являють собою слабкий розчин. Він може бути як справжнім, так і колоїдним. Точніше він поєднує ці різновиди, це складний комплекс речовин. Вода дуже добрий розчинник. В природних водах, у першу чергу морських, зафіксовані практично всі хімічні елементи Землі. Властивості

води як розчинника тісно пов'язані з особливостями будови її молекули (електричний диполь). Крім колоїдів у природних водах зустрічаються суспензії та зважені частки (зависі). Вони є основою утворення донних відкладів водойм, змінюють деякі властивості води. Крупність цих часток така, що окремі можна бачити оком.

Процеси утворення та змін розчинів пов'язані з такими властивостями речовин як розчинність та дисоціація. Під розчинністю розуміють здатність речовин утворювати з водою однорідну систему, тобто таку, що характеризується новими загальними властивостями. Наприклад: між твердим тілом та розчином відбувається обмін іонами, або молекулами. Швидкість розчинення залежить від температури та тиску, а швидкість осадження від температури та концепції розчиненої речовини.

Дисоціація, тобто роз'єднання молекул на іони, найбільш характерна для розчинів електролітів. Але чиста вода також характеризується наявністю процесу дисоціації. Його описують рівнянням:



Швидкості дисоціації та утворення молекул в діапазоні температур від 0° С до 50° С приблизно рівні і дуже малі, а добуток концентрацій іонів є

постійною величиною $\left(K_w = [H^+] \cdot [OH^-] = 10^{-14} \frac{\text{г}}{\text{дм}^3} \right)$. Оскільки концентрації H^+ та

OH^- рівні, то для кожного вони складають $10^{-7} \frac{\text{г}}{\text{дм}^3}$. Показник вмісту іону прийнято називати водневим показником, і виражати так:

$$pH = -\lg [H^+]$$

Одиниці вимірювання при цьому не записуються. Величина $pH = 7$ означає нейтральну реакцію, або стан розчину. При $pH < 7$ реакція кисла (концентрація іонів H^+ більша), а при $pH > 7$ — лужна. Водневий показник в різних умовах залежить від характеристик домішок у воді, а також від термодинамічних характеристик.

Він відіграє значну роль у визначенні якості води. В річкових водах його значення змінюються від 6,5 до 8,5; атмосферних опадах — від 4,6 до 6,0; в океані — від 7,9 до 8,3; в болотах — від 5,5 до 6,0. У водах копалень та рудників він може досягати 1,0; а содових (карбонатних) озер — 10,0. Водневий показник може змінюватися по порах року. Наприклад для більшості річок він взимку складає 6,8-7,4; а влітку — 7,4-8,2.

У більшості природних вод серед домішок переважають мінеральні речовини і у першу чергу розчинені солі. Тому основними показниками природних розчинів є мінералізація, або солоність. Перший термін частіше використовують для вод суходолу і визначають як сумарний вміст усіх

знайдених при хімічному аналізі мінеральних речовин $\left(\text{м} \frac{\text{мг}}{\text{л}}; \frac{\text{г}}{\text{л}} \right)$. Термін «солоність» використовують у дослідженнях морських вод. Це сумарний вміст усіх твердих мінеральних розчинених речовин в 1 кг морської води при

умові, що всі тверді речовини висушені до постійної маси при температурі 480°C, органічні речовини повністю спалені, броміди та йодіди замінені еквівалентною масою хлориду, а усі вуглекислі солі переведені в оксиди.

Вона виражається у проміле $\left(S_{\text{‰}}; 1\text{‰} = \frac{1}{1000} \right)$. Завдяки тривалій історії розвитку сольової маси океанукількісні співвідношення між концентраціями головних іонів (сольовий склад морських вод) зберігаються однаковими незалежно від їх абсолютної концентрації. Наприклад мають місце такі співвідношення:

$$SO_4^{2-} : Cl^- = 0,1390$$

$$Ca^{2+} : Cl^- = 0,0215$$

$$Mg^{2+} : Cl^- = 0,0669.$$

Відхилення від цієї закономірності спостерігаються лише у районах сильного впливу прісних річкових вод, та у деяких внутрішніх морях.

Мінералізація та солоність вод змінюються у значних межах — від $0,01 \frac{\text{г}}{\text{л}}$ в атмосферних опадах до $600 \frac{\text{г}}{\text{л}}$ в деяких видах ропи (розсолу). Таким чином не всякі природні води є лише слабким розчином. Їх поділяють на чотири групи.

1. $M(S) < 1\text{‰}$. Це прісні води, які є питтєвими.
2. $M(S) = 1\text{‰} \div 24,7\text{‰}$. Солонуваті. При $S = 24,7\text{‰}$ температура найбільшої густини та замерзання води співпадають.
3. $M(S) = 24,7\text{‰} \div 50\text{‰}$. Солоні, морської солоності. $S > 50\text{‰}$ у морях практично не спостерігається.
4. $M(S) > 50\text{‰}$. Сильносолоні (розсоли).

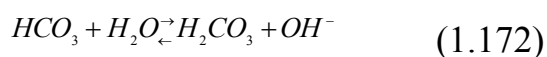
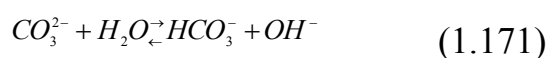
Особливим поняттям є «мінеральні води». Це в основному підземні води, що характеризуються наявністю деяких біологічно активних компонентів (CO_2, H_2S, As та ін.). Часто вони мають підвищену температуру та радіоактивність. Межею з прісною водою вважають $M = 1\text{‰}$. Мінеральні води розрізняють (класифікують) за мінералізацією, іонним складом, газовим складом та специфічними елементами. Межі груп (назви), звичайно, дещо умовні.

Мінералізація та склад природних вод впливають на їх властивості та процеси, що в них відбуваються. До важливих властивостей відносяться жорсткість (твердість), агресивність, лужність та інші.

Твердість води пов'язана з присутністю розчинених солей кальцію та магнію. Розрізняють кальцієву, магнієву та загальну (карбонатну та некарбонатну) твердість. При кип'ятінні вона зменшується і досягає постійної величини. Вода з твердістю менше $4 \frac{\text{ммоль}}{\text{л}}$ характеризується як м'яка, від 4 до $8 \frac{\text{ммоль}}{\text{л}}$ — середньої твердості, від 8 до $12 \frac{\text{ммоль}}{\text{л}}$ — тверда, більше $12 \frac{\text{ммоль}}{\text{л}}$ — дуже тверда. Тверда вода не придатна до пиття, а дуже тверда навіть для технічних потреб (на металах з'являються шкідливі накипи та відклади).

Під агресивністю розуміють здатність природних водних розчинів руйнувати шляхом хімічної дії різні матеріали (бетон, конструкції з вапняків, метали). Під впливом скидання у водні об'єкти промислових, побутових та інших стічних вод, особливо таких, що містять соляну, сірчану, інші кислоти та солі амонію, агресивність природної води може значно посилитися. Розрізняють вилуговуючу, магнезіальну, загально-кислотну, сульфатну та вуглекислу агресивність.

Важливою характеристикою поверхневих та морських вод є їх лужність. За нею можна судити про гідрохімічні та геохімічні процеси: формування хімічного складу води, утворення осадових (зокрема карбонатних) порід та інші. Лужність пов'язана з наявністю аніонів слабких кислот, головним чином вугільної (карбонатової). Гідроліз аніонів приводить до утворення гідроксильних іонів:



Лужність проявляється також в деяких видах підземних вод. Вона впливає на формування якості води.

Хімічні речовини та елементи в природних водах, біосфері, інших геосферах знаходяться в русі — мігрують. Це відбувається шляхом механічного руху водних мас, випадання в осад, видалення в атмосферу, споживання живими організмами та ін. Можливості переміщень називають міграційною здатністю. Розрізняють внутрішні та зовнішні фактори міграції. До внутрішніх відносять: валентність, іонні радіуси, іонні потенціали. До зовнішніх — енергетику Землі (температурні умови, потоки енергії), склад атмосфери, клімат, біогенні умови.

Різноманітність природних та антропогенно змінених водних розчинів і процесів у них надзвичайно велика. Їх вивчають гідрохімія, гідрогеохімія, прикладна екологія та інші науки. Вони впливають на розвиток природних та технічних систем, на формування водних ресурсів.

1.2.22. Основні типи домішок у природних водах

За О. Альокінім домішки умовно поділяють на п'ять основних груп:

- 1) головні іони, що вміщуються у найбільшій кількості;
- 2) розчинені гази;
- 3) біогенні речовини;
- 4) мікроелементи;
- 5) органічні речовини.

За іншими поглядами, особливо для підземних вод, прийнято розглядати макрокомпоненти, мікрокомпоненти, а також газовий склад.

Головні іони включають аніони та катіони.

Аніони: HCO_3^- — гідрокарбонатний;

CO_3^{2-} — карбонатний;

SO_4^{2-} – сульфатний;

Cl^- – хлоридний.

Карбонатні аніони деколи не називають, перераховуючи їх на гідрокарбонатні.

Катіони: Ca^{2+} – кальцію;

Mg^{2+} – магнію;

Na^+ – натрію;

K^+ – калію.

В океанічних водах до головних іонів також відносять Br^- (бромід-ний), F^- (фторидний), $H_3BO_3^-$ (борної кислоти), Sr^{2+} (стронцію). Їх вміст відображений у таблиці 1.3. Вони разом складають 99,99% всіх розчинених у світовому океані речовин.

Таблиця 1.3.

Головні іони в океанічних водах (за С. Бруєвичем)

Іони	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^- та CO_3^{2-}	Br^-	I^-	$H_3BO_3^-$	Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	K^+	Sr^{2+}	Сума іонів
Вміст г/кг при S = = 35‰	19,3534	2,7007	0,1427	0,0659	0,0013	0,0265	10,7638	1,2970	0,4080	0,3875	0,0136	35,160

Морські та річкові води значно відрізняються. У морських переважають хлориди (88,65%) та сульфати (10,79%), а у річкових карбонати (60,1%) та інші (24,8%). Це вказує, зокрема, на різне походження домішок. На поверхні суходолу воно пов'язане з контактом з відносно добре промитими породами. В океані — із загальнопланетарними геологічними процесами, що відбувалися на протязі тривалого часу.

Розчинені гази можуть вступати, або не вступати у хімічну взаємодію з водою. Їх розчинність — це здатність утворювати з водою однорідну систему. Розчинність газів, що утворюють хімічний зв'язок з нею набагато більша. Це аміак NH_3 , сірководень H_2S , сірчанистий газ SO_2 та діоксид вуглецю, або вуглекислий газ CO_2 .

Кількість розчиненого газу вимірюється концентрацією насиченого розчину при даних температурі та тиску. Насиченим називають розчин, що знаходиться у рівновазі з надлишком газу.

Розчинність газів у воді залежить від температури, тиску та загальної мінералізації. При постійній температурі та невисокому тиску, для газів, що не вступають у хімічну взаємодію із водою, вона підкорюється закону Генрі:

$$C = kP, \quad (1.173)$$

де: C — розчинність газу (мг/л);

P — його парціальний тиск в газовій фазі;

k — коефіцієнт Генрі, який також є мірою розчинності газу.

Вплив загальної мінералізації зворотній. Найбільш насиченими можуть бути холодні та прісні води. Слід відрізняти розчинність (як можливість) та фактичний вміст (концентрацію) того чи іншого газу.

На практиці досить часто користуються відносною характеристикою — відсотком насичення (A).

$$A = \frac{C_f}{C_p} \cdot 100\%,$$

де: C_f — фактичний вміст газу;

C_p — вміст, що відповідає рівновазі водного розчину при даній температурі.

Наявність газів у воді пов'язана з такими основними факторами:

- 1) обмін з атмосферою;
- 2) біохімічні процеси у водних об'єктах;
- 3) процеси дегазації мантиї і метаморфізація (перетворення) гірських порід у глибинних шарах земної кори при високих температурі та тиску.

В першому випадку у воду потрапляють азот, кисень, диоксид вуглецю, інертні гази. У другому — диоксид вуглецю, метан та інші вуглеводні, сірководень, азот, водень. У третьому — диоксид вуглецю, оксид вуглецю, сірководень, водень, метан, аміак, хлористий водень та ін. Ця група характерна в основному для підземних вод.

В цілому у поверхневих водах переважають кисень, азот і диоксид вуглецю, а у підземних — диоксид вуглецю, сірководень та метан.

Кисень потрапляє у воду шляхом абсорбції з атмосфери разом з дощовими чи талими водами, або продукується водними рослинами при фотосинтезі. Концентрація кисню з глибиною знижується, що пов'язано з ослабленням фотосинтезу, споживанням на дихання та окислення органічних речовин. Концентрації у поверхневих водах мають значні сезонні та добові коливання. Вони змінюються також для різних водних об'єктів. Основні межі змін концентрації від нуля до 14 мг/л. За рахунок інтенсивного фотосинтезу деколи може спостерігатися перенасичення — до 20 мг/л. На пониження концентрацій впливають також органічне забруднення або евтрофікація водойми. (Евтрофікація — підвищена біопродуктивність, що приводить до накопичення органічних решток і погіршення фізико-хімічних властивостей води). Мінімальна концентрація розчиненого кисню, необхідна для нормального розвитку риби становить 5 мг/л. Якщо вона знижується до 2 мг/л починається їх масова загибель (замор).

Диоксид вуглецю поступає у воду з атмосфери, за рахунок дихання тварин, при розкладі органічних речовин та іншими шляхами. Має дуже велику розчинність за рахунок хімічної взаємодії з молекулами води. Концентрація CO_2 в природних водах значно залежить від рН і змінюється від десятих часток до 3-4 мг/л. Деколи концентрація може підвищуватися до 10-20 мг/л. В глибинних підземних водах вона може бути набагато більшою, що

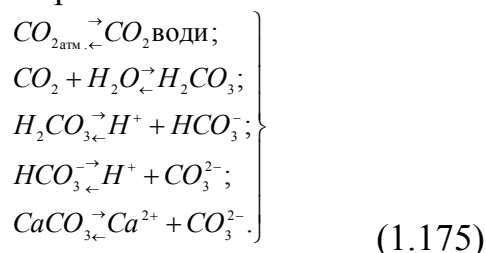
пов'язано з виділенням вулканічних газів. При високих значеннях концентрації CO_2 вода стає агресивною по відношенню до бетону та металів.

При взаємодії з водою CO_2 утворює вугільну кислоту. При цьому утворюється карбонатна система (рівновага), яка тісно пов'язана з кальцієвою (кажуть також про карбонатно-кальцієву рівновагу). Це сама складна система рівноваг у природних водах.

Загальний вміст компонентів карбонатної системи виражають так:

$$\sum CO_2 = [CO_2] + [H_2CO_3] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}] \quad (1.174)$$

З карбонатною системою також безпосередньо пов'язані іони водню та кальцію, а непрямо фактично весь комплекс розчинених речовин. Систему рівноваг описують такими рівняннями:



В природних водах у більшості випадків співвідношення форм карбонатної рівноваги впливає на значення pH .

Сірководень поступає у природні води в основному за рахунок відновлювальних процесів, що відбуваються при бактеріальному розкладі та біохімічному окисленні органічних речовин. Іншим джерелом є дегазація мантиї Землі. Сірководень токсичний і має неприємний запах. Його наявність може вказувати на досить сильне забруднення води органічними речовинами. Як-правило він відсутній в основній частині водних об'єктів і з'являється лише деколи у придонних шарах (сірководнева зона, зокрема, у Чорному морі концентрація досягає 6 мг/л). Сірководень швидко окислюється при наявності у воді достатньої кількості кисню, а також деяких видів бактерій. Але він може бути присутній у значних концентраціях в мінеральних (сульфідних, сірководневих) водах. Ці води мають лікувальне значення, що пов'язано з особливими їх загальними властивостями.

Азот (нітроген) поступає у водні об'єкти в основному з атмосфери, частково внаслідок біохімічних процесів. Він має властивості інертного газу, але все ж приймає участь у гідрохімічних процесах. Основна форма знаходження азоту як елемента у природних водах це різноманітні біогенні сполуки.

Метан — відносять до газів, що найбільше розповсюджені у підземних водах. Основним його джерелом є дисперсні органічні сполуки у породах. У невеликих кількостях він спостерігається у придонних шарах озер, де виділяється з деяких відкладів при біохімічному розкладі органічної речовини.

Біогенні речовини це мінеральні речовини, що найбільш активно приймають участь у життєдіяльності (водних) організмів. До них відносяться сполуки азоту (NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^-), фосфору ($H_2PO_4^-$, HPO_4^{2-} , PO_4^{3-}), кремнію ($HSiO_3^-$, SiO_3^{2-}),

іони заліза (Fe^{2+}, Fe^{3+}) та деяких мікроелементів. У природні води потрапляють в основному при розпаді організмів в межах об'єкту, а також з площі водозбору та зі стічними водами. Концентрації їх невеликі, а режим пов'язаний з температурою, що впливає на гідробіологічні процеси.

Мікроелементи — хімічні елементи, сполуки яких зустрічаються у природних водах в дуже малих концентраціях (мікрограми на літр). Різноманітність їх дуже велика. До типових катіонів відносять $Li^+, Rb^+, Cs^+, Be^{2+}, Sr^{2+}, Ba^{2+}$ та інші. Іони важких металів — $Cu^{2+}, Ag^+, Au^+, Pb^{2+}, Fe^{2+}, Ni^{2+}, Co^{2+}$ та ін. Комплексоутворювачі — Cr, Mo, V, Mn . Типові аніони — Br^-, I^-, F^-, B^{3-} . Також у природних водах присутні радіоактивні елементи. Всі ці домішки можуть знаходитися у воді у вигляді завислих речовин, колоїдів (гідроксидів металів), комплексів з гуміновими та іншими органічними кислотами, недисоційованих, напівдисоційованих молекул та вільних іонів. Загальна причина малих їх концентрацій є мала міграційна здатність. Мікроелементи важливі для живих організмів, вони входять до складу ферментів, вітамінів, гормонів.

Органічні речовини — наслідок функціонування біосфери (як у водах, так і на водозборі). Значна частина органіки — наслідок діяльності людини. Склад цих речовин дуже різноманітний. Вони можуть знаходитися у розчиненому вигляді, в колоїдному та завислому стані. Вони впливають на окислюваність домішок. Показником їх вмісту може бути органічний вуглець. Мінімальні його концентрації у незабруднених водах складають приблизно 1 мг/дм^3 , а максимальні

$10\text{--}20 \text{ мг/дм}^3$. У болотних водах вони досягають сотень мг/дм^3 . У забруднених водах концентрації змінюються у діапазоні від 10 мг/дм^3 до 100 мг/дм^3 та більше.

В сучасних умовах завдяки антропогенному впливу на природні води крім описаних основних п'яти груп домішок все більше значення набувають різноманітні специфічні забруднюючі речовини. Вони впливають на розвиток водних об'єктів, їх екосистеми, а також на якість води.

1.2.23 Гідрохімічна класифікація природних вод.

Зміни їх складу

Існують різноманітні класифікації природних вод за хімічним складом та мінералізацією. Одною з найбільш розповсюджених та загальних є класифікація О.О. Альокіна запропонована у 1948 році. За нею виділяють класи, групи та типи вод.

Класи: 1) гідрокарбонатних та карбонатних вод (більша частина слабомінералізованих вод річок, озер, водосховищ, деякі підземні води);

2) сульфатних вод (середньомінералізовані, генетично пов'язані);

3) хлоридних вод (високомінералізовані води океанів, морів, деяких озер, закритих підземних структур та ін.).

Класи виділені за переважаючим аніоном. Кожен клас поділяється на три групи за переважаючим катіоном. Виділено такі групи: кальцієву, магнієву і натрієву. Кожна група поділяється на чотири типи, залежно від співвідношень вмісту іонів.

Тип I: $HCO_3^- > Ca^{2+} + Mg^{2+}$

Тип II: $HCO_3^- < Ca^{2+} + Mg^{2+} < HCO_3^- + SO_4^{2-}$

Тип III: $HCO_3^- + SO_4^{2-} < Ca^{2+} + Mg^{2+}$ або $Cl^- > Na^+$

Тип IV: $HCO_3^- = 0$.

Хімічний склад, певних частин природних вод, водних об'єктів може бути відносно стабільним, або змінюватися. Якщо зміни не однонаправлені і не дуже значні, то говорять про гідрохімічний режим об'єктів. Він може бути зумовлений природними і антропогенними факторами. Він проявляється в багаторічних, сезонних та добових коливаннях концентрації компонентів хімічного складу, показників фізичних властивостей води, рівня забрудненості та іншому.

В деяких випадках мінералізація природних вод значно змінюється (в основному однонаправлено, але деколи періодично). Важливим видом процесу таких змін є метаморфізація хімічного складу. Під нею розуміють направлені перетворення в іонному складі вод, які відбуваються під впливом змін зовнішніх умов та чинників, і проявляються в кристалізації мінералів (випадінні солей в осад), катіонному обміні і десульфатизації. Метаморфізація відбувається лише в певних умовах і приводить до зміни гідрохімічного класу. Якщо процес іде так, що хімічний склад води змінюється від гідрокарбонатного до сульфатного і далі до хлоридного, тобто спочатку відбувається втрата (на осад) CO_3^{2-} та HCO_3^- , а потім SO_4^{2-} , то такий напрямок називається прямим, або нормальним (метаморфізація I роду). Збільшення вмісту іонів, при цьому, можна відобразити так:



Тобто води стають хлоридно натрієвими. Цей процес пов'язаний із збільшенням мінералізації вод в умовах посушливого клімату або при заглибленні в надра земної кори (від поверхні до певних глибин).

Зворотній процес (метаморфізація II роду) пов'язаний зі збільшенням зволоженості території, надходженням прісних вод, при підйомі до поверхні Землі. В реальних умовах процеси змін хімічного складу вод набагато складніші. Ми навели лише приклад генералізованої схеми одного з них.

1.2.24. Забруднення та якість природних вод

Ресурси прісних вод досить довго вважалися практично невичерпними. Це привело до значних промахів в організації їх використання. За прогнозами, у першій чверті XXI століття проблема питної води та водних ресурсів взагалі стане одною з центральних екологічних проблем. Фактично вона існує вже зараз. Більше 20% населення Землі живе в умовах значного дефіциту води.

Проблема якості природних вод та екологічного стану водних об'єктів існує практично у кожній країні.

На погіршення стану (якості) водних об'єктів впливають різноманітні фактори — зміни водного режиму, зміни морфологічних та динамічних характеристик, донних відкладів, наносів та ін. Але основним є вплив забруднень. Головна їх форма — скид забруднюючих речовин, що утворюються внаслідок діяльності людини.

З іншого боку — існують процеси вдосконалення технологій, систем водокористування, докладаються зусилля по відновленню нормального функціонування водних об'єктів, розвивається водне законодавство.

Всі ці фактори впливають на якість природних вод, як частини екосистем. Це досить широке поняття, яке тільки формується. Більш розповсюдженим є термін «якість води». Для різних потреб вимоги до якості різні. Крім того ці вимоги поступово розвиваються. Очевидно, що вимоги повинні враховувати перспективи розвитку гідроекосистем. І це є загальна мета.

З якістю води пов'язане також більш давнє поняття - водні ресурси. Раніше воно використовувалось широко і охоплювало практично всі доступні природні води. Тепер на передній план виступають якісні показники, можливості раціонального використання.

В сучасний період мова іде про якість не тільки прісних вод, але і інших їх видів розповсюджених в природі (біосфері). Зі станом гідро-екосистем пов'язані також інші ресурси. Тому, можливо, слід було б говорити про гідроекоресурси, як потенціал розвитку систем біосфери та ноосфери. Це відповідає загальному екологічному поняттю «якість природного середовища».

Тим не менше реальністю поки що є значне забруднення природних вод і погіршення стану водних об'єктів. В підручниках з екології відповідні розділи часто називаються «Екологічна безпека гідросфери». Існують різноманітні класифікації факторів впливу на природні води та забруднюючих речовин.

Природні води характеризуються також властивостями самоочищення. Це поняття близьке до поняття стійкості екосистем (геосистем). Самоочищення водних об'єктів зумовлено багатьма факторами: гідродинамічними (турбулентність), біохімічними, енергетичними (в першу чергу сонячна радіація), біологічними та ін. Їх дія залежить як від режиму водного об'єкту, так і від ступеня забрудненості. Потенційні можливості самоочищення пов'язані з такими процесами, як седиментація, сорбція, розбавлення та розклад складних органічних сполук.

Вивчення процесів самоочищення природних вод проводиться з метою отримання кількісних показників стану водного об'єкту, прогнозу хімічного складу та властивостей води, розрахунку (оцінки) гранично допустимих навантажень, аналізу балансу хімічних речовин та ін.

Процеси природного самоочищення можуть стимулюватися (бути підтримані) людиною. Така діяльність є частиною зусиль по забезпеченню якості природних вод.

На завершення слід сказати, що загострення екологічних проблем і розвиток комплексу екологічних досліджень (екології в широкому розумінні) не може не впливати на інші науки, і в тому числі на гідрологію. Цей її аспект потужно розвивається. Існують пропозиції щодо формування екогідрології, гідроекології та ін. Деякі важливі питання цього напрямку будуть розглянуті у третій частині підручника.

М е т о д и г і д р о л о г і ч н и х д о с л і д ж е н ь

Метод (гр. *methodos*) — буквально «шлях до мети, до чогось». Методи наукових досліджень вказують шлях до наукової істини, до розуміння законів природи, суспільства, мислення. Метод має об'єктивну та суб'єктивну сторони. Суб'єктивна пов'язана з особливостями мислення та діяльності вченого, або групи вчених. Об'єктивність методу, як і теорії, забезпечується випробовуванням на практиці. Методи умовно поділяють на філософський (найбільш загальний), загально-наукові, часткові (для певних наук), спеціальні та специфічні. До загальнонаукових відносять: спостереження, порівняння, рахунок, вимірювання, експеримент, узагальнення, абстрагування, формалізацію, аналіз та синтез, індукцію та дедукцію, аналогію, ідеалізацію, моделювання, введення ієрархії (ранжирування), а також аксіоматичний, гіпотетичний, історичний та системний методи.

Методи, як і теорії, розвиваються історично, вдосконалюються разом з наукою. Певні сукупності методів називають методиками, а всю сукупність методів і вчення про методи науки — її методологією. Як і люба складна система методологія це не просто арифметична сума методів, а стратегія досліджень, що сприяється на знання найвищого рівня узагальнення, тобто на теоретичне ядро науки разом із загальнонауковими та філософськими уявленнями.

Якщо розглядати всю систему методів певної науки на різних ієрархічних рівнях, то вона за об'ємом наближається до самого предмету науки, оскільки охоплює всі види досліджень. Відповідно ми не можемо в даному розділі дати скільки-небудь повний огляд методів гідрологічних досліджень, а зупинимося лише на деяких основних їх групах та видах.

1.3.1. Математичні методи, інформатика

Майже 400 років тому великий Галілео Галілей сказав: «Філософія написана у грандіозній книзі — природі, яка відкрита для всіх і кожного, хто навчився розуміти її мову та знаки, якими вона написана. Написана ж вона математичною мовою, а знаки її — математичні формули». Але він же сказав: «Легше пізнати рух світил небесних, ніж закони руху маленького струмка». Ступінь математизації різних галузей наук про Землю, і в тому числі гідрології, суттєво різний. Це пов'язано зі складністю досліджуваних об'єктів. Тому небезпідставним є питання про коректність використання тих чи інших математичних методів, або підходів. Поряд з цим існують

традиційні напрямки, де застосування математичних методів є необхідністю. Наприклад, в обробці даних спостережень, або експериментів (а також при плануванні цих робіт) широко використовують імовірно-статистичні методи.

Вони також є основними в гідрологічних розрахунках. За їх допомогою вивчають закономірності просторового розподілу та повторюваності в часі гідрологічних характеристик, похибок їх вимірювань та розрахунку. Поряд з цим поєднання географічних та статистичних методів досліджень, на думку Д.Л. Соколовського, «дозволяє врахувати за допомогою сумарних параметрів та коефіцієнтів як вплив географічного середовища, в якому відбуваються гідрологічні процеси, так і стохастичний характер більшості гідрологічних залежностей, що підкоряються імовірностним законам...».

Іншою важливою галуззю застосування математичних методів в гідрології є аналіз фізичних процесів з використанням фундаментальних залежностей (систем рівнянь) фізики та математичної фізики. Термогідродинамічні та інші геофізичні процеси лежать в основі динаміки водних об'єктів, а значить, і переносу домішок, енергії, інформації. На основі систем основних та додаткових рівнянь та залежностей будують (розвивають) математичні моделі, проводять фізико-математичний аналіз.

Застосування математичних методів необхідно також в інформаційних технологіях, при розробці методів, приладів та обладнання для спостережень, моніторингу водного середовища, при складанні та обробці карт та планів, в аналізі прикладних питань, в гідропрогнозах, системних дослідженнях і у багатьох інших випадках. Тому і спектр методів дуже великий.

Надзвичайно важливою методологічною рисою сучасних досліджень є погляд на гідрологічні (та інші природні) процеси як поєднання детермінованих та випадкових (стохастичних) складових, а також хаосу та порядку. У зв'язку із цим трансформуються і математичні методи.

У теперішній час важливою рисою гідрологічних досліджень є також застосування інформаційних технологій. Це системи спостереження та контролю, банки даних, системи створення та обробки карт, розрахунку динаміки забруднень, попередження про небезпечні явища та багато інших.

1.3.2. Системний підхід

Хаос і стохастичність явищ природи поєднуються з проявами упорядкованості, закономірності. Але цей порядок, внутрішній взаємозв'язок часто досить важко виявити. Особливо це стосується складних, ієрархічно побудованих об'єктів. Водні об'єкти також можна розглядати як складні системи. Тому тут застосовують системний підхід. Під системою розуміють — впорядковану множину взаємопов'язаних елементів, яка володіє структурою та організацією. Системний об'єкт це завжди щось більше ніж проста сума елементів (впорядкованість, системні зв'язки, нова якість). Тому системний підхід це в першу чергу синтез, метод об'єднання

частин, виявлення законів об'єднання і виникнення цілісності, нової якості, закону вищого рівня.

Складними гідрологічними об'єктами можна вважати: річкову систему та її басейн, гирлову область річки (наприклад дельту), русло з заплавою, меліоративну систему, водногосподарську систему, водойму з оточуючим середовищем, болото, циркуляційну систему рухів в океані, крупний льодовик, або їх сукупність, колообіг води і багато інших. Особливе місце займають водні екосистеми та системи використання водних об'єктів (водних ресурсів).

Системність, упорядкованість, організованість пов'язані з поняттям оптимальності. Оптимізація антропогенного впливу на гідросистеми — важлива частина сучасних гідрологічних досліджень.

1.3.3. Експеримент та моделювання

Слово експеримент походить від латинського *experimentum* — спроба, дослід (досвід). У науковій мові та дослідницькій роботі цей термін використовують у загальному значенні. Він може відповідати досліду, цілеспрямованому спостереженню, відтворенню досліджуваного об'єкту, організації особливих умов його існування, перевірці прогнозу (передбачення). В це поняття вкладають як наукову поставку дослідів, так і спостереження об'єкту в точно визначених умовах, що дозволяє слідкувати за ходом явищ і відтворювати їх кожен раз при повторенні умов. Таким чином змістом експерименту є діяльність, направлена на створення (фіксацію) умов виникнення певного явища при найменшому ускладнюючому впливі інших. Основною його метою є виявлення властивостей досліджуваних об'єктів та перевірка гіпотез. Різноманітність видів експериментів досить велика.

В гідрології найбільше використовують лабораторний, польовий експеримент, а також комплексні експериментальні спостереження (пасивний експеримент). Лабораторний — проводиться в лабораторних умовах із застосуванням типових приладів, спеціальних моделюючих установок, стендів, спеціального обладнання і т.д. Тут найбільш часто вивчають не самий об'єкт, а його зразок. Його позитивними рисами є можливість необхідної кількості повторень, можливості поступово змінювати характеристики та фактори, оптимальні витрати часу та засобів. Але він не завжди достатньо відповідає реальному об'єкту.

Польовий (натурний) експерименти — проводять на спеціально виділених і обладнаних ділянках. Якщо ж мова іде про гідротехнічні, або водногосподарські системи то говорять також про серію натурних випробовувань. Цей вид експерименту потребує детальної підготовки та планування, підбору методів дослідження. Його прикладами можуть бути стокові та випаровуючі площадки, штучне дощування, зміни характеру діяльної поверхні та інші.

Експериментальні спостереження це спеціально організовані уніфіковані спостереження, що охоплюють об'єкти значних розмірів. Цей вид експерименту використовується, наприклад, в океанології (часто спільно з метеорологією). Вивчити основні закономірності розвитку і властивості досліджуваних крупних процесів іншими методами дуже важко, або неможливо. Це можуть бути процеси взаємодії океану та атмосфери, системи течії та вихорів в океані, поля океанологічних характеристик та інше.

Крім експерименту в гідрології широко застосовують метод моделювання. Його можна визначити як метод практичного, або теоретичного непрямого оперування об'єктом, тобто відтворення характеристик основного об'єкту на іншому, подібному (спеціально створеному) об'єкті. При цьому важливою є та допомога, яку надає моделювання для вивчення складних явищ та процесів. Закони природи можуть бути подібними при розгляді різнорідних явищ та процесів, або однорідних, але спрощених та інших за часово-просторовим масштабом. Тому найважливішим інструментом і принципом моделювання є теорія подібності. Фактично вона має глибоке пізнавальне (гносеологічне) значення, оскільки прямо сприяє виявленню найбільш загальних закономірностей розвитку явищ та процесів. Крім того, модель може давати нову інформацію про об'єкти. Теорії також є своєрідними моделями і відомо, що вдала теорія може передбачити нові явища та процеси, які ще не були виявлені і досліджені. В гідрології розповсюдження фізичне, математичне, аналогове та інші види моделювання. Фізичне моделювання передбачає створення копії реальної фізичної системи в іншому (як — правило зменшеному) масштабі. Необхідно, щоб модель мала такі параметри, при яких критерії подібності виявляються однаковими для неї і для оригіналу. Яскравим прикладом є гідравлічні моделі, які створюють у багатьох лабораторіях світу.

Сучасні математичні моделі пов'язані з використанням електронної обчислювальної техніки. Процес математичного моделювання можна поділити на чотири етапи. На першому формулюються основні закони за якими розвивається об'єкт. На другому здійснюється дослідження математичних задач, що виникають при створенні моделі. На третьому відбувається співставлення результатів розрахунків з даними спостережень (дійсністю). На четвертому етапі модель модернізують, удосконалюють. Моделі поступово накопичуються, взаємодіють, розвиваються, що створює особливу систему знань про реальний світ. В гідрології використовують математичне моделювання у дослідженнях термодинаміки водних об'єктів, процесів формування стоку води та наносів, розвитку льодовиків, процесів формування якості вод, розвитку русел річок, переробки берегів водойм і багатьох інших. Математичне моделювання і перевірка його результатів потребують достатньої і якісної інформації.

Аналогове моделювання застосовують якщо явища у двох співставлених системах мають різну природу, але основні процеси в них описуються однаковими системами диференціальних рівнянь. Застосування прямих моделей-аналогів обмежено. Їх можна замінити структурними

(поелементними) моделями. Прикладом аналогового моделювання у гідрології може служити метод ЕГДА (електрогідродинамічної аналогії). Це метод електричного моделювання поля швидкостей при фільтрації підземних вод у товщі ґрунтів та порід. Він також використовується для моделювання хвиль попусків води через гідровузли, хвиль паводків та інших явищ.

1.3.4. Порівняння, типізація, класифікація

Порівняльний метод широко використовують у природничих науках. Порівняння полягає у співставленні об'єктів з метою виявлення рис подібності та відмінності. Воно є найважливішою основою узагальнень, а також грає значну роль у виявленні та дослідженні аналогій. Порівняння також допомагає визначенню поняття про об'єкт, тобто виявленню його характерних, специфічних рис. Характер порівняння залежить від накопичених у даній галузі досліджень знань, інакше воно не принесе користі, не буде сприяти пізнанню об'єктів. Порівняння допомагає типізації.

Типізація (типологія) — виділення обмеженої кількості різновидів (типів) об'єктів (як правило одного рівня складності), що характери зуються чітко вираженими особливостями і представляють чіткі групи аналогічних об'єктів. Тип це частіше уявний об'єкт (образ, модель). Виділення типів дозволяє систематизувати інформацію про об'єкти, вивчати основні закони їх розвитку. У типології допускається те, що виділені типи не обов'язково повинні вичерпувати досліджувану множину об'єктів, можуть існувати не типові (атипічні) об'єкти. Крім того допускається існування перехідних об'єктів, що можуть відноситися до різних типів. Типізації широко розповсюджені в гідрології. Наприклад виділяють типи русел, типи гірл, типи озерних котловин за походженням, типи льодовиків, основні типи водних мас Світового океану та інші.

Більш строгим способом систематизації множини (різноманітності) досліджуваних об'єктів є класифікація. На відміну від типології вона передбачає віднесення всіх (без винятку) об'єктів до певних класифікаційних груп. Для проведення операції логічного поділу необхідно ввести його ознаки (основи). Ознаки поділу можуть бути формальні, суттєві, або генетичні (за глибинними взаємозв'язками, взаємопереходами, розвитком). Останній вид ознак найбільш цінний. Класифікації, як правило, бувають складні, багаторівневі. Основи поділу на різних рівнях поступово змінюються, деталізуються. Прикладами класифікацій в гідрології є класифікації природних вод за гідрохімічним складом, озер за водним режимом, боліт за характером походження та розвитку, течій за основними діючими силами та інші.

Методи порівняння та поділу (класифікація, та типізація) сприяють виявленню та дослідженню основних законів розвитку об'єктів.

1.3.5. Історичний метод

Можна проводити порівняння не тільки сучасних об'єктів, явищ, процесів, але і сучасних та минулих. Це дає змогу краще розуміти закони їх розвитку.

В природі та суспільстві зберігається інформація про минулі періоди розвитку. Її збір та обробка проводиться за допомогою спеціальних методів та методик. Розрізняють зміни об'єктів за історичний період та більш тривалі проміжки часу. В останньому випадку говорять про методи палеоаналізу та палеонауки (гр. *palaios* — стародавній). Існує також палеогідрологія, проводяться окремі історико-гідрологічні дослідження.

Історичний метод, як вивчення розвитку об'єктів, надзвичайно важливий для формування уявлень про загальні еволюційні процеси, їх закономірності і, зокрема, про роль та місце в них природних вод. Цей метод широко застосовують в біології, екології, геохімії, гідрогеохімії. Результати таких досліджень можуть допомогти вирішенню еколого-гідрологічних проблем.

Любі гідрологічні об'єкти проходять певні стадії розвитку. Можна сказати, що стан об'єкту на певний момент часу є наслідком (відбитком) минулих та сучасних умов його існування. У зв'язку із цим дослідження можуть базуватися на діахронічному підході, тобто на розгляді генезису та стадій розвитку об'єкту. Палеогідрологічні методи тісно пов'язані з палеогеографічними та іншими. Можна назвати: метод реліктів, метод історичних (палео-) зрізів, методи визначення абсолютного віку, метод актуалізму та інші. Зокрема метод актуалізму базується на тому, що знання про сучасні явища та процеси дозволяють судити про умови формування певних об'єктів в минулому. Хоча це і не завжди коректно, тим не менш даний метод має велике пізнавальне значення.

В цілому можна говорити про поступове поглиблення, ув'язку та розвиток знань про минулі стани гідросфери Землі, як частини біосфери та географічної оболонки.

1.3.6. Прогнозування

Прогнозування це складання науково обґрунтованих припущень про майбутній стан об'єкту, складання прогнозу (гр. *pro* — вперед; *gnosis* — знання, вчення; *prognosis* — передбачення). Прогноз є видом наукового передбачення, яке стосується не тільки майбутнього, але і інших умов існування об'єкту, або навіть існування недосліджених об'єктів. В останньому випадку наукове передбачення межує з науковим відкриттям.

Гідрологічні прогнози можуть стосуватися різноманітних явищ, процесів, об'єктів. Наприклад: водного режиму, припливів, цунамі, розвитку льодових утворень, динамічних явищ в океані, занесення водосховищ, розвитку русел, змін берегів водойм, розповсюдження термінові (оперативні), та довготермінові. Для здійснення оперативних прогнозів необхідно мати відповідну систему моніторингу, оперативного розрахунку явища чи процесу і передачі інформації. Довготермінові прогнози здійснюються на періоди у тижні, місяці, роки та більше. Вони базуються на знаннях про загальні закономірності розвитку об'єкту.

В межах гідрології суходолу сформувалась окрема наукова дисципліна — гідрологічні прогнози. Як ми бачили з історії розвитку гідрологічних досліджень, ідея їх необхідності існувала вже у Стародавньому світі. Але

науково обґрунтовані прогнози почали виникати наприкінці XIX століття. Зокрема вони стосувалися рівнів води на судноплавних річках. (Трохи раніше отримали розвиток прогнози припливів у морях). У XX столітті гідропрогнози стали необхідною частиною планування використання водних ресурсів, гідротехнічного будівництва, а також правильної експлуатації гідровузлів інших технічних споруд, ведення водного господарства. Для кожного виду прогнозу розроблені один, або декілька видів методів прогнозування.

В цілому до основних методів прогнозування можна віднести: метод тенденцій, метод аналогії, імовірно-статистичні методи, різні види моделювання, метод експертних оцінок та інші.

1.3.7. Експедиційний метод

Експедиція (лат. *expeditio* — похід, подорож) — одна з організаційних форм виконання польових робіт. На відміну від стаціонарних досліджень, експедиції пов'язані з маршрутними пересуваннями по території, хоча при цьому можуть також бути створені пункти тимчасових спостережень. Сучасні експедиції часто являються комплексними. Це пов'язано з необхідністю вивчення різних сторін природних явищ та процесів, виконання різних видів робіт спеціалістами у відповідних галузях. Експедиції являються крупними підрозділами науково-дослідних, проектних та інших установ. У свою чергу вони поділяються на загони та групи. Вони використовують у своїй діяльності певну вихідну та додаткову інформацію (дані стаціонарних спостережень, аерофотознімки, аероспостереження, інформацію з космічних апаратів та ні.). В гідрології існують такі дисципліни як водно-технічні пошукові роботи, водні дослідження. Вони розглядають питання організації та виконання польових експедиційних робіт. Ці роботи поділяють на три етапи: 1) підготовчі роботи; 2) польові роботи; 3) завершальні камеральні роботи. Крім комплексних гідрологічних експедиційних досліджень існують також галузеві. Наприклад: для гідроенергетичного будівництва, водного транспорту, водних меліорацій, водопостачання і водовідведення, будівництва різноманітних переходів (ліній електропередач, магістральних трубопроводів, доріг та ін.), рибного господарства, розробки проектів захисту територій від наводнень та розмиву берегів, проведення екологічних та водоохоронних досліджень, створення зон рекреації та туризму.

1.3.8. Вимірювання, спостереження, моніторинг

Шлях від окремих вимірювань гідрологічних величин до моніторингу природних вод, як складової природного середовища становить вже більше п'яти тисяч років. Вимірювання лежать в основі всіх кількісних методів досліджень. Їх доповнюють якісними спостереженнями та описами. Вимірюванням називають пізнавальний процес направлений на визначення певних характеристик об'єктів за допомогою вимірювальних приладів. Він зменшує ступінь невизначеності в стані предметів та явищ. Він в кінцевому рахунку зводиться до порівняння вимірюваної величини з деякою

однорідною з нею величиною, що прийнята за еталон (одиницю вимірювання). Систему послідовних, спеціально організованих, стандартизованих вимірювань і якісних спостережень на постійно діючих пунктах називають методом стаціонарних спостережень. Він служить для тривалого та глибокого вивчення гідрологічного режиму водних об'єктів. На суходолі перші сітки стаціонарних спостережень почали з'являтися з XVII століття. Масовий, широкий розвиток вони отримали у другій половині XIX — першій половині XX століття. Поступово відбувається їх модернізація та оптимізація. Стаціонарні спостереження у відкритому океані мають значну специфіку. До них можна віднести:

- 1) берегові та острівні;
- 2) на рейдових станціях;
- 3) на вікових (стандартних) океанографічних розрізах;
- 4) океанографічні зйомки;
- 5) за допомогою автоматичних буйкових станцій (АБС);
- 6) за допомогою об'єднаної глобальної системи океанських станцій (ОГСОС);
- 7) з літаків;
- 8) з космічних апаратів.

Їх доповнюють спостереженнями що проводяться при океанографічних роботах, плаваючими маяками, суднами погоди, дрейфуючими станціями, населеними підводними лабораторіями.

Сучасні стаціонарні спостереження на суходолі проводяться в першу чергу на спеціалізованих сітках (мережах), що складаються з постів (пунктів), станцій, центрів, науково-дослідних установ та інших складових. Сітки можуть входити до загальних систем моніторингу середовища та обліку ресурсів. Крім стандартних пунктів та станцій існують спеціалізовані або комплексні стаціонари. Наприклад: водно-балансові, селестокові, болотні, гляціологічні, меліоративні, ґрунтово-ерозійні, при водосховищах та інші.

Всі види вимірювань повинні проводитися з дотриманням вимог (правил) метрології та стандартизації. Морські, наземні, підземні та інші спостереження мають свої метрологічні служби (системи), що забезпечують їх точність, співставність, коректність, об'єктивність. З ними пов'язані особливі галузі приладобудування. Вимоги стандартизації забезпечуються створенням і використанням інструкцій та настанов по проведенню вимірювань і спостережень, виробкою стандартних програм спостережень, системами контролю роботи.

Основною наукою, що вивчає способи та методи гідрологічних вимірювань є гідрометрія. Виділяють гідрометрію поверхневих вод суходолу (просто гідрометрію) та морську гідрометрію. Їх корені сягають давніх часів. Але становлення наукових підходів відноситься до XVIII-XIX століть. Зародки сучасних вимірювань склались у XVI-XVII століттях. Перша серія морських спостережень була виконана в експедиції Баренца (1595-1597 рр.). Перші вимірювання швидкостей течії в річках проводив Леонардо да Вінчі. В теперішній час гідрометрія це складна розгалужена галузь, що пов'язана як з

гідрологією, так і з метрологією та стандартизацією, приладобудуванням, моніторингом середовища, державним обліком вод, питаннями організації спостережень, іншими географічними та екологічними науками.

Як і вся гідрологія, гідрометрія, і взагалі спостереження за природними водами, поступово все більше стають пов'язаними з екологічними питаннями. У 60-х-70-х роках ХХ століття почали створюватися служби контролю стану забруднення та якості вод. Вони включають спеціалізовані сітки пунктів контролю і доповнюються періодичними обстеженнями об'єктів. Такий моніторинг поєднується з системами контролю використання вод в організаціях, установах, фірмах та ін. Слід також зауважити, що гідрохімічні (і тимчасово гідробіологічні) спостереження почали проводитись набагато раніше. Спочатку вони включали відносно невеликий перелік показників. При вивченні океанів та морів це важливі складові досліджень; особливо починаючи від експедиції на корветі «Челленджер» у 1872-1876 роках. При вивченні поверхневих вод суходолу вони стали проводитися з початку ХХ століття. Що ж стосується вивчення підземних вод, то визначення їх гідрохімічного складу є одним з найважливіших питань.

Системи стаціонарних гідрогеологічних спостережень почали розвиватися у першій половині — середині ХХ століття. Вони включають визначення рівнів, витрат води, температури, хімічного та бактеріологічного складу, деяких інших характеристик. Пункти спостережень (системи свердловин) утворюють опірну сітку та сітки спеціального призначення. Їх розміщення проводиться з розрахунком необхідності висвітлення режиму основних типів підземних вод. Оптимізація сітки відбувається шляхом відбору найбільш ефективно, адекватно діючих свердловин та пунктів. В межах кожного гідрогеологічного району або ділянки зберігають ті пункти, по яких отримані параметри режиму близькі до середніх по району. Такими параметрами являються рівні, терміни настання характерних рівнів, швидкості змін рівнів, амплітуди змін рівнів та температур, мінералізація та хімічний склад води, їх сезонні зміни та інші. Сітки гідрогеологічних спостережень можуть бути державними та відомчими, а також різної тривалості дії.

Сучасні гідрологічні вимірювання та спостереження неможливо уявити без застосування аерокосмічних технологій та методів досліджень. Ці методи — також окрема галузь природничих наук. Вони включають в себе:

- 1) аеро — або космічні зйомки;
- 2) візуальні спостереження;
- 3) геофізичну розвідку; різні види вимірювань та зондування;
- 4) участь у регіональних, або глобальних експериментальних спостереженнях;
- 5) участь в геоінформаційних системах.

Основні переваги цих методів пов'язані з можливостями отримання недоступної для інших методів інформації, швидкодійності, одночасному або послідовному охопленні значних територій, спостереженнями малодоступних територій, фіксацією динаміки явищ шляхом повторних

зйомок та спостережень. Особливостями цих методів є важливість правильної, чіткої організації, специфіка дешифрування інформації (знімків, результатів зондування та ін.), а також коректність її інтерпретації. Часто вони застосовуються разом з наземними роботами, що залежить від мети та способів дослідження.

З точки зору інформаційних технологій вся система гідрологічних спостережень, обліку та контролю вод включає чотири основних етапи: 1) отримання (збір) інформації; 2) її обробка; 3) передача та збереження; 4) використання. Це відповідає загальній структурі геоінформаційних технологій.

Таким чином, як бачимо, спостереження за природними водами це величезна і складна галузь науки. Але це лише одна складова всієї системи моніторингу природного середовища, а також складова географічних, екологічних, геологічних та інших досліджень.

1.3.9. Балансові методи

Гідрологічні процеси відбуваються у відповідності до фундаментальних законів фізики, хімії, природи в цілому. Одними з найважливіших з них є закони (принципи) збереження. Це особливий клас наукових принципів, що відображають постійність (стійке існування) фундаментальних властивостей та відношень природи. Уявлення про ці принципи формувались і формуються поступово. Принцип (лат. *princīpium* — першопочаток, основа) — керівна дія, основне правило поведінки, дослідження. Таким чином це також метод. В діалектиці, у неперервному русі та змінах принципи збереження відображають сторону постійності, що протиставляється мінливості.

В гідрології найбільше використовують принципи збереження речовини, енергії та імпульсу. Вони також застосовуються в різних видах при вивчанні статистики та динаміки води. На них базуються балансові методи. Зокрема: метод водного балансу, метод балансу розчинених речовин, наносів, деформацій динамічно стійких русел, радіаційного та теплового балансу, седиментаційного балансу, балансів окремих елементів та інші. Розглянемо приклади найбільш розповсюджених видів балансів. Баланси формально записуються у вигляді рівнянь, що відображають прихідну частину, витратну частину, зміну запасу та сумарну похибку за розрахунковий період часу. (В наших прикладах похибку розглядати не будемо). Рівняння можуть бути записані в різних величинах і, відповідно, з використанням різних одиниць вимірювань. Це залежить від особливостей вимірювань, розрахунку величин що входять до рівняння, а також від мети його застосування. В одному рівнянні всі величини повинні бути записані в одних одиницях вимірювання.

Розглянемо спрощений вигляд рівняння водного балансу певної території.

$$x + y_1 + \omega_1 + z_1 = y_2 + \omega_2 + z_2 \pm \Delta u, \quad (1.177)$$

де x — атмосферні опади на поверхню об'єкту, y_1 — поверхневий притік води, ω_1 — підземний притік; z_1 — конденсація на поверхню об'єкту; y_2 —

поверхневий відтік (стік); ω_2 — підземний відтік; z_2 — випаровування; $\pm\Delta u$ — зміни запасу води в межах об'єкту (контур). Ці складові можуть самі складатися з певних різновидів (наприклад різні види атмосферних опадів, різні види випаровування та ін.). Крім того, у цьому рівнянні не відображено можливий вплив людини.

Спробуємо спростити рівняння. Можна конденсацію додати до опадів (вона завжди відносно невелика). Також перейдемо від будь-якої території до річкового водозбору обмеженого лініями вододілів. Поверхневий притік в нього неможливий. Тоді:

$$x - z - y + (\omega_1 - \omega_2) = \pm\Delta u \quad (1.178)$$

Для великих водозборів обмін підземними водами поздовж їх контурів ($\omega_1 - \omega_2$) набагато менший ніж інші складові водного балансу. Тому можемо ним знехтувати:

$$x - z - y = \pm\Delta u \quad (1.179)$$

Якщо тепер розглянути цей баланс за достатньо великий проміжок часу Δt (за багаторічний період), то відповідне осереднення в кліматично та фізико-географічно стабільних умовах приведе до умови $\pm\Delta u \rightarrow 0$. Тоді:

$$\bar{x} - \bar{z} - \bar{y} = 0 \quad (1.180)$$

де \bar{x} — середньобагаторічні опади; \bar{z} — середньобагаторічне випаровування; \bar{y} — середньобагаторічний стік з водозбору. Для замкнених областей, областей внутрішнього стоку, будемо мати:

$$\bar{x} = \bar{z} \quad (1.181)$$

У воді можуть знаходитись у зваженому, захопленому, або розчиненому вигляді різноманітні домішки — наноси (тверді, нерозчинні частки), розчинені солі (іони), гази, мікроелементи, колоїди, суспензії та інші. При їх дослідженнях застосовують закон збереження речовин (маси). Основні джерела поступання та витрат таких домішок пов'язані з рухами води. Тому їх баланс, по необхідності, розглядають спільно з водним балансом. Особливими факторами є хімічні та біохімічні процеси всередині досліджуваного об'єкту (контур), внаслідок яких відбуваються перетворення, споживання, біологічна міграція, осадження речовини та інші зміни. Розглянемо приклад балансу хімічних речовин водного об'єкту:

$$\Phi + X + P + G + D + O + K - (C + B_a + B_o + Z + B_n + J) = \pm A, \quad (1.182)$$

1) Поступання речовин

Φ ; X — за рахунок фотосинтезу, або хемосинтезу;

P — разом з притоком води;

G — разом з підземними (грунтовими) водами;

D — з донних відкладів;

O — з атмосферними опадами;

K — за рахунок господарської діяльності людини;

2) витрати речовин —

- C — за рахунок стікання (відтоку) води;
 B_a — за рахунок розсіювання в атмосферу;
 B_o — за рахунок деструкції (руйнування, перетворення);
 Z — на захоронення у донних відкладах;
 B_n — за рахунок видалення у підземні води;
 \mathcal{J} — на використання живими організмами;
 3) $\pm A$ — зміни запасу (акумуляція).

Рівняння теплового балансу складають для водного об'єкту, або для його частини, або для певного контуру (об'єму). Оскільки основним джерелом енергії у приповерхневій частині Землі є Сонячне випромінювання (радіація), то найважливішою складовою теплового балансу є результуюча радіаційного балансу (радіаційний баланс):

$$R = (Q + q)(1 - r) - I, \quad (1.183)$$

де R — радіаційний баланс; $Q + q$ — пряма та розсіяна (поступаюча) радіація; r — алbedo поверхні об'єкту (показник здатності відбивати промені); I — ефективне випромінювання самого об'єкту. Рівняння теплового балансу можна записати так:

$$R + \theta_{np.} + \theta_{обм.}^+ + \theta_{ф.п.}^+ + \theta_x + \theta_m = \theta_{випр.} + \theta_{обм.}^- + \theta_{ф.п.}^- \pm \Delta\theta, \quad (1.184)$$

де 1) прихід тепла —

- R — з радіаційним балансом;
 $\theta_{np.}$ — з притоком води;
 $\theta_{обм.}^+$ — за рахунок теплообміну з атмосферою;
 $\theta_{ф.п.}^+$ — за рахунок фазових переходів води;
 θ_x — з атмосферними опадами;
 θ_m — за рахунок внутрішнього тертя (дисипація механічної енергії);

2) витрати тепла —

- $\theta_{випр.}$ — з відтоком води;
 $\theta_{обм.}^-$ — за рахунок теплообміну з атмосферою;
 $\theta_{ф.п.}^-$ — за рахунок фазових переходів;

3) $\pm \Delta\theta$ — зміна запасу тепла.

Аналіз рівнянь балансів дозволяє обґрунтовано описувати гідрологічний режим водних об'єктів, визначати невідомі складові через відомі, досліджувати загальні гідрологічні, географічні та екологічні умови територій та об'єктів.

1.3.10. Картографічні методи

Використання карт в гідрології має не менш давні корені ніж в географії, оскільки природні води є важливою складовою природних комплексів. Але складання спеціальних гідрологічних карт відноситься вже до нашого часу. Дещо раніше воно отримало розвиток в океанології, а у XX столітті в

гідрології суходолу та гідрогеології. Сучасна картографія це складний комплекс наук. Вона вивчає об'єкти способом відображення за допомогою знакових систем (картографічних символів). Різноманітність картографічних творів досить велика (площинні та просторові зображення, інформаційні системи, серії карт, атласи). Відповідно розвивається і гідрологічне картографування.

Тим не менше найбільш розповсюдженими є гідрологічні карти ізоліній певних характеристик або параметрів, що відображають поля їх розподілу, карти розповсюдження певних гідрологічних явищ, карти районування, серії карт просторового та якісного розвитку явищ та процесів, карти використання вод, забруднення, охорони водних об'єктів та інші традиційні види.

У зв'язку із відносно плавним, неперервним розподілом океанологічних характеристик, їх картографічні зображення також розповсюджені і важливі. Важливим напрямком в океанологічних дослідженнях є також вивчення синоптичних (крупномасштабних) явищ. Синоптичний метод тісно пов'язаний з картографічним. Існують карти поділу, районування океану будови та рельєфу дна, донних відкладів, різноманітних ресурсів, екологічного стану, морського господарства та інші.

Значна частина сучасних карт складається на основі аерокосмічної інформації.

Гідрогеологічні карти подібні до геологічних, вони складаються на основі гідрогеологічних зйомок та інших матеріалів. Вони поділяються на кондиційні, некондиційні, оглядові, дрібно-, середньо-, крупномасштабні, детальні, загальні, спеціальні, суміщені, розділені та ін.

Крім карт в океанології та гідрогеології широко використовують вертикальні розрізи.

Основними (традиційними) прийомами використання карт є: 1) візуальний аналіз; 2) графічні прийоми; 3) картометричні. Існує спеціальний метод досліджень — картографічне моделювання. До складання певних видів карт пред'являють відповідні вимоги (точність, повнота, конкретність та інші).

1.3.11. Географо-гідрологічні методи

Природні води є складовою частиною природних комплексів, геосистем і, в силу цього, підкоряються не тільки фізичним та хімічним законам, але і географічним.

Ідеї географо-гідрологічного підходу (методу) розвивали В.Глушков, Б.Аноллов, П.Кузін, В.Бабкін та інші дослідники. За Глушковым, він «встановлює причинний зв'язок всіх вод даного району, за виключенням чужих, прийшлих, з географічним ландшафтом в цілому... та на основі цього зв'язку виявляє характеристики властивостей самих вод...».

Найбільш розповсюдженими застосуваннями такого підходу є: метод гідрологічної аналогії, географічної інтерполяції, водного балансу, ізохрон стоку, районних емпіричних коефіцієнтів, гідролого-гідро-геологічний, зонально-ландшафтний.

Метод гідрологічної аналогії застосовується при вивченні стоку води і базується на перенесенні даних про невивчений об'єкт (або період розвитку об'єкту) на невивчені (або майбутні). Таким чином він використовується як в гідрологічних розрахунках, так і у прогнозах. При виборі аналогів основна увага повинна бути приділена повноті аналогії провідних факторів формування стоку води з водозборів. Існують різновиди цього методу: прямої та непрямої, повної та часткової аналогії. Пряма аналогія використовується в основному для слабо вивчених районів, коли шукане значення стоку визначається безпосередньо за даними про стік басейну-аналога, або із врахуванням поправок. Непряму аналогію використовують в тому випадку, коли на досліджуваній водозбір переносяться лише певні параметри стоку. Метод аналогії широко використовується при визначенні норми стоку та відновленні пропусків у рядах стоку. Існують також методи динамічної аналогії (при застосуванні математичного моделювання).

Метод географічної інтерполяції частіше всього використовують при побудові карт стоку. Великий внесок в його розвиток зробив Д.Кочерін. У 20-х роках ХХ століття він побудував карту середнього багаторічного стоку східноєвропейської рівнини. Методологічною основою для цього було твердження про те, що поскільки середні багаторічні опади та випаровування характеризуються закономірним розподілом по території, то і їх різниця — стік води також підкоряється цій закономірності. Метод географічної інтерполяції враховує зміни річкового стоку зі змінами географічного ландшафту та передбачає неперервність цих змін по території. Це дозволяє скласти карти ізоліній багатьох гідрологічних параметрів. При відносно добрій вивченості району можлива пряма інтерполяція між пунктами спостережень. Лінійна інтеполяція також може бути застосована, якщо характеристика досить плавно змінюється по території. В більш складних випадках використовують різновиди нелінійної інтерполяції.

Зонально-ландшафтний метод полягає у використанні можливостей перенесення інформації про вивчені відносно невеликі, типові для ландшафту місцевості водозбори, на інші, не вивчені, але подібні за ландшафтними умовами. Він відрізняється від методу гідрологічної аналогії розглядом не пунктів спостережень, а цілих водозборів. Головне застосування методу стосується малих та середніх річок. Площі їх водозборів на рівнині орієнтовно складають до 1-3 тис. км² (малі) та до 30-50 тис. км² (середні). В горах: до 100-200 км² та до 500-1000 км². Малі та середні річки, що протікають переважно по одній місцевості, характеризуються відносно простим режимом і добре відображають риси зональності, властиві всім іншим складовим ландшафту.

Метод гідрологічного районування відповідає загальногеографічному методу районування. Останній, в свою чергу, є застосуванням методу класифікації для характеристики природних регіонів. Як і класифікація, районування може проводитися за різними ознаками. Вивчення найбільш загальних, комплексних ознак поки-що не завершене. Тому і схеми

районування завжди дещо відносні. З іншого боку це пов'язано з нечіткими, плавними, складними межами об'єктів класифікації. Це вносить специфіку у застосування методу.

Районування дає можливість судити про гідрологічні умови слабо-вивчених територій, більш обгрунтовано використовувати методи географічної інтерполяції та гідрологічної аналогії, сприяє виділенню (вивченню) типових рис та закономірностей гідрологічного режиму водних об'єктів та територій. Районування впливає також на оптимізацію розміщення пунктів гідрологічних спостережень, на вирішення деяких практичних питань.

На сучасному етапі розвитку гідрології загальне комплексне районування ще не проводиться. Існують схеми (дослідження) районування за водним режимом річок, стоком наносів, русловим режимом і особливостями руслових процесів, гідрогеологічне районування, районування Світового океану за особливостями водних мас та водного режиму, спроби глобального районування за генералізованими показниками зволоженості та стоку води з територій.

Географо-гідрологічні методи отримують новий розвиток у світлі досліджень геосистем, екосистем, природно-технічних систем, географічних та екологічних досліджень природних вод в цілому.

1.3.12. Еколого-гідрологічні методи

Екологічний напрямок в гідрологічних дослідженнях досить швидко розвивається, змінюється. Тому ще немає сформованих уявлень про систему відповідних методів. Фактично навіть методологія цього напрямку знаходиться в стадії становлення. Різноманітність методів відповідає спектру питань, що виникають при вивченні екосистем, геосистем, природно-технічних та природно-соціальних систем, складовими яких є природні води. Це можуть бути методи досліджень біоекології, ландшафтознавства, геоекології, соціальної екології, правознавства, політології та багато інших. Зважаючи на сказане, можемо навести лише деякі приклади розповсюджених методів еколого-гідрологічних досліджень. В першу чергу вони пов'язані з гідрохімією і вивченням процесів формування якості води. Тут формується комплекс гідрохімічних, геохімічних, біохімічних, гідробіологічних та гідроекологічних методів. Вони направлені власне на природні, антропогенні змінені і, частково, на штучні водні об'єкти. Інформаційною базою для них служать матеріали моніторингу стану досліджуваних об'єктів, експедиційних досліджень. Гідрохімічні дослідження базуються як на польових спостереженнях та вимірюваннях, так і на лабораторних, а також на методах обробки, та узагальнення інформації (математичні, гідрогеохімічні та інші). Важливими є спостереження на мережі постійнодіючих пунктів. Це пункти контролю якості поверхневих, підземних та морських вод. В залежності від категорії, вони працюють за різними програмами. В експедиційних дослідженнях використовують польові та маршрутні лабораторії для хімічного аналізу води (ПЛАВ і МЛАВ). В лабораторних умовах

використовують хімічні, електрохімічні, оптичні, фотохімічні, хроматографічні та інші методи.

Гідроекологічні дослідження, в широкому розумінні, пов'язані також з технологіями використання та очищення води, Тут застосовують методи технічних досліджень.

Надзвичайно важливими є водногосподарські дослідження. Аналіз функціонування та планування розвитку водногосподарських систем також виконуються з використанням спеціальних методів. Існують, зокрема, такі дисципліни: водногосподарські розрахунки, економіка водного господарства, водопостачання і водовідведення, гідромелію-рація, та інші.

Соціально-економічні методи досліджень пов'язані з використанням природних вод. Вони можуть базуватися на ресурсному підході, обчисленні економічної ефективності і втрат, обліку та контролі, аналізі функціонування природно-технічних систем та іншому. Важлива група методів пов'язана з екологічною експертизою.

ГІДРОЛОГІЯ ВОДНИХ ОБ'ЄКТІВ

«Легше пізнати рух світил небесних, ніж закони руху маленького струмка».

Галілео Галілей

«Любий прояв природних вод — глетчерний лід, безмірний океан, ґрунтовий розчин, гейзер, мінеральне джерело — складають єдине ціле, прямо чи непрямо, але глибоко пов'язані між собою».

В.І. Вернадський

Г і д р о л о г і я о к е а н і в і м о р і в

Світовий океан це неперервна водна оболонка Землі, над якою виступають елементи суходолу — материки, острови, і яка характеризується єдністю взаємопов'язаних частин, сольового складу, загальною специфікою гідрологічних процесів. Він покриває 71% поверхні планети, вміщує 96, 4 % об'єму сучасної гідросфери і пов'язаний з глобальними тектонічними, кліматичними та еволюційними процесами.

Частково процеси та явища в океані вже були розглянуті у першій частині підручника. Тут ми більше зупинимось на власне географічному та гідрологічному їх аспектах.

2.1.1. Поділ Світового океану

По мірі накопичення даних про океан та моря ускладнювалось питання про поділ Світового океану. Перший крок до офіційного вирішення питання зробило Лондонське географічне товариство. Спеціально створена ним комісія розробила класифікацію, яка була прийнята у 1845 році. За нею виділялось п'ять океанів: Північний Льодовий, Атлантичний, Індійський, Тихий та Південний. Їх межі були проведені по полярним колам та меридіанам південних точок Південної Америки, Африки та Австралії. Пізніше це питання знову обговорювалось і за даними Міжнародного гідрографічного бюро (1923 р.) та Міжнародних гідрографічних конференцій (1937 та 1953 рр.) поділ дещо змінювався. В останньому варіанті було вирішено відмовитися від виділення Південного льодовитого океану. Але тепер його знову виділяють. Міжнародна гідрографічна класифікація будується на встановлених традиціях в назвах окремих об'єктів та прагненні проводити морські кордони по прямих лініях.

Традиції та зручності судноплавства вступають у протиріччя з географічними (гідрологічними) ознаками та принципами поділу океану. Тому існує досить велика кількість спроб більш обґрунтовано провести такий поділ. Досить розповсюдженими є схеми з виділенням семи, або восьми океанів (за гідрологічними ознаками). За морфологічними же ознаками виділяють тільки три океани.

За сучасними даними океаном можна вважати частину Світового океану розташовану між материками, яка характеризується великими розмірами, самостійною системою циркуляції вод та атмосфери, суттєвими особливостями гідрологічного режиму.

Океани в свою чергу поділяються на окремі частини. Є спроби виділяти океанічні басейни, або природні регіони. Але найбільше прийнято виділення морів, заток та проток.

В силу історичних обставин та об'єктивної складності питань сучасні назви протирічливі і не завжди відповідають гідрологічним принципам (ознакам). Окремі затоки фактично є морями і навпаки.

Таблиця 2.1.

Основні характеристики океанів

Океан	Площа, млн. км ²	Об'єм, тис. км ³	Глибина, м	
			середня	найбільша
1	2	3	4	5
Тихий	179,679	723699	4028	11034
Атлантичний	93,363	337699	3926	8385
Індійський	74,917	291945	3897	8047
Північний	13,100	16980	1205	5449
Льодовий	361,059	1370323	3795	11034
Світовий океан				

В гідрології морем називають порівняно невелику частину океану, врізану в суходіл, або відділену від інших його частин берегами материків, півостровів, островів, підводними порогами. Море характеризується специфічними геологічними, гідрологічними, метеорологічними та іншими рисами.

Існують різні класифікації морів. Найбільш розповсюджений поділ на:

- 1) внутрішні (середземні);
 - а) міжматерикові;
 - б) внутріматерикові;
- 2) окраїнні;
- 3) міжострівні.

Деколи внутрішніми називають Каспійське та колишнє Аральське море. Але це особливі випадки (об'єкти) — рудименти (релікти), що колись були з'єднані з океаном. Їх також розглядають як озера.

Внутрішні моря глибоко входять в межі суходолу і з'єднані з океаном одною, або системою проток. Тому їх гідрологічний режим значно відрізняється від режиму прилеглих районів океану.

Окраїнні (крайові) моря мають більшу схожість (пов'язаність) режиму з океаном ніж внутрішні. Вони відділені від нього або крупними півостровами, або грядами (ланцюгами, витягнутими архіпелагами) островів.

Міжострівні моря розташовані серед крупних островів або архіпелagів.

Фактично розглянутий поділ являється типізацією (див. 1.3.4), а не класифікацією. Він допускає існування багатьох перехідних, а також атипічних об'єктів (наприклад Саргасове море — «без берегів»).

За міжнародним поділом (прийнятим з метою упорядкування міжнародного обміну океанографічними матеріалами) виділяють 59 морів.

Більш дрібними частинами океанів та морів є затоки та протоки. Затока — це частина океану або моря врізана в суходіл і слабо відокремлена від прилеглої відкритої акваторії, що приводить до невеликої різниці у гідрологічному режимі. Розрізняють просто затоки, бухти, лагуни, фйорди, губи, естуарії, лимани. Останні три різновиди фактично є об'єктами

перехідного типу — гирловими областями річок. Лагуни та фйорди також мають свої особливості.

Протока — це водний простір, що відділяє дві ділянки суходолу і з'єднує океани, моря чи їх частини. В океанології існує важливий науковий напрямок — вчення про протоки.

2.1.2. Рельєф дна та донні відклади Світового океану

Найкрупніші (планетарні) форми рельєфу твердого тіла Землі зобов'язані своїм походженням внутрішнім силам планети (тектонічним процесам), які одночасно є основою розвитку різних типів земної кори. В межах Світового океану представлені всі типи земної кори: материковий, перехідний (геосинклінальний), океанічний та рифтогенний.

Материковий тип характеризується значною потужністю — в середньому 35 км, в окремих частинах до 70 км. Включає осадовий, гранітний та «базальтовий» шари. Потужність першого від 0 до 20 км, другого до 30-35 км, третього — 15-20 км. Склад порід останнього слабо вивчений.

Океанічний тип характеризується середньою потужністю 5-10 км. Тут немає гранітного шару. Осадовий шар невеликий.

Геосинклінальний, або перехідний, тип характеризується складною будовою і неоднорідністю. Тут можна виділити три основних елементи: кора котловин глибоководних окраїнних морів, островних дуг та зовнішніх глибоководних западин (жолобів).

Рифтогенний тип відноситься в основному до серединно-океанічних хребтів. Його склад та будова ще не зовсім досліджені. Він характеризується підвищеними (порівняно з базальтовим шаром) швидкостями розповсюдження пружних хвиль.

Кожному типу земної кори відповідає одна комплексна планетарна форма рельєфу (або комплексна макроструктура):

- 1) материки;
 - а) надводна частина;
 - б) підводна частина;
- 2) ложе океану;
- 3) геосинклінальні пояси (або зони переходу від материків до океанів, перехідні зони);
- 3) планетарна система серединно-океанічних хребтів та рифтів.

Підводну частину материків називають їх підводною окраїною. Вона включає:

- 1) шельф;
- 2) материковий схил;
- 3) материкове підніжжя;
- 4) бордерленди та мікроконтиненти.

Шельф це прибережна відносно мілководна частина морського дна. В сторону океану (моря) він закінчується брівкою. Її середня вагова глибина складає 133 м. Зона шельфу змінюється разом із змінами берегової лінії внаслідок змін рівня океану. Рельєф шельфу переважно рівнинний.

Материковий схил це відносно вузька зона морського дна, що характеризується кутами нахилу 5-7° досить часто 15-20° а іноді 50° та більше (уступи). Він часто східчастий. Сходинки можуть утворювати крайові плато. Він також порізаний десятками тисяч (планетарною системою) підводних каньйонів. Глибини їх врізу можуть досягати 2000 м. Вважають, що більшість з них має тектонічне походження (розломи, тріщини). Але важливу роль грають також так звані намулові потоки, певною мірою подібні до селевих потоків на суходолі.

Материкове підніжжя як правило виражене нахиленими, деколи хвилястими та горбастими, рівнинами. Вони біля материкового схилу мають кути нахилу до 2-5°, а потім, в сторону ложа океану, поступово стають все більш пологіми. Тут сконцентровані найбільші осадові відклади океану (до 3-5 км). Тут розташований прогин земної кори. Наноси — осади поступають з шельфу та материкового схилу. Потужність кори материкового типу тут значно зменшується.

На деяких ділянках підводна окраїна материка настільки подрібнена тектонічними розривами, що тут практично неможливо розрізнити шельф, схил та підніжжя. Такі ділянки отримали назву «бордерленди». В межах океанів деколи зустрічаються підвищення (надводні та підводні), що складені корою материкового типу. Але вони з усіх боків оточені корою океанічного типу і не відносяться до перехідних зон. Їх називають мікроконтинентами.

Перехідні зони (геосинклінальні області) включають:

- 1) глибокі котловини окраїнних морів;
- 2) острівні дуги;
- 3) глибоководні западини (жолоби).

Перехідні зони бувають різних генетичних типів, що відображається також в особливостях морфології.

Це зони великої тектонічної активності, проявів сейсмічності та вулканізму, що пов'язано з процесами субдукції (піддвигу) літосферних плит.

Між серединно — океанічними хребтами та підводними окраїнами материків і перехідними зонами, на глибинах 3-6 км розташовані величезні ділянки ложа океану. Ця планетарна форма рельєфу вивчена ще недостатньо, а її складові не класифіковані. Можна назвати океанічні котловини, величезні хребти, вали, височини, розломи, нахилені рівнини острівних шельфів, окремі підняття, вулканічні гори та інше.

Серединно — океанічні хребти утворюють загальнопланетарну систему. Це глибово — виливні, сильно розчленовані розломами гірські споруди. Їх поперечний переріз вказує на наявність осьової рифтової долини, двох рифтових хребтів та смуг розчленованого глибового рельєфу. Вважають, що це зони спредінгу (розсування, розтікання) літосферних плит. Тут виявлені лінійні виливи магми.

На завершення слід зауважити, що рифтогенні зони океанів у ряді випадків мають своє продовження на материках. Це вказує на єдиний тектонічний

механізм їх виникнення та розвитку. Поряд з власно серединно — океанічними хребтами вони можуть бути представлені рифтовими морями (Червоне море), тріщинами — западинами та рифтовими озерами на материках.

На океанічному (морському) дні постійно відбуваються процеси накопичення донних відкладів. Але їх інтенсивність змінюється у просторі в значних межах. Найбільше відкладів накопичується в геосинклінальних прогинах та прогині материкового підніжжя. У відповідності до характеру первинного матеріалу, з якого утворюються відклади, їх поділяють на теригенні та органогенні (біогенні). До теригенних відносять продукти розмиву суходолу — наноси річок та продукти абразії (розмиву берегів хвилями та течіями). Вони відкладаються ближче до суходолу і займають майже чверть дна океану. Органогенні відклади формуються з твердих залишків планктону. Особливими є еолові частки (принесені вітром з суходолу), вулканогенні, хемогенні (конкреції) та космічні (пил, магнітні кульки та інше).

Загальний об'єм постачання осадів в океан зовнішніми джерелами в теперішній час оцінюється в 25-27 млрд. тон на рік. З них 16-17 млрд. тон на рік — наноси річок; 2 млрд. тон — еоловий перенос; 2 млрд. тон — вулканогенні частки; 1 млрд. тон — абразія берегів; 1 млрд. тон — перенос айсбергами. Об'єм поступання космічного матеріалу оцінюють приблизно в 10 млн. тон на рік.

Теригенні наноси сортують за крупністю. Біля берегів відкладаються валуни, галька, гравій, крупний пісок; далі дрібний пісок. Супіски та намули (алеґрит), а також глинисті частки (пеліт) можуть бути винесені на великі глибини. Основна маса теригенних відкладів представлена намулами різного кольору, який залежить від первинних часток та умов на дні.

Найбільш розповсюдженими органогенними відкладами є вапнякові та кремнієві. Перші з них представлені глобігеріновими та птероподовими намулами, а другі — діатомовими (помірні та полярні широти) та радіолярієвими (екваторіальні широти).

Хемогенні відклади — наслідок біохімічних процесів. Вони представлені залізомарганцевими та фосфоритними конкреціями.

Різні за походженням відклади формуються одночасно, тому вони мають змішаний склад. Прикладом може бути глибоководна червона глина, що складається з вулканогенних, космогенних часток, а також з алюмосилікатів органічного походження. Нею вкрито понад 25% площі дна океану.

Вивчення донних ґрунтів необхідно для вирішення багатьох наукових та практичних питань.

2.1.3. Розподіл основних гідрологічних характеристик та водні маси океану. Процеси перемішування

Солоність, температура та густина — найважливіші фізико-хімічні і, одночасно, гідрологічні, характеристики морських вод. Їх розподіл у просторі та зміни в часі визначають не тільки основні риси загального

гідрологічного стану (режиму) вод Світового океану, але і їх динаміку. У свою чергу формування характерних їх значень залежить не тільки від внутрішніх процесів, але і від зовнішніх факторів: теплового балансу, взаємодії з атмосферою, особливостями акваторій та іншими.

В межах відкритих просторів океанів розподіл середньорічної солоності поверхневих вод по широтних зонах відносно рівномірний.

Мінімум солоності спостерігається біля екватора, а максимум у тропіках, в районі двадцятих широт. У напрямку полюсів солоність знову зменшується. Мінімуми у субполярних районах пов'язані з таненням прісного льоду. Основним фактором солоності виступає так-званий прісноводний баланс:

$$W = E - X$$

де W — результуюча балансу; E — випаровування; X — опади.

У деяких районах цей зв'язок порушується за рахунок впливу течій, або значного притоку вод з суходолу.

Розподіл солоності у приповерхневих водах необхідно доповнити розглядом розподілу по глибині. Він також залежить від фізико-географічних умов. Його особливості проявляються до глибин приблизно 1,5 км.

aa

Коливання солоності по сезонах (у заданій точці) як правило не перевищують 0,2 %. Виключення складають приполярні райони, де влітку, за рахунок танення льоду, солоність поверхневого шару може змінюватися на 0,7 %. Особливостями є також райони великого впливу вод річок. Тут, у зв'язку з гідрологічним режимом річок, коливання солоності можуть досягати декілька промілле.

Коливання солоності за менші відрізки часу можуть бути відносно більші (тому що тут враховують не осередненні величини). Середньодобові значення солоності можуть змінюватись на декілька промілле, особливо при значних опадах, або принесенні річкових вод.

Для основних океанів максимум середньорічних значень температури води на поверхні відмічається північніше географічного екватора, у зоні 0-10° пн. широти. Для Атлантики він складає +26, 88°С, для Тихого океану +27,20°С, а для Індійського +27, 88°С. Термічний екватор змінює своє положення протягом року.

Характер розподілу температур тісно пов'язаний з тепловим балансом та циркуляцією атмосфери і океану. Розподіл середньорічних температур поверхневих вод показано на рис. 2.8.

Очевидно, що він підкоряється закону широтної зональності. Від зони термічного екватора температури поступово понижуються у напрямку до полюсів (до -1,0 ; -1,8°С). На мілководдях (біля берегів, у затоках) влітку температура води в деяких районах може досягати +30; +32°С.

Закономірності широтного розподілу температур (як і солоності) можуть порушуватись течіями, льодами, річками. Відносна температура течій підкоряється закономірностям загальної циркуляції вод океану.

Сезонні коливання температур води на поверхні визначаються змінами теплового балансу. Найбільші коливання (до 6-9°C) спостерігаються у помірних та субтропічних широтах. Амплітуда коливань збільшується для закритих акваторій і по мірі віддалення від океану (вплив континентальності клімату). Так, у Середземному морі, сезонні зміни температур досягають 12-13°C, у Чорному 18-20°C, а у Азовському 25-28°C. Добові коливання температур приверхневих вод не перевищують 1-2°C.

Значний вплив можуть здійснювати нагони та згони води. В останньому випадку з глибин піднімаються холодні води. Влітку такі зміни можуть відбуватись за лічені години з пониженням температури на 10°C.

Підйом глибинних вод називають апвеллінгом. Це досить розповсюджене явище не тільки в океанах та морях, але і в озерах. Особливим явищем є також Ель — Нін'йо, що спостерігається біля берегів Перу в районі 60 південної широти. Тут води теплої екваторіальної протитечії періодично відтискають від берега холодні, багаті поживою, води Перуанської течії. Одночасно відбувається послаблення вітрів, згонів води та апвеллінгу. Пониження продуктивності вод викликає масову загибель планктону, риби, морських птахів. Середня періодичність Ель — Нін'йо — один раз на сім років.

З глибиною температура води, як правило, знижується. Найбільш активно процеси змін відбуваються біля поверхні океану. Значно менше у перехідних вод. Нижче 1500-2000 м (глибинні та придонні води) відмічаються умови близькі до гомотермії. На рис. 2.9. та 2.10 показано характерні типи вертикального розподілу температури і їх розповсюдження в океані.

У верхньому шарі відбувається інтенсивне турбулентне перемішування вод. Його потужність складає до 200-400 м. Нижче розташована перехідна зона називається «шаром стрибка». Він створюється переважно сезонним ходом температур. Але і за вікові періоди досить чітко виражена різниця між приповерхневими та глибинними водами. Тому на переході між ними спостерігаються найбільші градієнти температур. Цей перехідний шар називають також «головним термолином».

Густина морської води нелінійно залежить від температури та солоності, і частково від тиску (див. 1.2.3). Тому поле густини в океані дещо відрізняється від полів солоності та температур. Основним є вплив температури. У високих широтах густина досягає значень 1,0275 г/см³.

В області термічного екватора вона зменшується до 1,0220 г/см³. Вплив солоності відчутний лише там, де існують значні її градієнти.

Нерівномірність розподілу густини вод по горизонталі викликає рух мас вод у напрямку, що сприяє її вирівнюванню. Тому поверхневі води високих широт опускаються і рухаються в напрямку екватора, а глибинні і придонні води всього океану є холодними. З глибиною, при пониженні температури густина наростає, що створює загальну стійкість шарів води і заважає

розвитку вертикальних рухів. Особливо великих значень стійкості досягає у шарі стрибка (стійкість та перемішування морських вод більш детально розглянуті в 1.2.20). У шарі стрибка часто зосереджена велика кількість планктону, що навіть затрудняє проникнення світла. Вивченню його характеристик та розповсюдження в океанології приділяють велику увагу.

Мінливість поля густини найбільш відповідає мінливості температур води.

При дослідженнях характеристик морських вод виявилось, що вони взаємопов'язані, і доцільно вивчати їх комплекси, які вказують на загальні процеси в океані. Методи дослідження комплексів характеристик мас повітря знайшли широке застосування в синоптичній метеорології. Пізніше (ближче до середини 20 століття) вони почали розвиватися і в океанології. Під водними масами розуміють: великі, співмірні з розмірами океану або моря, об'єми води, що тривалий час зберігають відносну однорядність основних фізичних, хімічних або біологічних характеристик, сформованих у певних географічних районах океану. До основних характеристик відносять солоність та температуру. Інші вважають додатковими. Відповідно, основним методом виділення водних мас став метод TS — кривих. Він був запропонований норвежцем Хеланд — Хансеном у 1916 році. Значний внесок в його розвиток зробив В. Штокман. TS — криві відображають спільні умови формування температури та солоності, і водної маси в цілому. Їх будують в полі TS — діаграм (див. рис. 2.11). Вони відносяться до вимірювань на різних горизонтах певної гідрологічної станції (вертикалі).

Горизонти підписують біля точок кривої. Точки П та Д позначають поверхню і дно. Точки Пр та А — проміжну верхню воду Арктичного басейну та Атлантичну. Для визначення вертикальних меж між водними масами достатньо поділити прямі відрізки П — Пр, Пр — А, А — Д навпіл. У наведеному прикладі ці межі такі: полярна водна маса 0-23 м, проміжна 23-200 м, атлантична 200-386 м, донна 386-1500 м. Метод TS — кривих дозволяє аналізувати не тільки розповсюдження водних мас, але і їх змішування. Крім того його застосовують для аналізу існування та розвитку водних мас в часі і в просторі (так звані узагальненні TS — співвідношення вод океану).

Існують досить багато досліджень та класифікацій водних мас океану. Наведемо тут лише основні, достатньо розповсюджені, погляди. За солоністю виділяють дві елементарні водні маси: прісну та морську. Прісна вода присутня лише поблизу гирл великих річок. Її дуже мало. Область розповсюдження солоних морських вод називають галосферою. В її межах виділяють первинні та вторинні водні маси. Первинні є основними і займають величезні простори. Осередки їх формування пов'язані з головними рисами клімату, з циркуляцією атмосфери та океану. Тому основні водні маси: екваторіальні, тропічні, субтропічні, помірних широт, субполярні та полярні. Їх виділяють в різних океанах у зв'язку зі специфікою останніх. Додатково їх розрізняють за півкулями (північною та південною), а також за розташуванням у різних частинах океану (західні та східні). Крім горизонтального розподілу надзвичайно важливим є розподіл по вертикалі (глибині). Тут можна виділити океанічну тропосферу (води вище шару

стрибка) та океанічну стратосферу. В.М. Степанов запропонував виділяти вертикальні структурні зони океану — шари води в яких розташовані однотипні водні маси. Він виділив: поверхневу структурну зону (до 200-400 м), проміжну зону (до 1200-2000 м), глибинну зону (до 4000-4500 м) та придонну зону. Особливо виділено Арктичний басейн у зв'язку з невеликими розмірами та специфікою умов.

До вторинних водних мас відносять води змішування. Особливими є водні маси відносно відокремлених від океану морів. Водні маси рухаються, контактують, взаємодіють. Деколи їх визначають за назвами потужних течій. Зони зустрічі течій та опускання вод називають зонами конвергенції (сходження). Вони тісно пов'язані з океанографічними фронтами — зонами розділу між крупними водними масами. Виділяють такі основні фронти: арктичний, субарктичний, північний тропічний, екваторіальний, субекваторіальний, південний тропічний, субантарктичний та антарктичний. Їх положення дещо різні в різних океанах, або навіть в їх частинах.

Мінливість основних гідрологічних характеристик може сприяти розвитку процесів конвективного перемішування (див. 1.2.20). Воно виникає у випадках коли густина вище розташованих шарів стає більшою ніж нижче розташованих (зворотна стратифікація, вертикальна нестійкість вод). Цьому сприяють підвищення солоності, або пониження температури. Але для вод з солоністю до 24,7‰ цей процес відбувається лише до температури найбільшої густини. Наступне пониження температури призводить до зменшення густини і підвищення стійкості шарів. У водах з солоністю більше 24,7‰ термічна конвенція продовжується аж до утворення льодового покриву.

Особливим є випадок змішування вод (по горизонталі). Завдяки нелінійності залежності густини від температури та солоності виникає явище ущільнення при змішуванні. Це можна показати на графіку TS — кривих (рис. 2.12). Якщо змішати два рівних об'єму води, що характеризуються температурами та солоності точок а і b, то суміш буде мати показники точки с. Як бачимо, вона відхиляється від лінії залежності в сторону збільшення густини. Ще більш наочно це можна продемонструвати на такому прикладі: змішаємо рівні об'єми прісної води з температурами 0°C та 8°C, очевидно що при температурі 4°C густина буде більшою (найбільшою). Ущільнення при змішуванні сприяє розвитку вертикального конвективного перемішування.

Вимушене турбулентне перемішування виникає під дією зовнішніх факторів. Якщо вони відносно постійно діючі, то це також може сприяти процесам формування певних типів водних мас.

2.1.4 Морський лід

Замерзання прісної та солоної води відбувається по-різному. Зі збільшенням солоності понижуються і температура замерзання і температура

найбільшої густини. При солоності 24,7 ‰ вони співпадають (див. 1.2.2) і становлять — 1,33⁰C. Менш солоні води, на пропозицію Кніповича, називають солонуватими, на відміну від морських солоних. Процеси замерзання в різних природних умовах дещо відрізняються. Але основними умовами є:

- 1) відведення теплоти льодоутворення (див. 1.2.4), як правило шляхом тепловіддачі з поверхні води в атмосферу;
- 2) наявність центрів кристалізації;
- 3) деяке переохолодження води.

При поступовому охолодженні поверхневих шарів морської води восени вони стають більш щільними і опускаються. Натомість піднімаються маси більш теплої води з глибин. Розвивається вертикальна конвекція. Коли весь шар, охоплений нею, достатньо охолоджується, створюються умови для виникнення льоду. Його первинні кристали навколо ядер кристалізації нарастають таким чином, що утворюються видовжені голкоподібні форми (льодяні голки, гольчатий лід). Цей процес іде не тільки на поверхні, але і на глибині. Там утворюється внутріводний лід. Але за рахунок перемішування та зіткнень він буде не гольчатим, а губчастим. Крім того на мілинах він примерзає, накопичується на окремих виступах чи предметах і утворює донний лід. Якщо цей процес триває достатньо довго, маса донного льоду за рахунок плавучості може відірватися і піднятися до поверхні.

Розвиток приповерхневих гольчатих кристалів може продовжуватися поки вони не створять суцільні скупчення. Їх розміри при тихій погоді можуть досягати 8-10 см. а при невеликому хвилюванні 0,5-2 см. Коли вони починають змерзатися, то утворюються тонкі плівки у вигляді темно-сірих плям, які називаються льодяним салом (ніби на поверхні розлито жир). Сніг, що випав на поверхню охолодженого моря не тане, а зволожується, ущільнюється і перетворюється на кашоподібну масу — сніжуру (прісний сніг має вищу температуру замерзання ніж солоні вода). Рихлі утворення, при змерзанні сніжури, сала та внутріводного льоду, називають шугою. За рахунок рихлості шуги, донний лід та льодовий покрив, що може з них утворитися, мають білуватий відтінок.

Розвиток первинних льодових утворень залежить від умов погоди. При штилі сало змерзається і утворюється суцільний напівпрозорий еластичний покрив — нілас. Якщо водна поверхня сильно опріснена, то може утворюватись тонка, тверда, прозора як скло, кірка — склянка. При невеликому хвилюванні, утворюються окремі крижини з поперечником 30-50 см, округлої форми (за рахунок багаточисельних зіткнень). Цей вид льоду називають «млинцевим». При значному хвилюванні утворюється суцільна каша з шуги, маленьких крижин та сніжури.

Одночасно з первинними льодовими утвореннями біля берегів утворюються смуги льоду, що примірно до них — це льодяні забереги. При збільшенні розмірів, розвитку, вони перетворюються у припай.

Збільшення товщини ніласу, змерзання «млинцевого» льоду, або льодяної каші приводить до утворення рівного сірого або сіро-білого, шорсткого

молодого льоду — молодика. Його товщина 10-30 см. Він займає великі площі.

Наступний розвиток молодого льоду відбувається за рахунок наростання на нижній межі (з рідкою водою). Але тепловіддача повинна іти в атмосферу, тобто через шар льоду. Оскільки він має малу теплопровідність, процес іде дуже повільно. Швидкість наростання товщини льоду може бути обчислена за емпіричною формулою М. Зубова, отриманою ним для Арктики:

$$h_a^2 + 50h_a - 8\sum(-t^\circ) = 0 \quad (2.2)$$

де h_a — товщина льоду на певний момент часу; $\sum(-t^\circ)$ — сума середніх добових від'ємних температур повітря за період розрахунку. Максимальна товщина льоду за один сезон може досягати 2 м.

У відкритій частині Північного льодовитого океану товщина льоду складає в середньому 3-5 м. Таким чином він багаторічний, на відміну від однорічного. Він займає основні відкриті простори Арктики і називається паком. В Антарктиці такого льоду немає.

Фізичні властивості морського льоду значно відрізняються від прісноводного. Його солоність складає приблизно 10 % від солоності води з якої він утворився. Всі інші солі залишаються у воді. З часом солоність льоду падає і багаторічний лід майже повністю прісний. Кристали льоду завжди прісні. Солоність пов'язана з наявністю мікрооб'ємів (включень) ропи між кристалами. Вміст ропи не перевищує десятих промілле. Вона знаходиться у фазово-термодинамічній рівновазі з льодом. При пониженні температур частина води кристалізується, а концентрація ропи наростає до такої, що строго відповідає точці замерзання. При потеплінні спостерігається зворотній процес. Включення ропи за тривалі проміжки часу поступово просуваються до нижньої межі льоду.

Морський лід прийнято класифікувати за рядом ознак, основними з яких є: генетичні, динамічні, вікові та морфологічні.

В генетичному відношенні розрізняють власне морський лід; материковий — айсберги, їх уламки, або цілі льодові острови; річковий (прісноводний).

В динамічному відношенні виділяють два класи: рухомий та нерухомий лід. Перший клас називають дрейфуючим льодом, другий включає припай та стамухи. Припай — це морський лід, прикріплений до берега або відмілини. Його ширина може складати сотні кілометрів. Зовнішня частина може відриватися і переходити у клас дрейфуючого льоду. Стамухою називають нагромадження (блок) льоду, що сіло на мілину і закріпилося.

За віком розрізняють: 1) початкові форми льоду; 2) ніласовий лід; 3) молодий лід; 4) однорічний лід; 5) старий лід.

В морфологічному відношенні плаваючий лід розрізняють на льодові поля (поперечні розміри понад 2 км); уламки полів — 100-500 м; крупнобитий лід — 20-100 м; дрібнобитий лід — менше 20 м; ропаки — окремі крупні глиби, що стирчать над загальною поверхнею льоду; тороси — нагромадження льоду поздовж ліній стискання (потужність до 30 м).

Кількість льоду на поверхні моря називається його з'єднаністю і оцінюється в балах (від 0 до 10).

Перенесення льоду під впливом вітрів та течій називають дрейфом. Напрямки дрейфу у відкритих океанічних просторах відхиляються від напрямку вітрів на $30-35^{\circ}$, під дією сили Коріоліса. Найбільш характерна швидкість дрейфу складає 2 % від швидкості вітру. За законами руху атмосфери та океану дрейф відбувається поздовж ізобар (правило Зубова). Навколо Антарктиди дрейф відбувається по колу. Далі від неї (біля п'ятидесятої широти) льоди рухаються із заходу на схід (за годинниковою стрілкою). Ближче — переважає розтікання в меридіональному напрямку і ще ближче — зворотні рухи зі сходу на захід.

Найбільш загальною, комплексною характеристикою розвитку льодів у певних частинах океану є льодовитість. Вона пов'язана як з площами поверхні, зайнятими льодом, так і його параметрами, термінами виникнення та руйнування, тривалістю льодоставу та іншими.

Найбільшого розвитку льодовий покрив у північній півкулі досягає у березні. Його площа складає 16,4 млн. км². У південній півкулі враховують площі зайняті значною кількістю айсбергів. Загальна площа з льодом досягає тут 39 млн. км². Крупні льодові острови можуть досягати розмірів у десятки кілометрів та більше. Вони існують протягом багатьох років.

2.1.5. Морські хвилі

У розділі 1.2. було розглянуто основні типи, характеристики та механізми розвитку хвиль. Тепер зупинимось більше на конкретних прикладах їх прояву в океанах та морях.

Основним видом хвиль в океанах і морях є вітрові. Розміри вітрових хвиль залежать не тільки від сили вітру, але і від його тривалості, довжини розгону та від рельєфу дна. За даними багаточисельних спостережень у відкритому морі найбільшу повторюваність мають хвилі висотою менше 2 м. Повторюваність хвиль висотою понад 6 м складає всього 8%. Уяву про найбільші вітрові хвилі можна скласти з таких умов: хвилі висотою 23 м можуть виникнути у глибокому морі при швидкості вітру 27 м/с (97 км/год) при тривалості дії понад 44 години і довжині розгону понад 2183 км. Очевидно, що такі умови можуть скластися далеко не скрізь і не завжди. Наведемо розрахункові дані при параметри вітрових хвиль (За Л. Тітовим):

Таблиця 2.2.

Найбільший вплив на бурхливість моря чинять:

1. Сила, стійкість та напрямок штормових вітрів.

Вітер				Хвилі		
Сила, бал	Швидкість, м/с	Розгін, км	Час дії, годин	Висота за безпечністю, $p = 3\%$	Середня довжина, м	Ступінь хвилювання, бал
4	6	108	11,3	1,16	23	3
5	9	243	17,0	2,60	52	5
6	11	363	20,8	3,90	76	6
7	14	588	26,4	6,30	124	7
8	17	867	32,1	9,30	185	8
9	20	1200	37,8	12,90	256	9
10	23	1587	43,5	17,0	337	9
11	27	2183	51,0	26,6	462	9
12	90	2700	56,7	29,0	575	9

2. Рельєф дна.

3. Обмеженість акваторій та ступінь розчленованості моря на окремі басейни.

4. Можливості проникнення в нього хвиль з сусідніх значних акваторій.

5. Розвиток льодового покриву.

Розподіл повторюваності хвилювання у 5 балів та більше показано на рис. 2.14 та 2.15. З них видно, що зимою кожної півкулі спостерігається більша імовірність штормів. Крім того вона в цілому підвищена у відкритих просторах південного океану, а на широтах 40-50° тут розташовані райони під назвою «ревучі сорокові», де шторми найбільші у світі і майже не припиняються. Найбільші вітрові хвилі про які згадується у науковій літературі (які були спостережені) мали висоту до 25 м. За візуальними спостереженнями висота може досягати навіть 30-35 м.

Крім вітрових надзвичайно важливим видом хвиль є довгі (у першу чергу цунамі). Основним районом зародження цунамі є високосейсмічний (тектонічно активний) пояс Тихого океану. Але вони проявляються і в інших регіонах. Відомості про них збереглися від 479 року до нашої ери. До восьмидесятих років XX століття їх нараховано 355, з них 30 — викликані вулканічними виверженнями. У Тихому океані їх було 308; в Атлантичному (відкрита акваторія) — 26; а у Середземному морі — 21. Не всі цунамі катастрофічні. Основна маса створює хвилі прибою до 5-6 м. В Японії з 99 цунамі лише 17 були руйнівні, на Камчатці з 16-4, на Гавайях з 49-5.

Тим не менш катастрофічні цунамі — надзвичайно важливе явище природи. Їх висота біля берегів досягає десятків метрів. Їх приходу, як правило, передують пониження рівня моря з прихід порівняно невеликих хвиль. Далі може бути повторне пониження рівня моря і після цього приходять хвилі цунамі. За першою крупною хвилею можуть прийти ще декілька з інтервалами від 20 хвилин до 1-2 годин. Деколи прихід цунамі супроводжується світінням води та дна, створена планктоном. Деколи воно буває на стільки сильним, що нагадує спалах прожектору.

Вивчення цунамі та інших хвиль ще продовжується. Цікавим та небезпечним об'єктом є поодинокі хвилі — солітони. Розгорнуті служби спостережень та попереджень про цунамі та шторми.

2.1.6. Припливи в океані

Припливними явищами (припливами) у Світовому океані називають динамічні та інші процеси, викликані дією припливоутворюючих сил. Ці сили виникають внаслідок гравітаційної взаємодії у космічній системі Земля — Місяць — Сонце. Припливоутворююча сила Місяця в середньому перевищує Сонячну у 2,17 раза. Тому основні риси припливних явищ визначаються взаєморозташуванням Землі та Місяця.

Зміни відносного положення тіл у космічній системі приводять до мінливості припливоутворюючої сили. З іншого боку, на прояви її дії впливають фізико-географічні умови. Припливні явища відбуваються не тільки у гідросфері, але і в атмосфері, а також в літосфері та всьому тілі Землі. З цим пов'язане, наприклад, так-зване припливне тертя і гальмування добового обертання Землі.

За рахунок добового обертання Землі дія сил є періодичною, тобто вони утворюють приливну хвилю, що рухається проти напрямку обертання. Тому основою припливних явищ є періодичні коливання рівнів води, які найбільше проявляються біля берегів. Їх фази називають припливами та відпливами. Тому «припливи» у загальному значенні — це скорочена назва.

Не дивлячись на те, що реальні графіки припливних змін рівнів води дуже складні (що відповідає складності явища), можна виділити деякі основні характеристики, які використовують при описі та аналізі припливів. Найвищий рівень за період розвитку явища називають повною водою (ПВ), найнижчий — малою водою (МВ). Якщо за добу спостерігаються по дві ПВ та МВ то додатково розрізняють високу та низьку (ВПВ, НПВ, ВМВ, НМВ). Їх висоти позначають відповідними індексами ($h_{ВПВ}$ і т. д.).

Величина припливу буває велика та мала:

$$B = h_{ВПВ} - h_{НМВ} \text{ та } b = h_{НПВ} - h_{ВМВ}.$$

Амплітуда це відхилення повної та малої води від середнього припливного рівня (Z_0).

Моменти часу, коли настають ПВ та МВ позначають $t_{ПВ}$ та $t_{МВ}$.

Тривалість зростання рівнів $t_3 = t_{ПВ} - t_{МВ}$, а падіння (пониження) $t_{П} = t_{МВ} - t_{ПВ}$.

Період припливу — час між сусідніми $t_{ВПВ}$.

Місячний проміжок (t_M) — час між моментом верхньої кульмінації Місяця на меридіані даного місця та моментом настання найближчої ПВ.

Середнє значення t_M не менше ніж за половину місячного місяця називають середньою прикладною годиною (СПГ).

Припливні течії можуть бути сильні за добу та слабкі за добу.

Явище припливів характеризується мінливістю (так званими нерівностями). Це відхилення часу настання повних та малих вод, а також величин припливу від середніх значень для даної місцевості. Нерівності пов'язані із взаєморозташуванням Землі, Місяця та Сонця. Виділяють такі основні види: добові, півмісячні, місячні (паралактичні) та довгоперіодичні.

Характер припливних явищ суттєво змінюється також і у різних частинах поверхні Землі (деколи навіть на відстані десятків кілометрів). Така мінливість пов'язана з особливостями рельєфу дна, обрисів берегової лінії, розмірами і глибинами проток та іншими факторами. Але, не дивлячись на це, припливи вдається класифікувати за певними основними ознаками. На рис. 2.16 показані графіки змін рівнів моря для різних типів приливів.

Основними типами приливів вважають:

1. Півдобові.
2. Добові.
3. Змішані.
4. Неправильні півдобові.
5. Аномальні.

Період півдобових приливів складає половину місячної доби — 12 годин 25 хвилин. (Місячна доба більша за земну тому що Місяць поступово обертається навколо Землі в напрямку її добового обертання). Висоти всіх повних та малих вод змінюються плавно. Амплітуди змінюються на протязі місяця у відповідності до фаз Місяця (положення відносно напрямку на Сонце). Під час повного та молодого Місяця амплітуди найбільші (відповідно до фаз називаються сізігійними). Коли Місяць знаходиться у першій або третій чвертях (квадратури) — припливи найменші (квадратурні).

Добові припливи мають період 24 години 50 хвилин (місячна доба). Крива змін рівнів має правильну форму (близьку до синусоїди). Амплітуда залежить від схилення місяця (площина обертання якого нахилена відносно площини екватора Землі під кутом $28^{\circ} 30'$). За місячний місяць (період обертання навколо Землі, 27 діб 8 годин) схилення буває максимальним північним, максимальним південним і два рази нульовим (перетин екватору). Таким чином, при максимальних схиленнях спостерігаються максимальні амплітуди приливів — тропічні припливи. При перетині Місяцем екватора спостерігаються мінімальні — екваторіальні припливи.

Неправильні півдобові припливи характеризуються різницею у висотах повних та малих вод на протязі місячної доби (добові нерівності). Ці нерівності найбільші при найбільших схиленнях Місяця — тропічні приливи, а найменші при нульовому схиленні — рівноденні припливи.

Неправильні добові приливи в основному мають добовий характер, але при переході місяця через екватор виникають півдобові. При збільшенні схилення добові нерівності швидко збільшуються: припливи знову стають добовими.

Аномальні припливи розповсюдженні мало. Вони складні і часто неправильні. В основному пов'язані з впливом мілководь, гирл річок, розповсюдженням припливних течій.

Пояснення припливних явищ дають теорії приливів. Факти взаємопов'язаності приливів та рухів Місяця були помічені ще у давнину. Але тільки відкриття закону всесвітнього тяжіння дало можливість створити теорію. Це зробив І. Ньютон у 80-х роках 17 століття. Розглянемо схему виникнення припливоутворюючої сили в системі Земля — Місяць (рис. 2.17)

Обидва космічних тіла обертаються відносно центру мас у напрямку з заходу на схід. При цьому Земля здійснює також добове обертання в цьому напрямку. Внаслідок взаємного притягання та дії відцентрових сил на кожному частку води Світового океану діють такі сили:

1. Сила притягання Землі.
2. Відцентрова сила добового обертання Землі.
3. Сила притягання Місяця.
4. Відцентрова сила від спільного обертання всієї космічної системи.

Перші дві сили у кожній точці океану постійні в часі і не приймають участь у створенні припливів. Дві інші сили змінні в часі і створюють припливи. Розглянемо специфіку їх дії.

На певний момент часу відцентрові сили спільного обертання скрізь однакові за величиною та напрямком (рис. 2.18 пунктир). Сила притягання Місяця різна по величині (в залежності від відстані) та по напрямку (рис. 2.18 тонкі суцільні стрілки). Їх векторна сума (товсті стрілки) це і є припливоутворююча сила в системі. Відповідно до її розподілу та дії деформується поверхня океану. Це відбувається до тих пір, поки горизонтальні градієнти тиску не врівноважать припливоутворюючі сили. У такому положенні рівноваги поверхня океану має форму сферичного еліпсоїду обертання — приливного. Відповідно до теорії Ньютона, якщо знехтувати в'язкістю, енергією води і тертям від дна, еліпсоїд припливу завжди зберігає положення статичної рівноваги (тому теорія отримала назву — статичної теорії припливів).

За рахунок добового обертання Землі припливний еліпсоїд ніби рухається навколо її поверхні (рис. 2.19. а). Повний оберт відбувається за 24 години плюс 50 хвилин (час відповідний до кута, на який встигає зміститися Місяць). Якщо розглядати зміни рівня води у певній точці океану, то за даний період (місячну добу) він встигне пройти дві малих і дві повних води (рис. 2.19, б). Ускладнення картини припливів пов'язані з більш складною картиною рухів як в системі Земля — Місяць, так і у системі Земля — Місяць — Сонце. Виникають відмінності у висоті та в часі наступання послідовних повних та малих вод, які називають нерівностями. Дослідження нерівностей є складовою частиною теорії.

Статична теорія припливів базувалась на певних спрощеннях та використанні закону всесвітнього тяжіння. Але дійсні припливи відрізняються від результатів обчислень за нею. Наявність цих недоліків примусила шукати нові підходи у дослідженнях припливів. Важливим кроком було введення П. Лапласом у 70-х роках XVIII століття уявлень про припливні хвилі. Це дало початок розвитку динамічної теорії припливів. Оскільки припливоутворюючі сили діють на маси води періодично, вони повинні викликати коливальні рухи хвилеподібного характеру. Тоді припливи можна розглядати як наслідок руху припливних хвиль. Їх довжини складають половину довжини паралелі. Вони є не тільки вимушеними, але і вільними, що розвиваються за інерцією і, відповідно, деякими власними закономірностями. Розгляд цих динамічних закономірностей із врахуванням

реальних форм океанів та морів — це предмет динамічної теорії припливів. Реальна їх картина виявилась досить складною. Вони складаються як з поступальних так і зі стоячих хвиль. Крім того існують точки, де припливні коливання рівнів відсутні — амфідромічні точки. Не дивлячись на всі складності, припливоутворюючі сили і відповідні зміни рівнів та течій залишаються періодичними. Вони проходять певні періоди змін за певні проміжки часу. Ця загальна властивість припливів покладена в основу їх гармонічного аналізу та попереднього обчислення (прогнозу). Складні зміни потенціалу припливоутворюючої сили та рівнів води (течій) розглядається як сума певних гармонічних складових хвиль.

Припливні хвилі супроводжуються течіями. Це горизонтально — орбітальні рухи вод, що періодично змінюють напрямок і швидкість. Основні елементи розподілу їх характеристик у часі відповідають характеру припливів. Припливні течії характерні для звужених ділянок морів, проток, заток, гирл річок. Особливим підвидом є обертові течії, які постійно змінюють напрямок менше змінюючи абсолютні значення швидкостей. Приливні течії сприяють перемішуванню вод, можуть приводити до стискування та розрідження морського льоду.

Припливні хвилі також трансформуються у певних локальних умовах. Так, у відкритому океані величини сізігійних припливів становлять біля 0,8 м, а квадратурних — біля 0,3 м. Ці значення близькі до розрахункових за статичною теорією. Але місцеві особливості припливів не пояснюються ні статичною ні динамічною теорією. Кожен фізико-географічний район прибережної зони має свої особливості (рельєф дна, характер берегової лінії, глибини та ін.). Вони впливають як на величину, так і на періодичність припливів.

При вході у вузькі затоки припливна хвиля різко наростає (до 15 м та більше), а швидкість припливної течії може досягати 5 м/с. Крім ширини значно впливає глибина затоки. Досліджено, що при однаковій ширині і зменшенні глибин у 10 раз висота хвилі збільшується втричі. Пряма хвиля деколи «складається» з відбитою.

Приливи володіють енергією, яка у півтора рази перевищує енергію всіх річок. Їх використовують окремі приливні електростанції.

2.1.7. Морські течії

У розділі 1.2. були розглянуті класифікації течій, основні сили, що на них діють, а також механізми їх виникнення. Зупинимось тепер на певних їх особливостях і розповсюдженні.

Оскільки кожне переміщення мас води викликає цілу сукупність взаємопов'язаних рухів, то воно здійснюється не у вигляді окремих потоків (течій), а у формі циркуляції (оберту). Вона існує і в океані і в атмосфері в квазістаціонарних антициклонічних та циклонічних системах.

Досить довго уявлення про загальну циркуляцію вод Світового океану були обмежені. Але у зв'язку із розвитком розрахункових методів їх вдалось значно розвинути. Були отримані відомості і сформовані погляди на характер

циркуляцій у всій товщі океану. Були побудовані карти динамічного рельєфу, що дало можливість судити про лінії току вод. Крім того створені узагальнюючі схеми, що базуються на виявленні однотипних умов в різних океанах та регіонах. За ними легше прослідкувати циркуляційні системи (наприклад див. рис. 2.20). Поверхнева циркуляція охоплює верхній шар води над ізотермічною поверхнею $+4^{\circ}\text{C}$. Його товщина складає біля 1,5 км. Тут течії взаємопов'язані з вітрами атмосфери (атмосферною циркуляцією). Рух у нижче розташованих шарах частково пов'язаний з рухом приповерхневих вод, а частково з різницями температури та солоності (термохалінна циркуляція). У приповерхневій циркуляції бере участь втричі більше води ніж у глибинній. Для глибинних вод основну роль грає різниця густини між полярними та екваторіальними областями. Розрізняють просто глибинну та придонну циркуляції. В останній переважає розтікання найбільш щільних антарктичних придонних вод (рис. 2.21).

Дійсна картина течій в океанах і морях досить складна. Цікавою є екваторіальна підповерхнева протитечія. Це вузький потік — струмінь, направлений на схід в площині екватора (шириною до 400-500 км) на горизонтах від 20-30 до 150-250 м зі стрижнем швидкостей на горизонті біля 75 м (середина термоклину). Швидкості їх складають від 60 см/с (Індійський океан) до 150 см/с (Тихий океан).

Інтенсивні струменеві течії, з швидкостями до 2-2,5 м/с існують у західних окраїнах океанів. Вони спочатку притиснуті до берегів, а потім (на певній ділянці) відходять в сторону океану і можуть меандрувати. Меандри поступово розвиваються і відокремлюються від основної течії, утворюючи кільцеві течії, що називають рингами. Найбільш потужною західною прикордонною течією є Гольфстрім. На горизонті 200 м його швидкість падає до 1,25-1,5 м/с, а на горизонті 500 м — до 0,7-1 м/с. На горизонті 800-1200 м може спостерігатися зміна напрямку течії на протилежну. Це протитечія, яку називають «антигольфстрім». Його швидкості в основному складають 0,15-0,25 м/с.

Крім течій в океані існують різноманітні вихорі (з вертикальною, або нахиленою віссю обертання). Крім рингів виділяють топогенні та синоптичні вихорі. Їх поперечні розміри — сотні кілометрів. Їх енергія перевищує енергію середніх (постійних) течій. Сильних — у 2-4 рази, а слабких (у відкритих частинах океану) у 15-30 разів. Таким чином вони надзвичайно важливі для процесів в океані. Їх загальна теорія ще розвивається.

Крім динамічних характеристик течії та вихорі характеризуються особливостями температур та солоності води. Так в помірних та субтропічних широтах біля східних частин материків переважають теплі течії, які потім відхиляються на схід океанів і несуть теплі води до північних помірних та субполярних західних окраїн інших материків. Назустріч їм біля східних окраїн рухаються холодні течії. Вони також переважають біля західних берегів у помірних та тропічних широтах. Такі термічні особливості течій відповідають закономірностям загальної циркуляції вод і широтної зональності.

2.1.8. Рівень океанів і морів

Рівнем називається перевищення (висота) водної поверхні над деякою (умовною) площиною порівняння. Загальною поверхнею порівняння могла би бути поверхня геоїда. З нею повинна співпадати не збурена, вільна поверхня океану. Але під дією різноманітних факторів рівнева поверхня океану постійно змінюється. Дія факторів проявляється спільно або більш відокремлено і за різні проміжки часу. Розрізняють короточасні, сезонні та довготривалі коливання (зміни) рівня океану.

Короточасні можуть бути періодичними, що пов'язані з припливами та сейшами, а можуть бути неперіодичними. Останні називають анемобаричними (вплив вітру та тиску) і основним їх проявом є згонно-нагонні процеси. У мілководних затоках нагони можуть піднімати рівень на 3-4 м, що є небезпечним для населених пунктів та інженерних споруд. Усі види таких коливань рівнів пов'язані лише з переміщенням мас води, але середній рівень моря при цьому не змінюється.

Для вивчення сезонних коливань необхідно виключити з розгляду вплив короточасних. Це досягається осередненням значень рівнів води по місяцях. Сезонні коливання мають амплітуду 20-30 см. На підвищення рівнів впливають низький атмосферний тиск, слабкі вітри, значна кількість атмосферних опадів, притік річкових вод, підвищена температура вод, пониження солоності. В залежності від природних умов спільна дія цих факторів по-різному проявляється в різні пори року. Якщо від середніх місячних рівнів перейти до середніх річних, то можна досліджувати багаторічні коливання рівнів води. Їх розмах, як і у сезонних, складає 20-30 см. Їх причини ще не з'ясовані, але вважають, що вони пов'язані з загальними процесами в системі океан — атмосфера.

Існують також зміни рівнів, що відбуваються за геологічні проміжки часу. Їх вивчають за допомогою палеогеографічних та палеогідрологічних даних та методів. Їх поділяють на гідрократичні (евстатичні) та геократичні. Перші з них пов'язані зі змінами маси води в океані, другі — з рухами та змінами земної кори (тектонічними процесами). Для евстатичних коливань важливу роль грає фактор розвитку материкових льодовиків, оскільки вони акумулюють в собі значні маси води. Геократичні коливання можуть бути пов'язані зі змінами форм та розмірів котловин океанів. Слід відмітити, що це будуть відносні зміни рівнів, пов'язані із особливостями взаємного розташування водної та твердої оболонки Землі. Ці обставини створюють великі труднощі у визначенні абсолютного положення рівня (так — званого «нуля висот»). Загальний принцип визначення рівнів — відлік від сталої поверхні. Але, якщо всі поверхні рухаються та завдання ускладнюється. В теперішній час з одного боку детально вивчають закономірності змін рівнів, а з другого — застосовують новітні методи та технології. В цілому формуються нові принципи і нова система досліджень рівнів води в океанах та морях.

2.1.9. Життя в океані

Життя розповсюджене у всіх частинах океану. Лише рослини, які потребують світла, розповсюджені тільки у приповерхневих водах. Між організмами та середовищем життя існує тісний двобічний взаємозв'язок. Організми впливають на важливі, глобальні біогеохімічні процеси. Життя на Землі зародилось в океані. Відомо, що 75% класів та підкласів живих організмів виникли у воді. Тваринних організмів на Землі налічується 11 типів. Вони включають 65 класів і лише 8 з них живуть виключно на суходолі. З 33 класів рослин (17 типів) 5 класів живуть виключно в океані і 10 — у морських та прісних водоймах. Основні типи рослин в океані — це водорості (зелені, бурі, червоні, синьо — зелені, різножгутикові, діатомові). Основна роль належить одноклітинним. У морській воді їх налічується біля 200 тисяч видів. Окремі водорості (нереоцистуси, лесонії) можуть досягати довжини 100-200 м. Бурі водорості переважають у помірних і холодних водах, а у теплих більш поширені саргасуми (особливо у Саргасовому морі). Серед найпоширеніших тваринних організмів основними є корененіжки, форамініфери, радіолярії. Більша частина дна океану вкрита органогенними намулами, що складаються з їх решток. Організми Світового океану поділяють на три основні групи: планктон, нектон та бентос. Планктон пасивно переноситься водою (гр. *plankton* — блукаючий). Це найдрібніші тваринні та рослинні організми. Нектон — риби та морські тварини, що самостійно переміщуються на великі відстані і живуть у товщі води (гр. *nektos* — той, що плаває). Бентос — організми, що живуть на морському дні (гр. *benthos* — глибина).

Екосистеми океану значно відрізняються від суходолу. Вони вивчені ще недостатньо. Відомо, що одноклітинні водорості (фітопланктон) характеризуються надзвичайно високою продуктивністю. Завдяки значній рухомості вод постійно оновлюються запаси поживних речовин. Тому водорості мають можливість швидко розмножуватись. Фітопланктон може відтворюватись декілька сот раз на рік. В. Степанов образно пише: «Теоретично за одну ніч зоопланктон може з'їсти половину фітопланктону. Частина, що залишилися за наступний день може відновити загальну кількість організмів». Одноклітинні водорості відрізняються дуже великою поживністю. Вони вміщують велику кількість білків. Все це дозволяє одиниці маси фітопланктону годувати 15 одиниць маси тваринного, що харчується ним. Якщо тепер перейти від біомаси до продукції, то вона для зоопланктону вже у 10 раз поступається фітопланктону. А продукція нектону менша від неї у 300 раз. Але найбільшою продуктивністю відрізняються бактерії. Їх продукція перевищує біомасу у 100 раз.

Таким чином, живий світ океану це дуже динамічна і важлива складова біосфери Землі. В останні десятиріччя в глибинах океану відкриті особливі екосистеми, які базуються на первинній продукції не фотосинтезуючих організмів, а інших (бактерій, що переробляють сірчані сполуки, або метан). Екосистеми в рифтових долинах серединноокеанічних хребтів можуть існувати при досить високих температурах вод (до 800°C).

2.1.10. Моря України

Україна має вихід до Чорного та Азовського морів. Це типові внутрішні (середземні) моря.

Чорне море характеризується приблизно таким водним балансом:

1. Випаровування — $-15,6 \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{с}$.
2. Атмосферні опади — $+7,6 \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{с}$.
3. Річковий стік — $+12,6 \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{с}$.

4. Баланс $+4,6 \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{с}$.

Це вдвічі більше ніж середня багаторічна витрата Дніпра. Очевидно, що надлишок повинен витікати у Середземне море, і Чорне море повинно бути великим прісноводним озером. Але ще Марсільї (див. 1.1.2), який проводив вимірювання течій у Босфорі у 17 столітті, встановив, то поряд із стоком поверхневих вод з Чорного моря існує глибинна течія у протилежному напрямку. Таким чином, навіть тут існує розшарування різних типів морських вод, яке досить сильно і специфічно проявляється у Чорному морі (рис. 2.22). Тут формується солоностна стратифікація. В межах шару сезонного перемішування солоність не перевищує $18,2\text{‰}$, а нижче (300 м) швидко наростає до $21,7\text{‰}$, і потім до $22,3\text{‰}$. Вік вод (умовний період обміну) в глибинних шарах моря оцінюється у 2000 років. У біологічному відношенні море характеризується досить великою продуктивністю, що потребує значних ресурсів розчиненого кисню. Таке поєднання характеристик призводить до того, що кисень повністю використовується у верхньому шарі. Таким чином нижчий шар — анаеробний. Тут відсутні розвинуті біологічні популяції, а існують тільки сульфаторедукуючі бактерії. Цей шар вміщує значну кількість сірководню (сірководневе «зараження»). Але повного пояснення його походження поки ще не має. Відомо, що існує сталий клообіг з'єднань сірки, який охоплює практично всю товщу Чорного моря. Процеси обміну речовин також ще вивчаються.

За океанологічними дослідженнями поверхневі шари Чорного моря розповсюджені в центральній частині до горизонтів 60-70 м, а біля берегів до 100-150 м. Температури поверхні влітку досягають $24-26^{\circ}\text{C}$, а взимку опускаються до плюс $5-6^{\circ}\text{C}$. На нижній межі цього шару температури майже не змінюються і становлять $7,5-8^{\circ}\text{C}$. Сезонний хід солоності охоплює значення $17,5-18,6\text{‰}$.

Нижче розташована глибинна водна маса (до 1-1,5 км). Її солоність $18,1-22,2\text{‰}$, а температури $8,9-9,2^{\circ}\text{C}$.

На рис. 2.23 показана генералізована схема течій у Чорному морі. Їх швидкості в середньому складають $0,1-0,2 \text{ м/с}$, але можуть досягати $0,5 \text{ м/с}$. У тонкому придонному шарі також існує система течій, що несуть важкі солоні води від Босфору в акваторію моря. Потужність такого шару 3-5 м. Таким чином, горизонтальні циркуляції охоплюють все море від поверхні до дна. Вертикальний же обмін виражений відносно слабо.

Своєрідними фронтальними зонами у Чорному морі виступають області дотику річкових та морських вод. Найкраще вони виражені у північно-західній частині моря та біля Кавказьких берегів. Хвилі у відкритому просторі моря в середньому мають висоти до 1-3 м. Але максимальні висоти при сильних штормах можуть перевищувати 10 м. Південний захід та південний схід — самі спокійні райони.

В морі проявляються сезонні коливання рівня води. Вищі рівні спостерігаються у травні — липні, а понижені у жовтні — листопаді. Амплітуда змін складає 30-40 см. Основний фактор змін — притік річкових вод. Найбільший притік дає р. Дунай — біля $201 \text{ км}^3/\text{рік}$ (в середньому за багаторічний період). Річки України приносять приблизно $74 \text{ км}^3/\text{рік}$, річки Кавказу — $43 \text{ км}^3/\text{рік}$, Турції — $26 \text{ км}^3/\text{рік}$, Болгарії та Румунії (без Дунаю) — $3 \text{ км}^3/\text{рік}$. Значними періодичними коливаннями рівня моря є згони та нагони. Найбільші вони у жовтні — лютому у західному та північно-західному районах моря (понад 30 см). Також помітно виражені у Чорному морі сейші. Їх періоди досягають 1-2 години, а амплітуди 40-50 см.

Поверхня моря в основному вільна від льоду. Але в окремі роки у північно-західній частині встановлюється льодовий покрив. В особливо суворі зими лід поздовж західного берега може розповсюджуватись до Босфора.

Період льодових явищ триває від грудня до кінця лютого — початку березня. Середня товщина криги 14-15 см, але деколи біля Одеси вона може досягати 55 см. В залежності від погоди на протязі зими можуть відбуватись періодичні вскриття льодового покриву.

Азовське море — найменше у світі. Особливо виділяється його мілководність. Середні глибини сягають 7-8 м, а найбільші до 14 м. Воно глибоко врізане в суходіл, у території з континентальним кліматом. Притік прісних вод у море практично повністю визначається річками Дон та Кубань. За період з двадцятих по семидесяті роки XX століття його середня величина складала $36,7 \text{ км}^3/\text{рік}$. Основний обмін водами здійснюється через Керченську протоку з Чорним морем. Відтік складає понад $49 \text{ км}^3/\text{рік}$, а притік лише біля $34 \text{ км}^3/\text{рік}$. Результируючий стік складає $15,5 \text{ км}^3/\text{рік}$. Ще $1,5 \text{ км}^3/\text{рік}$ відтікає в оз. Сиваш, де випаровується. Таким чином, власне випаровування складає біля $20 \text{ км}^3/\text{рік}$.

Взимку середні температури води близькі до 0°C . Влітку вони досягають $+24$ — $+25^{\circ}\text{C}$. Максимальні значення у відкритих акваторіях складають $+28$ — $+28,5^{\circ}\text{C}$, а біля берегів $+32$ — $+32,5^{\circ}\text{C}$.

Середня солоність вод Азовського моря за період 1923-1951 рр. становила 10,9, за період 1952-1951 рр. — 11,8, а до 1976 року зросла до 13,8. Це пов'язано з антропогенним скороченням стоку головних річок, а також довготривалим невеликим осушенням клімату в їх басейнах. Ці зміни привели до збільшення притоку більш солоних Чорноморських вод. Осолонення моря впливає на гідрологічні, гідрохімічні, гідробіологічні

процеси. Зокрема, збільшилися відмінності густини придонних та приповерхневих шарів. Розшарування почало впливати на процеси перемішування і температурної стратифікації.

Горизонтальні рухи у всій товщі Азовського моря зумовлені в основному вітром і, в меншій мірі, впливом притоку річкових вод. Генералізовано переважає циркуляція проти годинникової стрілки і відтік від східних берегів (див. рис. 2.24). Значні хвилі утворюються в Азовському морі лише в холодну пору року (до 2-3 м висотою), коли дмуть північно-східні вітри.

В Азовському морі добре виражені періодичні згонно-нагонні коливання рівнів. Вони можуть мати амплітуду 2-3 м і проявляються навіть у Керченській протоці (до 1 м). Максимум був зареєстрований у м. Таганрог, у 1960 році (5,8 м). Добре виражені також одновузлові сейші. Їх вузлова лінія проходить з північного заходу на південний схід. В Азовському морі щорічно утворюється льодовий покрив. Але значна мінливість погоди взимку призводить до крайньої його нестійкості. В середньому лід займає до 30% площі моря. Найбільший розвиток спостерігається в лютому. Товщина досягає 20-60 см, а в суворі зими до 80-90 см.

Г і д р о л о г і я л ь о д о в и к і в

В тропосфері Землі завжди існує область від'ємних температур повітря. Вона торкається певних частин земної поверхні. Тут розповсюджена вода у твердому стані. Сферу холоду, морозу називають кріосферою. До неї відносять сезонний та багаторічний сніговий покрив, сезонну та багаторічну («вічну») мерзлоту, (лід в ґрунтах та породах), льодовики, утворення з кристалічної води в атмосфері і т. п. Нижня межа кріосфери в екваторіальних та тропічних широтах знаходиться на висоті 6-6,5 км, а у приполярних районах уходить разом з мерзлотою на глибини до 0,5-1 км. Межу на поверхні Землі можна характеризувати розповсюдженням сезонних снігів — сезонною сніговою лінією. Її середнє багаторічне положення називають кліматичною сніговою лінією. За нею складаються сприятливі умови для накопичення снігів — додатній сніговий баланс. Частину тропосфери, що знаходиться вище кліматичної снігової лінії називають хіоносферою (гр. *chion* — сніг). На її положення впливають географічна широта, кліматичні характеристики, особливості рельєфу. Найвище вона розташована в горах сухих тропічних областей (до 6500 м), а найнижче біля Антарктиди — 0 м. В залежності від впливу вологоносних вітрів та експозиції відносно сонячного проміння положення кліматичної снігової лінії може розрізнятися в межах одної гірської системи (різниця складає до 2 км) і, навіть, одного хребта (різниця до 500 м).

Додатній багаторічний сніговий баланс — основна умова утворення льодовиків.

2.2.1. Процеси утворення льодовиків

Сніговий покрив, що накопичується в межах хіоносфери за багато років, поступово створює значний додатковий тиск, а також зазнає різноманітних

перетворень, які пов'язані зі складним комплексом фізичних явищ та процесів (див. 1.2.6). В цілому говорять про процеси фірнізації снігу і перетворення фірну в лід. Крім тиску вище розташованих шарів на них впливають підтаювання та замерзання, возгонка та сублімація, рекристалізація власне у твердій фазі. Шлях перетворення снігу в лід визначається кліматичними умовами місцевості. Тобто вони визначають переважання тих, чи інших фізичних процесів утворення льоду. Умовно виділяють шість зон (шляхів) льодоутворення:

1 зона — снігова (рекристалізаційна) — клімат найбільш холодний, процеси танення не відбуваються. Лід утворюється під потужним, (декілька десятків метрів), багаторічним шаром снігу. Він створює необхідний для рекристалізації тиск;

2 зона — сніжно-фірнова (режеляційно-рекристалізаційна) — більша частина снігу перетворюється в лід шляхом рекристалізації, але в теплу пору року можливе поверхнєве підтаювання;

3 зона — холодна фірнова (холодна інфільтраційно-рекристалізаційна) — у теплу пору року процеси підтаювання досить розвинуті. Талі води інфільтруються в товщу фірну і замерзають. Але повне його перетворення в лід відбувається лише на глибині шляхом рекристалізації льодовик прогрівається до 0°C тільки у приповерхневих шарах;

4 зона — тепла фірнова (тепла інфільтраційно-рекристалізаційна) — процеси льодоутворення подібні до попередньої зони, але більша частина льодовика може прогріватися до 0°C;

5 зона — фірново-льодова (інфільтраційна) — значне танення. Інфільтраційні води заповнюють усі пори снігового покриву і можуть утворювати стік;

6 зона — льодова (інфільтраційно-конжеляційна) — талих вод дуже багато. Фірну тут немає. Під сезонним снігом одразу залягають шари та лінзи гідрогенного льоду, що утворився у холодну пору року. Лід утворюється шляхом інфільтрації та конжеляції.

У вологих морських умовах значну роль може грати лід, що утворюється за рахунок інею.

Слід відмітити, що при переході від першої до шостої зони закономірно зменшується потужність фірну (фірнових товщ) — від 50-150 м до нуля. При достатній потужності фірн спочатку перетворюється в білий лід, який має такий колір за рахунок значного вмісту повітря. Потім, при наступному ущільненні, утворюється блакитний — глетчерний лід. В умовах низьких температур такі перетворення відбуваються досить повільно. Так в Антарктиді під тиском 100-метрової товщі фірну для цього потрібно більше 100 років. У більш теплих умовах, за рахунок підтаювання, процеси ідуть набагато швидше. У першій зоні фірн утворює так-званий полярний лід. В інших зонах від поверхні льоду і до нижньої межі льодовика температура поступово підвищується. На певній глибині вона (разом з тиском) досягає точки плавлення. В цих умовах лід вміщує мікрооб'єми рідкої води і називається помірним.

Товщі льодовиків можуть бути досить значними: від 100 м, у невеличких карових, до 3-4 км в льодовикових покривах Антарктиди та Гренландії. Слід, також відмітити, що профіль найбільших льодовикових покривів не залежить від форм рельєфу поверхні Землі, а тільки від клімату. В цілому також можна відмітити, що льодовики — це вода, що до певної міри має власну форму і відповідні властивості. Наприклад — льодовик тече (рухається) тільки при певній потужності, за рахунок власної ваги.

Таким чином, спираючись на описані процеси та властивості льодовиків, ми можемо дати їх визначення. За С.В. Калесником льодовик — це природна маса фірну та льоду, яка розташована переважно на суходолі, утворилася шляхом тривалого накопичення та перетворення твердих атмосферних опадів і характеризується постійним власним рухом.

2.2.2. Рух льодовиків

Під дією сили тяжіння глетчерний лід може текти. В основному рух носить характер зповзання при якому кристали льоду пластично деформуються під тиском. Цей тиск створюється внаслідок нарощування шару фірну та льоду. Льодовик після виходу з вузької долини може розтікатися також в боки, утворюючи передгірне розширення. Іншим способом руху льодовика є донне ковзання. Цей процес має важливе значення для рельєфоутворення, оскільки льодовик при цьому еродує корінні породи. Імовірно, що ковзання має місце тільки там, де між льодом та породою є тонка плівка води. Це можливе для льодовиків з помірним придонним льодом. При певних умовах рух за рахунок донного ковзання стає основним. Але льодовики у надзвичайно суворих умовах, з полярним придонним льодом (і особливо малопотужні), міцно приморожені до свого ложа. Третій спосіб руху льодовиків — зколювання по площинах і зміщення вниз за цими розривами. Він характерний для льодовиків, що швидко рухаються, і особливо для їх приповерхневих жорстких шарів. Тріщини відображають концентрацію та вивільнення енергії натягу чи стискання (внутрішніх напруг).

Швидкості руху поздовж льодовиків не однакові. Вони прямують до максимуму на лінії, що розділяє зону живлення та зону руйнування (абляції). У більшості випадків найбільші швидкості спостерігаються біля поверхні, але це не завжди так. Вони можуть проявлятися і біля дна.

На швидкість руху впливають потужність льодовика, кути нахилу поверхні та ложа, температури повітря та льоду, інші фактори. Вважають, що помітний рух починається при мінімальній потужності 15-30 м. В'язко-пластичний рух має характер ламінарного (див. 1.2.17). Швидкості в цілому можуть становити від 20-30 м/рік до 10-20 км/рік. Льодовики Гімалаїв рухаються в середньому зі швидкостями 700-1300 м/рік. Існує також особливий вид руху — пульсаційний. Це тимчасове різке збільшення швидкості руху — посування льодовика (сьордж). Він є наслідком стрибкоподібного розвантаження мас льоду та внутрішніх напруг, що накопичилися за певний час. Швидкості при цьому можуть складати 100 м/год.

За швидкостями руху льодовики узагальнено можна поділити на три групи. Перші рухаються з постійно великими швидкостями (до 10-20 км/рік та більше). Це виводні льодовики Антарктиди та Гренландії. Другі мають майже постійно низькі швидкості (до 100-200 м/рік). Третя група це пульсуючі льодовики. Вони більшу частину часу рухаються повільно, але періодично різко прискорюють свій рух, посуваються. Посування це досить складні комплекси фізичних та географічних явищ. Пульсуючі льодовики деколи перегороджують річки. Наступний прорив накопичених вод може призвести до селя, або просто катастрофічного паводку.

2.2.3. Розповсюдження, основні типи, будова та гідрографічна сітка льодовиків

Загальна площа, яку займають сучасні льодовики становить понад 16 млн. км². Основна частина приходить на льодовики Антарктиди — понад 90%; 8% займають льодовики Гренландії. За даними палеогеографічних досліджень під час максимуму зледеніння четвертинного періоду площа льодовиків досягала 55 млн. км². Вони займали значні частини суходолу (в основному Євразії та Північній Америці).

Льодовики поділяють на дві основні групи: 1) покривні, 2) гірські. Покривні льодовики розміщуються на материках, або крупних островах. До них відносяться льодовики Антарктиди, Гренландії, Нової Землі, Землі Франца-Йосипа та інші. Їх поділяють на: 1) льодовикові щити; 2) льодовикові купола; 3) виводні льодовики; 4) шельфові льодовики. Льодовикові щити мають великі площі і велику потужність (понад 1000 м). Льодовикові купола характеризуються меншою потужністю і площами. Виводні льодовики — це потоки льоду, що течуть від центральних (підвищених) частин льодовикових покривів до периферії. Вони здійснюють винесення значних мас льоду. Їх розміри досить різні. Невеликі можуть протікати у трогових долинах, а виводні льодовики Антарктиди мають багато кілометрів у поперечнику і розтинають крупні гірські хребти. Шельфові льодовики можуть бути на плаву, або частково спиратися на відмілини. Це продовження наземних льодовиків, але основне снігове живлення відбувається на їх власній плоскій поверхні. Потужність їх падає при віддаленні від берега від 1200-1300 м до 200 м та менше. Морський край шельфового льодовика позначений уступом («льодовим бар'єром»).

Виводні та шельфові льодовики дають початок основній кількості айсбергів. Перші з них можуть закінчуватися у морі у вигляді язиків. Вони швидко сколюються і утворюють велику кількість відносно невеликих айсбергів. Шельфові льодовики рухаються набагато повільніше і дають початок невеликій кількості, але дуже крупних («столових») айсбергів, льодових островів.

Різноманітність гірських льодовиків більша ніж покривних. Тому складніше виділяти їх типи. Виділяють три основні підгрупи: 1) льодовики гірських вершин; 2) льодовики гірських схилів; 3) гірсько-долинні льодовики. До першої підгрупи входять кальдерні (в кратерах згаслих

вулканів); зіркоподібні (з декількома короткими язиками, що рухаються в різні боки) та ін. До другої підгрупи відносяться в основному карові (у циркоподібних пониженнях) та завислі (на крутих схилах з початком у невеликому заглибленні). Долинні льодовики мають більш складну будову. Точніше вони можуть бути простими (нерозгалуженими), складними (з простими притоками) та деревовидними (зі складними притоками). Схеми карового та долинного льодовиків наведені на рис. 2.25.

Виділяють також інші складні льодовикові утворення:

- переметні — мають спільну область живлення (утворення), але спускаються в різні боки хребта;
- скандинавського типу — групи льодовиків, що нагадують долинні, але мають спільну велику плоску фірнову область живлення;
- аляскінського типу — група льодовиків з різними областями живлення, але вони зливаються разом у нижній частині, утворюючи спільну передгірну льодовикову дельту (покрив, щит). Вона перекриває значну частину передгірної нахиленої рівнини.

В цілому складні нагромадження взаємопов'язаних льодовиків на певних територіях називають льодовиковими системами. Нарешті існує ще більш загальне поняття — зледеніння. Ось його визначення за С.В. Калесником — це сукупність (або процес накопичення) природного льоду на земній поверхні: льодовиків, снігового покриву, льодового покриву водойм, дрейфуючого та підземного льоду, перехідних утворень (сніжників, наледей, шельфового льоду та ін.).

Льодовики можуть характеризуватися досить складною будовою (структурою). В першу чергу для любых типів льодовиків виділяють область живлення і область абляції (руйнування). В області живлення окремо виділяють фірново-снігову товщу (басейн). Область абляції у гірських льодовиків називають їх язиком. Складні льодовики та льодовикові системи також складаються з певних частин. В межах частин льодовика можна розглядати більш детальну будову: нашарування по глибині, системи тріщин та порожнин, льодовикову гідрофізичну сітку, льодопади, включення гірських порід (морени) та ін. Морени розглянемо у пункті 2.2.5. Тут же зупинимось на гідрографічній сітці (рис. 2.26). Вона може складатися з тріщин з водою на дні (1), колодязів (2), внутрільодовикових каналів стоку (3), каверн повністю або частково заповнених водою (4), приконтактного шару з водяною плівкою, окремими каналами стоку та кавернами (5), штучних свердловин (6), лінз води у сніжно-фірновій товщі на контакті фірн-лід та інших об'єктів. За Голубєвим гідрографічна сітка льодовика являє собою єдину взаємопов'язану гідравлічну систему. Численні струмочки збираються у більші струмки, які виробляють власні русла, вриваються в лід, деколи провалюються у тріщини, утворюють глибокі колодязі і продовжують свій шлях під льодовиком, або в середині нього. На поверхні існує також досить багато озер — воронк. Під льодовиком у каналах стоку рух води в основному напірний. Тому бувають випадки, коли льодовикові річки беруть початок не з гrotу льодовика, а вириваються з-під нього фонтануючи.

2.2.4. Баланс та режим льодовиків

Живлення льодовиків відбувається за рахунок:

- 1) твердих вертикальних атмосферних опадів;
- 2) рідких опадів, що замерзають;
- 3) хуртовинного (вітрового) переносу снігу;
- 4) лавин;
- 5) сублімації водяної пари;
- 6) «наростаючих» («горизонтальних») опадів — іней, паморозь;
- 7) «накладеного льоду» — замерзлі талі води сезонного снігу.

За даними В. Котлякова внесок основних складових для гірсько-долинних льодовиків такий: вертикальні опади — 80%, «наростаючі» — 0-2%, хуртовинний перенос — 15%, лавини — 5%. Для малих льодовиків: опади — 20-30%, хуртовинний перенос — 50-60%, лавини — 20%.

Витрати речовини льодовика називають абляцією (лат. *ablatio* — віднімання, віднесення). Виділяють різні її види та фактори. Основна частина — танення та випаровування під дією кліматичних (метеорологічних) факторів. Особливий вид — механічна абляція, тобто винесення частини снігу з льодовика вітром, обвали країв язиків, шельфових льодовиків. Розрізняють також чисту (власно) абляцію та валову. Остання пов'язана з пониженням поверхні льодовика і може включати просто перерозподіл мас в його межах. За місцем прояву виділяють підльодовикову, внутрільодовикову та поверхневу абляцію. Частка перших двох не перевищує 5%. Основними метеорологічними факторами абляції є: сонячна радіація, температура та вологість повітря, конденсація та випаровування, теплі атмосферні опади. Існують також додаткові фактори: експозиція поверхні льодовика та його частин відносно сонячних променів, затіненість від оточуючих елементів рельєфу, мікрорельєф поверхні, щільність льоду, моренний або пиловий покрив поверхні та інші. Тонкий моренний покрив сприяє засвоєнню променистої енергії і таненню льодовика. Але вже при товщині покриву 1 см танення уповільнюється. При товщині 30 см та більше танення стає у 6-7 раз повільнішим ніж на відкритій поверхні. В цілому процеси абляції не менш складні ніж процеси утворення льодовика. Її можна виражати в млн. т./рік, млн. м³/рік, мм/рік.

До 80% абляції покривних льодовиків припадає на механічну — шляхом утворення айсбергів. Після відриву від льодовика вони стають елементом режиму морів та океанів (див. 2.1). Процес утворення айсбергів називають льодовиковим стоком. Для Антарктиди він складає 2,31 тис. км³/рік, для Гренландії 0,70 тис. км³/рік. Танення всіх гірських льодовиків оцінюють 0,412 тис. км³/рік.

Кількісним виразом впливу різних джерел живлення та видів абляції на масу (об'єм) льодовика служить рівняння його балансу. Воно може бути записано у загальному вигляді, або окремо для твердої та рідкої фази. Крім того його можна скласти для різних частин льодовика і за різні періоди. Наведемо приклад загального рівняння:

$$x + y_x + y_{\text{лав.}} + z_{\text{конд.}} = y_m + z_{\text{вин.}} \pm \Delta u, \quad (2.3)$$

де x — загальні опади, y_x — хуртовинний перенос, $y_{\text{лав.}}$ — лавинний перенос, $z_{\text{конд.}}$ — сублімація, y_m — стік талих вод з льодовика, $z_{\text{вин.}}$ — возгонка, $\pm \Delta u$ — зміна маси льодовика.

Баланс льодовиків за різні періоди часу може бути додатнім або від'ємним. Це пов'язано зі змінами кліматичних умов (коливаннями клімату). Вони відбуваються як в окремих регіонах і відносно менш інтенсивно, так і в глобальних масштабах значно впливаючи на загальні природні умови. Додатньому балансу сприяють фази холодного та вологого клімату, а від'ємному — навпаки. В цей час маса льодовика збільшується, або зменшується. Перше приводить до збільшення розмірів та швидкості його руху — він наступає. При зменшенні маси льодовик відступає. Зміни маси та форми льодовика, що проявляються в його наступанні та відступанні називаються його режимом. Фактично це аналог гідрологічного режиму водних об'єктів, але в більших масштабах часу. Особливістю режиму є інерційність льодовиків. Їх наступання та відступання можуть відставати від змін балансу, оскільки для зміни руху потрібні значні зміни маси. Приклад узагальненого режиму льодовиків наведено на рис. 2.27.

2.2.5. Процеси та явища пов'язані з льодовиками

Географічну та екологічну роль льодовиків важко переоцінити. Вона проявляється як в глобальному (буде розглянуто у третій частині підручника) так і в менших масштабах. Льодовики змінюють клімат, гідрологічний режим територій та акваторій, впливають на процеси рельєфоутворення, геохімічні процеси, формування екосистем. Існує навіть гляціотектоніка. Розглянемо приклади геоморфологічної діяльності та впливу льодовиків на режим річок.

Якщо розглядати розвиток материкового зледеніння, то очевидно, що на перших його стадіях рельєф місцевості визначав всі особливості льодовиків. При розростанні вони могли з'єднуватися і перекривати все більшу частину території. Нарешті весь первинний рельєф опинявся під системою льодовиків. Шляхи руху льоду могли змінюватися і не залежати від похованого рельєфу. Так розвивались Скандинавський та Британський льодовикові покриви. Канадський же покрив розвивався на рівнині і одразу мало залежав від рельєфу.

Льодовик еродує якщо він ковзає по ложу, а не примерз до нього. Деякі дослідники розрізняють льодовикову абразію та льодовикове випахування (екзарацію). Перша включає в себе зішкрябування та дряпання підстилаючої поверхні уламками порід, що вморожені у нижній шар льодовика. Друге являє собою більш складний процес. Він пов'язаний з підтаюванням та замерзанням прошарків води на межі лід — корінна порода, а також випиранням вморожених уламків з нижньої поверхні льоду. Все це створює умови для руйнування і перенесення частин порід.

У горах на схилах льодовики можуть утворювати заокруглені западини — цирки (кари). Тривалі та повторні періоди зледеніння призводять до того, що

кари на різних схилах зливаються і на місці гори утворюється скелястий пік, або система гребенів. При заповненні льодовиком долини вона випахується і приймає коритоподібну форму. Такі долини називаються трогами. Бічні долини при цьому можуть залишитися на більшій висоті (стати висячими).

Твердий матеріал, який несе з собою льодовик називають мореною. Морени можуть бути розташовані в різних частинах льодовика: на поверхні, всередині, у придонній частині, біля боків, по центру. Морени, що рухаються разом з льодом називаються захопленими. Крім того там де льодовик повністю зникає утворюються відкладені морени. Схема розташування морен і перерізі льодовикового язика наведена на рис. 2.28.

Танення льоду вивільнює значні об'єми води. Ці води також виконують ерозійну, транспортну та акумулятивну роботу. Льодовикові потоки можуть бути напірними. Тобто їх робота значно відрізняється від простих водотоків. Вони можуть рухатися проти похилу, утворюють складну гідросітку, яка до того ж швидко змінюється. Процеси пов'язані з талими льодовиковими водами називаються флювіогляціальними. Вони створюють складну взаємопов'язану систему. У прильодовикових районах розвивається також система процесів пов'язаних з замерзанням та відтаюванням вод у ґрунтах та породах. При льодовикові флювіогляціальні та морозні процеси також називають перигляціальними (гр. *peri* — біля, *navkoło*).

Значну специфіку вносять льодовики у гідрологічний режим річок, що беруть з них початок. Особливо це стосується водного режиму. Для крупних річок, що стікають з покритих льодовиками гір частка льодовикового живлення складає 10-15%. Але для невеликих річок безпосередньо біля льодовиків вона може досягати 40-60% і більше. Особливості живлення впливають на характер водного режиму. Важливим є внесок льодовиків у живлення річок влітку. На них формується розтягнута багатопікова повінь, зміщена в другу половину літа. Зміщення зокрема пов'язане з акумулюючою роллю самого льодовика. Чим більша площа льодовика, тим більше затримання між максимумом температури повітря і максимумом поступання талих вод в річку. Льодовиковий стік ніби доповнює сніговий, коли той вичерпується.

Льодовики також створюють добові коливання стоку малих річок. Вони також запізнюються відносно денного максимуму та нічного мінімуму температур. Льодовики дають холодну і слабомінералізовану талу воду.

Існують ще й дрібні пульсації витрат, які пов'язані з процесами всередині льодовиків (періодичними затримками та проривами талих вод в складному льодовиковому середовищі, що руйнується).

Г і д р о л о г і я п і д з е м н и х в о д

Підземна гідросфера — складний за будовою і важко доступний для вивчення об'єкт. Фактично це складна система об'єктів нерозривно

пов'язаних з геологічними. Існують два різних підходи до її визначення. За першим — це лише води, що приймають участь у сучасному водообміні і розташовані у приповерхневих шарах літосфери. За другим — це всі води літосфери і верхньої мантиї. Включення тих чи інших підземних вод до складу гідросфери фактично залежить від того, які процеси розглядаються. Процеси геологічного масштабу часу пов'язані з усіма водами. Сучасні процеси дійсно пов'язані тільки з певними видами приповерхневих вод.

Точні розрахунки повного (загального) об'єму підземної гідросфери поки що неможливі. Існують лише оцінки: від 800 000 тис. км³ до 2000 000 тис. км³. Спостереженнями і прямими дослідженнями охоплені лише приповерхневі підземні води (до глибин 5-7 км на рівнинах і 2-3 км у горах). Існує обмежена кількість зверхглибоких свердловин. Таким чином глибинні води досліджуються непрямо.

Температури в межах підземної гідросфери змінюються від — 93°C (Антарктида) до +1200°C (температура магматичного розплаву). Тиск може досягати 30 000 кПа. Таким чином вода може знаходитися в трьох агрегатних станах, а також у вигляді диссоційованих молекул. Критичне значення температури, вище якого вода може існувати виключно у вигляді пари при будь-якому тиску, становить +374°C. Але за рахунок високої мінералізації в глибинах Землі вона досягає +450°C. За сучасними оцінками нижня межа розповсюдження рідкої води в літосфері знаходиться на глибинах 16-20 км. Лише в районах активної вулканічної діяльності вона зменшується до декількох сот метрів.

Тиск, що діє на підземну воду поділяють на гідростатичний та геостатичний (літостатичний). Зміни температур, тиску та інших умов створюють вертикальну зональність підземних вод. В основу виділення гідрофізичних зон покладено переходи води з одного стану в інший і характерні зміни у її структурі. Виділяють: 1) зону аерації (доступу повітря); 2) кріолітозону (багаторічномерзлі породи); 3) зону насичення; 4) надущільненого водяного флюїда; 5) рідиннопластичного водного розчину силікатів та алюмосилікатів; 6) диссоційованих молекул води. Найкраще вивчені перші три зони.

Гідродинамічна зональність визначається умовами руху води (особливостями водообміну). Рух води в свою чергу залежить від основних сил, що діють, і умов середовища. Ближче до поверхні розташована зона активного водообміну. Її надактивна частина розташована вище місцевих базисів ерозії. Нижня частина опускається ще на 100-500 м. Далі іде зона уповільненого (утрудненого) водообміну. Це води зі значними напорами, які реагують лише на вікові зміни кліматичних умов. Нижня зона — надто утрудненого водообміну. За сучасними дослідженнями на певних глибинах складаються умови коли геостатичний тиск спочатку призводить до ущільнення водонасичених порід і витискання води з них, а потім створюються умови коли загальний тиск дозволяє водним розчинам (флюїдам) розривати гірські породи, робити їх розрихленими. Такі явища

називаються гідророзривами або флюїдорозривами. У зв'язку з цим запропоновано виділяти такі укрупнені гідродинамічні (баричні) зони: 1) переважної дії гідростатичного тиску; 2) перехідну; 3) геостатичного (літостатичного) тиску. Перехідна зона пов'язана з максимально ущільненими породами, які не дозволяють глибинним флюїдам вільно просуватися вгору. Це може відбуватися лише періодично (імпульсно) в місцях виникнення крупних гідророзривів.

Умови існування та характерні особливості підземних вод змінюються не тільки по глибині, але і в різних місцевостях. Виникає система водних об'єктів та видів вод чи не складніша ніж на поверхні суходолу. Їх дослідження охоплюють величезне коло питань. В даному розділі ми розглянемо лише частину з них. Нагадаємо також, що деякі основні властивості ґрунтів та порід і форми вміщення в них води були розглянуті у пункті 1.2.7.

2.3.1. Походження підземних вод

Як відомо, загальним джерелом вод гідросфери є складний процес дегазації мантії Землі. Води пов'язані з ним називають ювенільними (юними). Але процеси заповнення земних надр водою відбуваються не тільки за їх рахунок. Сучасний стан підземної гідросфери сформований як внутрішніми (ендогенними) процесами, так і зовнішніми (екзогенними). Основними видами вод зовнішнього походження (екзогенних, вадозних підземних вод) є: 1) інфільтраційні; 2) конденсаційні; 3) седиментаційні.

Інфільтраційні води можуть поповнювати як приповерхневі шари ґрунтів та порід так і більш глибокі, що вже заповнені водою. Розрізняють субаеральну (наземну) інфільтрацію — за рахунок атмосферних вод, та субаквальну (підводну) інфільтрацію — за рахунок морських, озерних, річкових та інших вод. Окремо виділяють також специфічний процес — інфлюацію — втікання по крупних тріщинах, порожнинах, колодязях та ін. Інфільтраційні води атмосферного походження є основними. Вони спочатку прісні, але потім поступово замінюють свої якості.

Конденсаційні води утворюються від конденсації водяної пари безпосередньо у порожнинах ґрунтів та порід. Їх роль в цілому невелика. Але у посушливих та високогірних районах вона стає помітною.

Седиментаційні води утворюються за рахунок вод тих басейнів де відбувався процес осадо накопичення (седиментація). У зв'язку з тектонічними рухами осади можуть опинитись у товщі гірських порід. Разом з ними переміщуються і залишкові розчини. Цей процес найбільше характерний для морських басейнів. Новоутворені субаквальні відклади (намули) можуть вміщувати до 90% води. Потім, внаслідок тиску нових верхніх шарів відбувається ущільнення відкладів. Вони поступово перетворюються на породи. Вміст води починає зменшуватися. Крім того, при опусканні в надра Землі, тиск та температури також впливають і «відтискають» надлишки седиментаційних вод. Вони переміщуються у більш водопроникні породи. Таким чином вони включаються у загальні процеси

міграції підземних вод. Склад і характеристики їх також змінюються. Седиментаційні води мають велике значення для глибокозалягаючих водоносних горизонтів.

Ендогенні (ювенільні) води важко вивчати. Найбільші їх прояви імовірно існують в областях інтенсивної магматичної діяльності. Це вулкани, а також рифтові долини серединно-океанічних хребтів. В межах останніх за допомогою глибоководних апаратів були зафіксовані як власно виливи магми, так і специфічні утворення пов'язані з багаточисельними викидами сильномінералізованої води з температурою 300-400°C. При попаданні у холодну придонну океанічну воду вона швидко остиває, а розчинені речовини переходять в осад. Він формує навколо струменя споруду подібну до трубки. Самі струмені можуть бути чорного, або білого кольору. Тому такі утворення називали чорними та білими «димарями».

Особливим типом вод за походженням є відроджені, або дегідратаційні. Вони утворюються при дегідrataції мінералів. При цьому частина хімічно зв'язаних вод переходить у краплиннорідкий стан. Найбільша кількість відроджених вод з'являється при перебудові структури глинистих мінералів (у першу чергу монтморілоніту). Такий процес дегідrataції відбувається на глибинах понад 2 км при температурах 100-200°C та тиску 100-200 МПа. Кількість відроджених вод досить велика. Вони впливають на інші води.

В дійсності води різного походження можуть взаємодіяти та перемішуватися. Тому існують також води змішаного походження.

2.3.2. Класифікації підземних вод

Ми вже розглядали деякі поділи підземних вод — за їх станом в межах ґрунтів та порід, за гідрофізичною та гідродинамічною вертикальною зональністю, за походженням. Існують і інші класифікації. Загальної класифікації не існує. Це пов'язано з великою різноманітністю умов підземної гідросфери, на що ми також вже звертали увагу. Існують класифікації спеціальні (за певною ознакою) та комплексні. Наведемо деякі приклади.

За характером вміщуючих порід і відповідними умовами залягання розрізняють:

- 1) порові води, що залягають у рихлих, переважно четвертинних відкладах;
- 2) пластові води, що залягають в пластах осадових порід;
 - а) порово-пластові;
 - б) тріщинно-пластові;
- 3) тріщинні води, що знаходяться у щільних осадових, магматичних або метаморфічних породах перетнутих (посічених) тріщинами вивітрювання;
- 4) тріщинно-жильні води, що знаходяться в окремих крупних відкритих тектонічних тріщинах та зонах тектонічних порушень.

Розрізняють також підземні води суходолу та океану. За гідравлічними властивостями підземні води поділяють на напірні та безнапірні.

За температурою (за О. Альокіним) виділяють води:

- 1) виключно холодні ($< 0^{\circ}\text{C}$);

- 2) досить холодні ($0-4^{\circ}\text{C}$);
- 3) холодні ($4-20^{\circ}\text{C}$);
- 4) теплі ($20-37^{\circ}\text{C}$);
- 5) гарячі ($37-42^{\circ}\text{C}$);
- 6) досить гарячі ($42-100^{\circ}\text{C}$);
- 7) виключно гарячі ($>100^{\circ}\text{C}$).

За мінералізацією (кількістю сухого залишку) підземні води поділяють на шість груп:

- 1) зверхпрісні ($< 0,1\%$);
- 2) прісні ($0,1-1\%$);
- 3) слабосолонуваті ($1-3\%$);
- 4) сильсолонуваті ($3-10\%$);
- 5) солоні ($10-35\%$);
- 6) розсоли ($>35\%$).

В цілому гідрохімічних класифікацій також є дуже велика кількість. Окремо виділяють мінеральні лікувальні, мінеральні промислові та термальні (енергетичні) води.

В залежності від кліматичних факторів підземні води поділяють на зональні, атональні та інтразональні.

Прикладом комплексної класифікації може бути класифікація Ф. Саваренського (1939). Він виділяє п'ять основних типів вод і визначає їх основні характеристики. Типами є:

- 1) волога ґрунтів, болотні, верховодка;
- 2) ґрунтові підземні води;
- 3) карстові;
- 4) артезіанські;
- 5) жильні (тріщинні).

До основних характеристик віднесені: області живлення та розповсюдження, характер напору, характер руху потоку, походження, геологічні умови залягання, кліматична зональність, температура, геохімічні зони, хімічний склад.

Сучасні загальні класифікації більш детальні. Основу поділу складають вертикальна зональність та географічні умови розповсюдження.

2.3.3. Води зони аерації

Зона аерації розповсюджується від земної поверхні до дзеркала ґрунтових вод. В її межах існують такі основні різновиди підземних вод: 1) волога ґрунтового шару (ґрунтова волога); 2) капілярні води; 3) тимчасові вільні, гравітаційні води; 4) верховодка (рис. 2.29). Зв'язані види вологи не розглядаємо.

ґрунтова волога як правило гідравлічно не пов'язана з ґрунтовими водами. Тут періодично відбувається інфільтрація поверхневих вод. Під час значних дощів або сніготанення ґрунт може досягнути повної вологоємності. Тоді частина води в ньому буде знаходитися у гравітаційному стані. Якщо в ґрунті є нахилені відносно слабоводопрониклі прошарки, то гравітаційна волога

може утворювати внутріґрунтовий стік. Потужність шару ґрунтової вологи змінюється (для різних ґрунтів) від декількох сантиметрів до 1-1,5 м.

Слід розрізняти ґрунтову вологу та ґрунтові води (які будемо розглядати далі). Але деколи вони можуть з'єднуватися. Це відбувається при піднятті рівнів ґрунтових вод, або капілярної кайми до ґрунтового горизонту.

Капілярна вода може існувати в зоні аерації у вигляді підвішеної, роз'єднаної та піднятої. Вона важлива для зволоження ґрунтів та живлення кореневої системи рослин. Тимчасові вільні, гравітаційні води перетікають по тріщинах та порожнинах і швидко поповнюють ґрунтові.

Верховодка — особливий тип підземних вод. Вона накопичується на відносно водотривких породах, які залягають в межах зони аерації у вигляді окремих лінз, або частин пластів, що виклинюються. Утворення верховодки пов'язане з інфільтрацією атмосферних опадів, поверхневих вод та конденсацією водяної пари. Звичайно це тимчасові (сезонні) утворення, але деколи досить потужні. Потужність шарів верховодки складає в основному 0,4-1,0 м, деколи 3-5 м. Вона формується як правило у супіщано-суглинистих ґрунтах (морена, алювій та інші). Велике значення має також рельєф. На крутих схилах верховодка майже не утворюється.

Вона характеризується такими ознаками: обмежена площа розповсюдження, різкі зміни запасів (рівнів), відсутність гідравлічного зв'язку з річковими водами, приймає участь у живленні ґрунтової вологи і досить інтенсивно випаровується, легкодоступна для забруднень.

В цілому води зони аерації мінливі, залежать від умов на поверхні та метеоумов, в основному прісні (за виключенням деяких посушливих територій) і легкодоступні. Водний режим цієї зони можна аналізувати за допомогою рівняння водного балансу:

$$y_{\text{інф.}} + z_{\text{гр.в.}} = y_{\text{гр.}} + y_{\text{жив.гр.в.}} + z_{\text{тр.}} + z_{\text{з.а.}} \pm \Delta u_{\text{з.а.}}, \quad (2.4)$$

де $y_{\text{інф.}}$ — поступання води з поверхні за рахунок інфільтрації; $z_{\text{гр.в.}}$ — випаровування ґрунтових вод в зону аерації; $y_{\text{гр.}}$ — стік в межах ґрунтів; $y_{\text{жив.гр.в.}}$ — витрати на живлення ґрунтових вод; $z_{\text{тр.}}$ — поглинання води з зони аерації кореневою системою рослин (десукція) і витрата її в кінцевому результаті на випаровування з зони аерації в атмосферу (транспірація); $z_{\text{з.а.}}$ — випаровування з зони аерації в атмосферу; $\pm \Delta u_{\text{з.а.}}$ — зміни запасу води в зоні аерації.

Основний обмін водою відбувається у вертикальному напрямку. Основні складові — випаровування та інфільтрація. Це покладено в основу виділення типів водного режиму:

- 1) промивний — $y_{\text{інф.}} > z_{\text{тр.}} + z_{\text{з.а.}}$;
- 2) компенсований — $y_{\text{інф.}} = z_{\text{тр.}} + z_{\text{з.а.}}$;
- 3) випаровуючий (випотний) — $y_{\text{інф.}} < z_{\text{тр.}} + z_{\text{з.а.}}$.

У першому випадку надлишок води іде на живлення ґрунтових вод, а в останньому — недостача компенсується випаровуванням з їх дзеркала, і

частково капілярним підняттям. В умовах такого режиму в ґрунтах та породах можуть накопичуватися солі.

2.3.4. Ґрунтові води

Ґрунтові води — найважливіший вид підземних вод, що взаємодіє з поверхневими і приймає активну участь у колообігах води. Одночасно вони важливі з практичної точки зору. Ґрунтовими водами називають підземні води першого від поверхні постійно діючого водоносного горизонту, що залягає на першому витриманому по площі водотриві. Їх поверхня називається рівнем або дзеркалом ґрунтових вод. Відстань від нього до кровлі водотривкого ложа називається потужністю ґрунтового горизонту (шару ґрунтових вод). Вона постійно змінюється.

В залежності від будови місцевості існують різні форми залягання ґрунтових вод: ґрунтовий потік, ґрунтовий басейн, змішана. Як правило рух відбувається за нахилами місцевості, але в деяких випадках нахил ложа (водотриву) та рівня ґрунтових вод може не співпадати. Рівні завжди нахилені в бік зон розвантаження (дренажу) і рух іде в цьому ж напрямку. Швидкість руху в основному складає від 0,1 до 1 м/добу.

Поверхня ґрунтових вод нерівна. У більшості випадків вона повторює в згладженому вигляді денну поверхню. Глибина залягання ґрунтових вод змінюється від нуля до десятків та сотень метрів (одночасно це є потужність зони аерації). Вона залежить від клімату, геологічної будови, рельєфу місцевості, а також частково від транспірації (рослинності). В зоні надмірного зволоження навіть малі потоки можуть дренувати ґрунтові води. А у зоні недостатнього зволоження навіть величезні балки, врізані на десятки метрів, можуть не досягнути ґрунтових вод. Область їх живлення співпадає з областю розповсюдження. Розвантажуються вони в долинах річок та котловинах озер. Частково випаровуються. Розвантаження може бути у вигляді джерел, просочування та ін.

Як і поверхневі води ґрунтові характеризуються певним гідрологічним режимом. До нього відносять режим рівнів (водний), режим температури (термічний) та гідрохімічний режим.

Режим рівнів визначається змінами складових рівняння водного балансу. Для ґрунтових вод воно має такий вигляд:

$$u_{жив.гр.в.} = u_{гр.в.} + z_{гр.в.} \cdot \Delta u_{гл. гр.} \pm \Delta u, \quad (2.5)$$

де $u_{жив.гр.в.}$ — живлення ґрунтових вод з зони аерації; $u_{гр.в.}$ — стік ґрунтових вод; $z_{гр.в.}$ — випаровування з дзеркала ґрунтових вод; $\Delta u_{гл. гр.}$ — обмін з глибинними горизонтами; $\Delta u_{гр.}$ — зміни запасів. Для того, щоб аналізувати режим рівнів необхідно всі складові перевести у шари:

$$\alpha \cdot \Delta H = \frac{(Q_{np} - Q_{ст.}) \cdot \Delta t}{F} + u_{жив.гр.в.} - z_{гр.в.} \cdot \Delta u_{гл. гр.} \quad (2.6)$$

де ΔH — зміна рівня; α — коефіцієнт пов'язаний з водно-фізичними властивостями породи (він дорівнює водовіддачі при пониженні рівня і

дефіциту вологи — при підвищенні); Q_{np} — об'ємна витрата притоку; $Q_{ст}$ — об'ємна витрата стоку; Δt — час, для якого складено водний баланс; F — площа ділянки, для якої складено водний баланс. Основними складовими є $U_{жив.гр.в.}$ та $z_{гр.в.}$. Режим відтоку часто пов'язаний з режимом поверхневих водних об'єктів, що дренують даний горизонт ґрунтових вод. На живлення ґрунтових вод в середньому іде від 5 до 35% атмосферних опадів. Режим рівнів характеризується наявністю багаторічних сезонних та добових коливань. Ґрунтові води мають чітко виражений зональний характер. Добові коливання в основному пов'язані зі змінами випаровування.

Режим температури також формується під дією метеорологічних факторів. З глибиною багаторічні, сезонні та добові коливання температур досить швидко затухають. Заглиблення горизонту постійних температур біля екватора складає декілька метрів, а в областях різко континентального клімату збільшується до 40 м. Біля нього середні температури води приблизно відповідають середнім багаторічним температурам повітря даної місцевості. Далі вниз температури поступово нарастають. В холодному кліматі постійні температури можуть складати 0°C, в жаркому до 25-28°C. Сезонні амплітуди температур в основному складають 10-15 і деколи до 20°C.

Гідрохімічний режим ґрунтових вод також є зональним. Найбільше значення мають розбавлення ґрунтових вод прісними дощовими та талими, а також випаровування. В зоні мерзлоти мінералізація може значно змінюватися: від 5-30 мг/л під час інтенсивного танення (влітку, наприкінці весни), до 1 г/л — у постійних таликах в кінці зими. В зоні достатнього зволоження зміни мінералізації також значні: від 20 мг/л до 500 мг/л. В зоні недостатнього зволоження мінералізація вод може досягати 1-11 г/л, тобто вони вже слабосолонуваті та сильносолонуваті. Тут переважають не гідрокарбонатно-кальцієві, а сульфатно-натрієві води. Переважання випаровування супроводжується накопиченням солей в зоні аерації та збільшенням мінералізації ґрунтових вод.

Всі ці зміни характеризували не глибоко залягаючі води. При глибинах залягання понад 10 м сезонні зміни мінералізації стають дуже малими. В любых умовах з глибиною вони затухають.

Ґрунтові води можуть бути поділені також за умовами залягання: порові, тріщинні, тріщинно-карстові та інші. Найбільше розповсюджені порові. Серед них виділяють ґрунтові води річкових долин, льодовикових відкладів, гірських областей, міжгірських западин, перед-гірних нахилених рівнин, пустель та напівпустель, степів, морських узбереж, дюн та інші. Очевидно, що найбільш потужні горизонти ґрунтових вод виникають у відповідних товщах рихлих відкладів (в пониженнях рельєфу) в зоні достатнього зволоження.

2.3.5. Артезіанські води

Артезіанськими водами у теперішній час називають всі напірні підземні води, що залягають у водоносних горизонтах (комплексах) між

водотривкими, або відносно водотривкими пластами. Напір тут створюється гідростатичним, літостатичним тиском, тектонічними напругами, змінами пористості внаслідок утворення нових кристалів, кріогенними явищами та іншими факторами. Умови залягання напірних водоносних горизонтів можуть бути досить різноманітні. Система таких горизонтів розділених водотривками утворює артезіанський басейн підземних вод. Така назва пов'язана з назвою провінції Артуа (у Франції), де вперше в Європі у XII столітті було отримано фонтануючу підземну воду.

Розрізняють зовнішню та внутрішню області інфільтраційного живлення артезіанських водоносних горизонтів. Перша знаходиться на межах артезіанського басейну та поза ними. В межах внутрішньої області (живлення) розрізняють зони поглинання та переливу. В зоні поглинання відбувається інфільтрація, або інфлюація поверхневих вод та атмосферних опадів безпосередньо у водоносний горизонт. У другій зоні відбувається перелив вод з одної гідрогеологічної структури в іншу.

Розрізняють також осередки (вікна) переливу з одного горизонту в інший.

Перелив артезіанських вод у ґрунті називають осередками розвантаження. Їх поділяють на відкриті, заховані та штучні.

У верхніх поверхнях артезіанських басейнів підземні води рухаються від області поглинання до області напору та розвантаження. Це води інфільтраційного походження. У нижніх поверхнях, де вони витискаються з глинистих порід (елізійний режим руху, седиментаційні води) рух направлений від ділянок найбільших товщ глинистих порід і найбільшого заглиблення водоносних горизонтів до окраїн басейну (рис. 2.30). Існують також артезіанські басейни з відокремленим стоком у різних частинах, виключно інфільтраційним режимом, виключно елізійним (лат. *elisio* — витискання, виштовхування) режимом та інші. Останні структури відносяться до дна морів. Дренаж басейнів найбільше проявляється у приповерхневих частинах і особливо на окраїнах. Долини крупних річок являються дренами артезіанських вод до горизонтів 500-700 м та більше. Важливу дренаючу роль відіграють також котловини відносно крупних озер.

Гідрохімічна зональність артезіанських басейнів полягає в зміні хімічного складу та степені мінералізації підземних вод з глибиною. Вона пов'язана з гідрофізичною та гідродинамічною. У зоні інтенсивного водообміну (температури до 25°C), води прісні та солонуваті. В зоні уповільненого водообміну температури вже можуть досягати 40°C, води переважно солоні (сульфатні та хлоридні). Зона досить уповільненого водообміну характеризується відновлювальною обстановкою середовища, температурами від 150°C та вище, хлорид-но-натрієвими, хлоридно-кальцієво-натрієвими та хлоридно-кальцієвими водами з мінералізацією 50-500 г/л.

2.3.6. Підземні води у тріщинуватих та закарстованих породах

Основними видами тріщин (які вміщують досить велику кількість вод) є тектонічні та тріщини вивітрювання. Системи тріщин не тільки збільшуються, але можуть і заноситися, заповнюватися новоутвореннями, водозмінюватися. У карстових масивах тріщини перетворюються у порожнини — каверни. Таким чином характер водоносності тріщинуватих порід є результатом певної (складної) геологічної історії розвитку. Тріщинні води можна поділити на три основних класи:

- 1) регіонально-тріщинні;
- 2) локально-тріщинні;
- 3) тріщинно-карстові.

Регіонально тріщинні переважно пов'язані з приповерхневими частинами геологічного розрізу і тріщинами вивітрювання. Вони подібні до ґрунтових за впливом зовнішніх факторів, співпадінням області живлення та розповсюдження. Найчастіше ці води пов'язані з інтрузивними та ефузивними породами, деякими щільними осадовими відкладами. Їх потужність (потужність водоносних зон) складає 30-100 м, деколи більше. Як правило вони не дають потужних джерел. Але у деяких випадках, в межах великих ефузивних покривів, можуть утворюватись досить великі потоки напірних та безнапірних вод. Наприклад з лавового масиву Арагац витікає джерело Айгер-Ліч з дебітом $20,5 \text{ м}^3/\text{с}$ (що дорівнює середній річці).

Локально-тріщинні води пов'язані з крупними тектонічними тріщинами та розломами у земній корі. Вони утворюють лінійно витягнуті водоносні зони, в яких часто утворюються потужні підземні потоки. Ці зони гідравлічно взаємопов'язані з гідрогеологічним середовищем. Переважають напірні води. Локально-тріщинні води найбільше розповсюджені у гірських областях, хоча зустрічаються і в межах щитів та виступів фундаменту. Ширини зон тріщинуватості складають 0,5-5 км, довжини до 8-10 км, але деколи набагато більше. Глибини залягання вод як правило не перевищують 15 м. З зонами розломів пов'язані крупні родовища мінеральних вод.

Тріщинно-карстові води залягають і рухаються у тріщинах, порожнинах, каналах, печерах карстових областей. Вони досить різноманітні. Тут спостерігається найбільша різноманітність специфічних підземних водних об'єктів та гідрогеологічних умов. Вивчати їх досить складно. Тут можуть утворюватись величезні джерела. Наприклад у Франції джерело Воклюз має дебіт $150 \text{ м}^3/\text{с}$, що у два рази більше середнього багаторічного стоку такої Карпатської річки як Прут. Досить багато карстових джерел мають дебіти понад $10 \text{ м}^3/\text{с}$. Режим карстових вод взаємопов'язаний з поверхневими об'єктами. У потужних карстових масивах спостерігається своєрідна вертикальна зональність вод, певною мірою подібна до звичайних територій.

2.3.7. Структури підземної гідросфери

Вертикальні структури підземної гідросфери ми вже частково розглянули. Але також виділяються комплексні гідрогеологічні структури, які тісно пов'язані з геологічними, в межах яких переважає один або декілька певних

типів скупчень підземних вод. Останні поділяють на два основних типи: 1) пластові; 2) тріщинно-жильні. Вони включають певні класи та підкласи.

За ними виділяють декілька типів гідрогеологічних структур першого порядку, які включають структури другого порядку, але і самі можуть об'єднуватися у надпорядкові мегаструктури. До структур першого порядку відносять: гідрогеологічні масиви, артезіанські басейни та вулканогенні басейни.

Гідрогеологічний масив являє собою виступ фундаменту (рис. 2.31). Він може бути перекритий четвертинними відкладами. Це можуть бути щити платформ або складчасті споруди гір. Для масиву характерно розповсюдження різноманітних тріщинних вод. В розрізі гідрогеологічного масиву виділяються зони аерації, сезонних коливань рівнів підземних вод, тріщинно-грунтових вод та тріщинно-напірних вод. Потужність зони аерації у добре дренованих гірських спорудах може досягати сотень метрів. Підземний стік з неї може існувати 10-30 діб після інфільтрації опадів. Тріщинно-грунтові води розповсюджені в межах кори вивітрювання. Постійне її насичення спостерігається тільки у нижніх частинах схилів та у долинах річок.

До артезіанських басейнів відносяться такі гідрогеологічні структури, які складаються з фундаменту та чохла, у якому вміщується основна частина підземних вод. Це головним чином пластові артезіанські та ґрунтові води.

Рельєф поверхні артезіанських басейнів може бути досить різноманітним. Це низовини, рівнини, плоскогір'я, плато, міжгірні западини та інше. Опади, випаровування та підземний стік розподілені на території артезіанського басейну рівномірно і підкоряються широтній зональності та висотній поясності. Поверхневий стік в основному направлений від периферії до внутрішніх областей. Розрізняють стічні та безстічні артезіанські басейни. На території останніх може відбуватися засолення земель.

Будова чохлів артезіанських басейнів може бути досить складною. Поряд з осадовими відкладами тут можуть зустрічатися вивержені породи, які мають другорядне значення. У чохлі розрізняють водоносні пласти, горизонти і комплекси водоносних горизонтів. Назви водоносних комплексів дають у стратиграфічній послідовності (від давніх до молодих).

До вулканогенних басейнів відносять басейни стоку пластово-тріщинних, покрово-порово-тріщинних та тріщинно-жильних підземних вод різних вулканічних утворень — конусів вулканів, покривів та потоків застиглих лав. Вулканогенні утворення (крім власно вулканічних конусів) залягають на нерівностях ерозійно-тектонічного рельєфу і перекривають артезіанські басейни та гідрогеологічні масиви. Гідрогеологічні умови досить різноманітні. Особливими є води активно діючих басейнів з одного боку, а з другого — існують частково або повністю промерзлі басейни в зоні багаторічної мерзлоти.

За особливостями залягання вулканогенні басейни ділять на три типи:

1) долинні та котловинні (ефузивні, вивержені породи заповнили від'ємні форми рельєфу);

- 2) вершинні (ефузивні потоки перекривають вододіли та схили);
- 3) складні (лави та туфи сформували вулканічні плато та нагір'я).

На Україні характерним вулканогенним утворенням є Вигорлат-Гутинський вулканічний хребет у Закарпатті.

2.3.8. Рух підземних вод

Особливості руху води у пористому середовищі були вже розглянуті у пункті 1.2.17. В природі рух основної частини вод у зоні активного водообміну починається від поверхні. Спочатку вони попадають в зону аерації. Тут відбувається процес інфільтрації (всмоктування) води в ґрунти та породи пори яких в основному вільні від води. Вона поділяється на дві стадії (два види):

- 1) вільне просовування;
- 2) нормальну інфільтрацію.

На першій стадії швидкість всмоктування набагато вища, саме завдяки відкритості пор. По мірі їх заповнення вона стабілізується — встановлюється нормальна інфільтрація. Приклад кривої інфільтрації показано на рис. 2.32. Інфільтраційні води можуть досягнути рівня ґрунтових, або залишитися в зоні аерації у вигляді підвішеної вологи.

Безнапірні ґрунтові води рухаються за нахилами поверхні водоносного горизонту та власної поверхні за законами фільтрації:

$$v_{\phi} = \frac{Q}{\omega} = K_{\phi} \cdot I. \quad (2.7)$$

Коефіцієнт фільтрації може змінюватися від 100-200 метрів на добу для галечників до 0,001-0,0001 м/добу для глин. В різних пісках (з домішками або без) він становить 1-50 м/добу.

Перехід до турбулентного режиму реально можливий тільки в крупних тріщинах або порожнинах. Для перехідних режимів використовують таку формулу:

$$I = av + bv^2, \quad (2.8)$$

де I — гідравлічний похил, a та b — коефіцієнти, що визначаються експериментальним шляхом. При $b = 0$ формула перетворюється в формулу Дарсі. При великих швидкостях фільтрації складовою a можна знехтувати за малістю її величин. Тоді формула (2.8) отримує вигляд формули Шезі-Краснопольського:

$$v = K_k \cdot \sqrt{I}, \quad (2.9)$$

де — коефіцієнт турбулентної фільтрації (Краснопольського). Його визначають польовими дослідженнями.

Фільтраційні потоки характеризують певними елементами. Гідравлічний напір підземних вод як правило не враховує швидкісний $\left(\frac{v^2}{2g}\right)$ за рахунок малих значень швидкостей. Тому його записують так:

$$H = \frac{P}{\rho g} + Z. \quad (2.10)$$

Це п'єзометричний напір (рис. 2.33), а відношення $\left(\frac{p}{\rho g}\right)$ це п'єзометрична висота. У динаміці підземних вод (гідрогеодинаміці) п'єзометричний напір називають просто напором. Для безнапірних вод вони співпадають з відмітками, а для напірних вод враховують додатковий тиск. Крім того для напірних вод розрізняють поняття напору над кривою даного горизонту та поняття надлишкового напору, над денною поверхнею (див. рис. 2.34).

При русі підземних вод частина енергії (напору) витрачається на тертя. Тому, якщо розглядати вертикальний розріз поздовж напрямку руху, отримаємо криву пониження напору. Для вільної поверхні вона називається кривою депресії, а для напірних вод — п'єзометричною кривою. Дійсне значення їх похилу у певній точці називають напірним градієнтом:

$$I_i = -\frac{dH}{dL}. \quad (2.11)$$

Напрямки руху підземних потоків характеризують лініями токів. Вони співпадають з траєкторіями руху часток рідини, якщо рух сталий. Лінії перпендикулярні до ліній токів називають лініями рівних напорів (еквіпотенціалі). Їх проекції на горизонтальну площину називають гідроізогіпсами (для безнапірних вод) та гідроізоп'єзами (для напірних).

Різноманітність задач динаміки підземних вод дуже велика. Це рух вод в зоні аерації, ґрунтових, напірних, тріщинних, кастрових вод, притік до свердловин та колодязів та інші.

2.3.9. Підземний стік

Підземний стік в цілому це процес переміщення підземних вод від областей живлення до місць їх розвантаження під дією гідравлічного напору. Кінцеве розвантаження відбувається у поверхневі водні об'єкти (в основному у річки). Тому часто під підземним стоком розуміють підземне живлення річок. Інтенсивність його показана на рис. 2.35. Карта побудована у величинах, які називаються шаром підземного стоку (мм/рік):

$$h_n = 0,001 \frac{W_n}{F_n}, \quad (2.12)$$

де W_n — об'єм підземного стоку в річку або озеро ($\text{м}^3/\text{рік}$), F_n — площа підземного водозбору (км^2). Використовують також інші показники, наприклад коефіцієнт стоку:

$$K_{n.c.} = \frac{h_n}{x}, \quad (2.13)$$

де x — шар опадів (мм). Цей коефіцієнт завжди менше одиниці, тому що опади є основним джерелом живлення вод суходолу, а підземний стік — їх частина. Лише у випадках інтенсивного притоку напірних підземних вод з

сусідніх річкових басейнів (невеликого розміру) $K_{н.с.}$ може перевищувати одиницю.

Також використовують коефіцієнт підземного живлення річок:

$$K_{н.ж.} = \frac{Q_n}{Q_p} \quad (2.14)$$

При підрахунках показників підземного стоку площі підземних водозборів визначають за картами гідроізогіпс та гідроізоп'єз.

До основних груп факторів, що впливають на формування підземного стоку відносять: 1) метеорологічні; 2) геоморфологічні; 3) геолого-гідрогеологічні; 4) кріогенні. До метеорологічних відносять опади, температуру, радіаційний та тепловий баланс, випаровування та інші. Вони носять зональний та ярусний характер. До геоморфологічних відносять рельєф, розчленованість місцевості, характеристики гідрографічної сітки та інші. Рельєф впливає безпосередньо та через зміни метеорологічних характеристик. Підвищення порізаності території збільшує нахили земної поверхні та ґрунтових вод. Також підвищується загальний ступінь дренажності водоносних горизонтів та комплексів. Глибина ерозійного врізу річок, як правило, пов'язана з величиною площі водозбору. У цьому ж напрямку збільшується підземний стік. З іншого боку значна порізаність територій може частково зменшувати можливості формування потужних горизонтів ґрунтових вод і робити областями їх розвантаження переважно верхів'я річок. До геолого-гідрогеологічних факторів віднесені потужність та склад зони аерації, водопровідність та гідравлічний градієнт водоносних горизонтів. Значне збільшення підземного стоку спостерігається в карстових районах. Кріогенні фактори пов'язані із зоною багаторічної мерзлоти. Тут в цілому спостерігається значна специфіка в режимі як підземних так і річкових вод.

Формування та інтенсивність підземного стоку досить відрізняються в різних типах гідрогеологічних структур: артезіанських басейнах та гідрогеологічних масивах. В межах перших добре проявляється гідродинамічна зональність: зона активного водообміну (інтенсивного підземного стоку); уповільненого та досить уповільненого. Загалом за першу зону припадає до 98-99% підземного стоку. Але вона у свою чергу неоднорідна. Середній час затримки води в ній складає приблизно 300 років. Тоді як у зоні аерації води можуть стікати за 10-30 діб. Таким чином при переході до напірних, міжпластових вод швидкість формування підземного стоку стрімко падає.

В цьому відношенні дуже важливими стають дослідження співвідношення (взаємозв'язку) річкових та підземних вод. Вони є частиною загальних досліджень підземного стоку. Обширні роботи такого роду були проведені під керівництвом Б.І. Куделіна. Він розрізняє ґрунтове та артезіанське підземне живлення річок. В свою чергу ґрунтове поділяється на сезонне та постійне.

Сезонне ґрунтове живлення забезпечується тимчасовими скупченнями гравітаційних вод зони аерації типа верховодки, надмерзлотними водами діяльного шару зони багаторічної мерзлоти, уривчасто розповсюдженими тимчасовими водонасиченими пластами вулканічних відкладів. Для рівнинних річок зі значними площами водозборів сезонне ґрунтове живлення має другорядне значення. Велике значення воно має для малих річок в зоні достатнього та надлишкового зволоження, а також для гірських річок.

Постійне ґрунтове живлення здійснюється з основних водоносних горизонтів ґрунтових вод. Воно забезпечує відносно рівномірний притік води до річок на протязі всього року. Виключення можуть складати відносно невеликі періоди, коли високі рівні (напори) води в річці можуть призупинити цей притік. (Особливості взаємозв'язку ґрунтових та річкових розглянемо нижче). Постійний ґрунтовий стік є одним з головних джерел підземного живлення річок, служить природнім регулятором поверхневого стоку та забезпечує мінімальні витрати води.

Артезіанське живлення річок зумовлено поступанням глибинних напірних вод різних типів: власне артезіанських, карстових, тріщинно-жильних, підмерзлотних, термальних та ін. Цей стік (притік) висхідний. В ряді випадків розвантаження артезіанських вод іде спочатку у ґрунті, а вже потім у річку. Звичайно артезіанське живлення річок не має великого значення, але при сприятливих гідрогеологічних умовах (в особливих випадках) може складати суттєву частку.

В особливий клас Куделін виділив втрати річкового стоку на живлення підземних вод (від'ємне підземне та постійне). Його він також поділяє на сезонне та постійне. Принципові схеми такого явища показані на рис. 2.36.

Особливості живлення в різних умовах відповідають різним умовам взаємозв'язку ґрунтових та річкових вод. В залежності від гідрогеологічних умов та режиму поверхневих і підземних вод, розрізняють три основних схеми їх гідравлічного зв'язку:

- 1) відсутній;
- 2) постійний;
- 3) тимчасовий.

Схеми для пояснень наведені на рис. 2.37. Відсутність гідравлічного зв'язку поверхневих та підземних вод пов'язана з тим, що кривля водонепроникних порід на яких формуються ґрунтові води залягає вище максимальних рівнів води в річці (рис. 2.37, а). Ці водоносні горизонти мають режим стоку близький до поверхневого. Він відрізняється менш вираженими піками (максимумами) і відносним їх запізненням. Тип підземного стоку називається низхідним.

Постійний гідравлічний зв'язок здійснюється коли кривля водотривів знаходиться нижче нижчих рівнів води в річці, або в специфічних умовах живлення напірними водами. Розрізняють декілька різновидів цієї категорії зв'язку.

А. Річка на протязі майже всього року дренує підземні води і лише при найвищих рівнях встановлюється відносна рівновага (рис. 2.37б.). Вплив

високих вод на рівнинних річках може розповсюджуватися на відстань від десятків метрів до декількох кілометрів, підпираючи ґрунтові води. Підземний стік на цей час припиняється. Може також спостерігатися явище тимчасової інфільтрації річкових вод в береги, та «віддачі» їх на спаді повені. Воно було названо Куделіним «береговим регулюванням річкового стоку». Воно може досягати мільйонів метрів кубічних на 1 км берегів. Цей тип взаємозв'язку характерний для зони надлишкового та достатнього зволоження.

Б. Річки на протязі всього року живлять водоносні горизонти під-руслових ґрунтових вод та ґрунтових вод берегів (рис. 2.37, в). Цей тип характерний для посушливих територій, гір, закарстваних областей.

В. Річки на протязі всього року живляться з неглибоких горизонтів головним чином напірних вод (рис. 2.37, г, д). Тут також є сезонні зміни та свої різновиди.

Тимчасовий (періодичний, змішаний) гідравлічний зв'язок річок та ґрунтових вод спостерігається коли кривля водотриву залягає між низькими та високими рівнями води в річці. В цих умовах підземне живлення річок під час повені (паводку) спочатку збільшується, а потім зменшується, але не припиняється (рис. 2.37, е). Це пов'язано з інтенсивним поповненням в цей час ґрунтових вод інфільтраційними.

Характер взаємозв'язку річкових та підземних вод поздовж долини річки змінюється. Це пов'язано як з тим, що дренуються різні водоносні горизонти, так і зі змінами їх потужності, розташування та інших характеристик.

Підземний стік і описані особливості гідравлічного зв'язку характерні також і для поверхневих водойм.

Загальний внесок підземного стоку у стік річок Землі становить приблизно 30%. Для річок України це величина в основному становить 20-25%.

2.3.10. Природні явища та процеси пов'язані з підземними водами

Підземні води мають глобальне значення і приймають участь у багатьох фізико-географічних та геологічних процесах різного рівня. Вони також є невід'ємною складовою ландшафтів та екосистем. Розглянемо деякі особливі явища, які мають також велике практичне значення.

Досить розповсюдженим та небезпечним явищем є зсуви. Зсуви пов'язані з ковзним зміщенням порід по схилу, там де вони знаходяться в стані нестійкої рівноваги. Це можуть бути схили гір, долин, балок, узбережь, штучних понижень. Зафіксовані також величезні зсуви на материкових схилах в океані. Явище зсування великої маси порід пов'язане з ослабленням сил зчіплення поздовж місцевих нахилених відносних водотривів — поверхонь ковзання. Цьому сприяє поступове вимивання та розчинення часток порід підземними водами, що течуть за схилом. Після утворення зсуву він може частково підперти підземні води і це сприяє розвитку наступного. Так утворюються комплексні, складні зсуви. Це досить складні утворення. Розвиток буде відбуватися до тих пір, поки не встановиться положення

рівноваги. Зсуви бувають досить різноманітними. Наприклад можна виділити скельні, блокові, незаокруглені, ротаційні, обвали. Окремо виділяють опливини — не дуже потужні, перенасичені водою маси ґрунтів та порід, що пластично «стікають» за схилом.

Крім зсувів з підземними водами пов'язані такі явища як пливуни, суфозія, карст, явища зони багаторічної мерзлоти.

Пливуни це гірська порода, насичена водою (пісок, супісок, деколи дрібна галька чи суглинок), що здатна під тиском вище розташованих товщ та впливом гідродинамічних навантажень розпливатися та перетікати. Якщо пливун знаходиться у замкненому просторі, то він не рухається. У зволжених районах окремі пливуни можуть виходити на поверхню.

Суфозія — це явище виносу дрібних мінеральних часток та розчинених речовин потоками підземних вод, які фільтруються у товщі гірських порід, що приводить до утворення порожнин і просідання вище розташованих шарів порід. Суфозія розвинута у пилюватих (лесах) та дрібнозернистих осадових породах. Поздовж потоків підземних вод виникають ніби промиті канали («водні жили»). На земній поверхні з'являються різноманітні від'ємні, просадочні форми — воронки, провалля, степові блюдця (поди) та інші. Часто просідання яскраво виражені біля виходу підземних вод на поверхню.

Карст (за В.М. Андрейчуком) це система процесів та явищ, що виникають та розвиваються під землею та (або) на її поверхні внаслідок взаємодії (розчинення, перенесення та відкладання речовини) природних вод з розчинними у даній обстановці гірськими породами. За сучасними уявленнями карст широко розповсюджений у земній корі, на різних глибинах і в різних умовах. Існує значна кількість його різновидів. В карстових областях існують складні системи підземних порожнин.

Явища зони багаторічної мерзлоти будуть розглянуті у розділі 2.6.

Г і д р о л о г і я р і ч о к

Практично вся поверхня суходолу вкрита лініями тимчасових та постійних водотоків. Їх сітка охоплює навіть пустелі. Водотоки — найбільш масовий тип поверхневих водних об'єктів суходолу. В залежності від кліматичних та геологічних умов змінюється характер їх сітки: густина, глибина врізу, конфігурація (малюнок), структура (співвідношення між характерними частинами). Основною її рисою є переважаюче об'єднання потоків (та вироблених ними від'ємних витягнутих форм рельєфу) у все більші, аж до головних річок. Переважання водотоків та їх об'єднання пов'язані як з особливостями загальних рис будови суходолу, так і з розвитком ерозійно-аккумулятивних процесів. Ерозійна та транспортуюча здатність потоків при їх з'єднанні зростає нелінійно (у степені більше одиниці). Тобто вниз за течією наростає вріз та стабільність положення ліній току за виключенням деяких територій переважного відкладання (аккумуляції) наносів. Певний ступінь такої стабільності призводить до утворення річок з виробленими руслами,

поздовжніми профілями (похилами) та долинами. Одночасно відбувається перехід від тимчасових до постійних водотоків. Зокрема це пов'язано з відслоненням горизонтів ґрунтових та інших підземних вод, що забезпечує більшу стабільність живлення водотоку.

Таблиця 2.3.

№ п/п	Річка	Середня багаторічна витрата води, (м ³ /с)	Площа басейну, (тис. км ²)	Довжина, (км)
1	2	3	4	5
1	Амазонка	220 000	6 915	6 280 (з Укаялі)
2	Конго (Заір)	44 800	3 820	4 370
3	Ганг (з Брахмапутрою)	39 000	1 730	3 000
4	Янцзи	31 550	1 800	5 520
5	Оріноко	29 000	1 000	2 740
6	Ла-Плата (з Параною та Уругваєм)	23 000	3 100	4 700
7	Єнісей	19 300	2 580	3 490
8	Міссісіпі	18 400	3 220	5 985 (з Міссурі)
9	Лена	17 000	2 490	4 400
10	Св. Лаврентія	13 900	1 290	3 060
Найдовша річка світу — Ніл		2 320	2 870	6 670 (з Кагерою)

Таким чином річки — це особливі поверхневі водотоки суходолу, які характеризуються наявністю постійного живлення атмосферними опадами з власного водозбору, стабільністю положення, наявністю добре розроблених русла та долини. Дрібних річок є мільйони, а найкрупніших — одиниці.

Найбільші річки світу

Найбільші витрати води в р. Амазонка перевищують 1 000 000 м³/с. Загальний осереднений стік річок Землі складає 41,7 тис. км³, що до-рівнює загальній середній витраті 1 322 000 м³/с.

Річки надзвичайно різноманітні. Загальної їх класифікації не створено. Існують поділи за різними ознаками. Наприклад виділяють: гірські, напівгірські та рівнинні; малі, середні та великі; зональні, азональні, полізональні; озерні, болотні; пересихаючі; перемерзаючі; карстові та інші.

Витоком річки називають місце де вона починається (джерело, витік з озера, болота, льодовика, просто з'єднання декількох струмків). Гирлом називають найнижчу ділянку річки де вона як правило впадає в інший водний об'єкт. Існують випадки, коли річки втрачають свої води просто на певній місцевості. Тоді вони закінчуються сліпим кінцем або внутрішньою дельтою.

Річки — дуже важливий і динамічний елемент ландшафту. Їх називають його кровоносними судинами, транспортними артеріями, центрами тяжіння та розповсюдження життя. Річки також — невід'ємний елемент більшості екосистеми суходолу. Нарешті — це основне джерело прісних вод для людини і основна складова найважливіших природно-соціальних (басейнових) систем.

2.4.1. Річкові системи

Річкова сітка на поверхні суходолу може характеризуватися певними параметрами, які залежать від клімату, геологічної та тектонічної будови території, історії її розвитку. До цих параметрів відносять густоту (щільність розчленування території), глибини розчленування, середні довжини схилів, малюнок та інші. Густоту річкової сітки розраховують за формулою:

$$d = \frac{\sum L}{F} \left(\frac{\text{км}}{\text{км}^2} \right), \quad d = \frac{\sum L}{F} \left(\frac{\text{км}}{\text{км}^2} \right), \quad (2.15)$$

де $\sum L$ — сумарна довжина всіх річок даної території; F — її площа. Такі величини можна розраховувати для досліджень всієї руслової сітки, або річок певної величини. В залежності від цього будуть отримані різні значення густота. Густота всієї річкової сітки для достатньо зволжених рівнин складає 0,3-0,5 км/км², а у горах може досягати 1-2 км/км². Основний внесок дають відносно невеликі річки (до 100 км). Саме «дрібномасштабна» частина річкової сітки найшвидше (найбільше) реагує на зміни природних умов. Так густота річок з довжинами до 10 км від тайги до напівпустелі змінюється від 0,32 до 0,08 $\frac{\text{км}}{\text{км}^2}$. Таким чином ще раз підтверджується стабілізація розвитку річок при їх збільшенні.

Багато сучасних досліджень вказують на процеси деградації та відмирання малих річок. Це складна система процесів пов'язана не тільки з антропогенним впливом (зведення лісів, розорювання земель, активізація схилової та яркової ерозії та ін.), але і з періодичними віковими коливаннями зволоженості територій. Причому помічено, що річкова сітка характеризується певною інерційністю (запізненням реакції на діючий фактор). Це вказує на те, що вона є саморегульованою системою. Між величинами (довжинами) річок та площами їх басейнів також є залежність. Її можна виразити так:

$$L = aF^n, \quad (2.16)$$

де L — довжина річки (км); a — коефіцієнт пропорційності; F — площа (км²); n — степінь (близький до 0,5).

Річки також характеризуються певною звивистістю:

$$K_{зв.} = \frac{\sum L_i}{\sum l_i}, \quad (2.17)$$

де $\sum L_i$ — сума довжин ділянок річки виміряних по руслу; $\sum l_i$ — сума довжин ділянок виміряних по прямій, що сполучає їх початок та кінець. Цей показник використовують для оцінок (розрахунків) загальних довжин річок.

За густотою річкової сітки можна також оцінити середню довжину схилів даної території:

$$l_{cx} = \frac{F}{(\sum L) \cdot 2} = \frac{1}{2d}. \quad (2.18)$$

Нарешті річкова сітка характеризується певним малюнком, який часто є індикатором геологічної будови та відображенням історії розвитку даної території. Існують спроби виділення характерних типів малюнку. Основний з них, звичайно, деревовидний (дендричний). Але можуть також бути прямокутно-деревовидний малюнок; паралельний та субпаралельний; перистий; доцентровий та відцентровий, гратчастий, дельтовий віялоподібний та інші.

Вся річкова сітка поділяється на окремі частини, які називають річковими системами. Їх можна визначити як сукупність головної річки та її приток, або як сукупність всіх річок певної території, що поступово об'єднують свої води аж до головної річки, яка виносить їх за межі даної території.

При злитті двох приток головною з них треба вважати більш повноводну (з більшими витратами, стоком води). Але це правило деколи порушується, що пов'язано з історією виникнення назв річок, їх довжиною та іншими особливостями.

Існують випадки, коли річка та її долина роздвоюються. Це явище називають біфуркацією річок (лат. *bifurcus* — роздвоєний). Його не слід плутати з простими розгалуженнями русел. При цьому дві річкові системи мають спільну частину у верхів'ях басейнів (наприклад системи Амазонки та Оріноко).

Положення річок в межах систем прийнято характеризувати за допомогою поняття — порядок. Раніше (класичний спосіб) перший порядок надавали притокам головної річки (головні притоки — притоки першого порядку). Другий порядок — притокам приток, і т.д. Вигода такого способу надання порядків полягає в чіткій і зрозумілій послідовності процедури. Але при цьому до одного порядку попадають річки абсолютно різних розмірів, оскільки в головну річку можуть впадати як потужні притоки так і малі струмки. Це не вигідно з позицій надання порядкам певного гідрологічного змісту. У середині 40-х років ХХ століття американський інженер та дослідник Р. Хортон запропонував інший підхід. Перший порядок слід надавати найменшим, найпростішим складовим даної річкової системи. При їх злитті утворюється річка другого порядку і т.д. Порядок наростає вниз за течією. Найбільший порядок отримує головна річка. Очевидно, що при цьому з порядком можна ув'язувати певні (основні) гідрологічні характеристики. Більше того — аналіз співвідношень між порядками відкриває нову сферу досліджень річкових систем. Але цей спосіб також має недоліки (складності). Перша складність пов'язана з виділенням і визначенням потоків першого порядку. Як ми вже бачили — це найбільш «нестійка» складова річкових систем (річкової сітки). Крім того вони відрізняються в різних природних умовах — різних частинах басейну головної річки. Інша складність пов'язана з тим, що далеко не завжди зливаються притоки однакового порядку (однакової величини). Тому система надання порядків ускладнюється. Не дивлячись на це і, навіть, на те, що досі не створена загальноприйнята система, даний підхід не має альтернативи і широко використовується у гідрологічних дослідженнях. При цьому він пов'язаний з системними

дослідженнями, застосовуванням теорії графів та іншими перспективними методами.

На рис. 2.38 показано схему структури річкової сітки і залежність для середніх багаторічних витрат води річок характерну для Східно-європейської рівнини. Інші види залежностей можна прослідкувати з табл. 2.4.

Таблиця 2.4.

Основні характеристики річкової сітки на території США

Поря- док річки	Кількість річок	Середня довжина русла, (км)	Сумарна довжина русел, (км)	Середня площа водо- збору, (км ²)	Приклад
1	2	3	4	5	6
1	1 570 000	1,6	2 256 670	2,6	
2	350 000	3,7	1 303 569	12,2	
3	80 000	8,5	675 924	60	
4	18 000	19	354 056	282	
5	4 200	45	186 684	1 342	
6	950	103	98 170	6 371	
7	200	237	48 280	30 303	
8	41	544	22 530	144 003	р. Гіла
9	8	1 250	9 979	683 757	р. Колумбія
10	1	2 897	2 897	3 237 490	р. Міссісіпі

Річкові системи Західної України, а також їх трансформацію досліджує І.П. Ковальчук. На рис. 2.39 показано граф-схеми системи Золотої Липи. Вони наочно демонструють і дають кількісні характеристики деградації річок завдяки впливу людини. Малюнок річкової сітки моделюють також на ЕОМ з метою досліджень закономірностей її розвитку. На рис. 2.40 показано приклад графічної моделі, що враховує форму первинного рельєфу. Дослідження розвитку річкових систем та процесів з ними пов'язаних проводяться на межі гідрології, геоморфології та геології. В геоморфології річки (та їх долини), які протікають за генеральними напрямками похилу крупних територій, називають консеквентними (лат. *consequens* — послідовний), тобто такими, що послідовно витримують загальний напрямок течії. Їх притоки, положення і напрямок яких пов'язані з відносно легко розмивасимими породами та розташуванням геологічних пластів називаються субсеквентними (лат. *subsequens* — той, що слідує за чим-небудь, підкоряється впливу). Притоки цих приток називають ресеквентними та обсеквентними. Перші відповідають напрямку течії головної річки, а другі направлені протилежно.

2.4.2. Річкові водозбори

Водозбором називають частину земної поверхні разом з товщею ґрунтів та порід з якої дана річка (річкова система) отримує водне живлення. Водозбір кожної річки включає в себе поверхневу та підземну частини. Водозбори межують за лініями вододілів. Поверхневі вододіли як правило займають найвищі точки місцевості. Положення підземних вододілів визначається характером залягання водотривів, а також системами підземних порожнин.

Поверхневі та підземні вододіли можуть не співпадати (рис. 2.41). Від ліній вододілів природні води стікають в різні водозбори.

Від поняття «водозбір» відрізняють поняття «басейн». Басейн річки крім власне водозбірної області може включати замкнені, безстічні області (області внутрішнього стікання і випаровування).

Басейни річок характеризуються певними морфологічними, фізико-географічними та іншими параметрами. До морфологічних характеристик можна віднести довжину, ширину, площу, асиметричність, форму, кути нахилу, протяжність та звивистість вододілів та інші. Розподіл площ басейну по інтервалам висот відображає гіпсографічна крива. Її також можна використовувати для визначення середньої висоти басейна (рис. 2.42). Важливою характеристикою є також графік наростання площ поздовж течії головної річки. Його будують за певними правилами.

До фізико-географічних характеристик басейнів відносять розташування їх в певних географічних зонах (умовах), відповідні особливості клімату та інших зональних компонентів ландшафту, рельєф, геологічну будову, тектонічні процеси, властивості ґрунтів, порід та інші. Велике значення також має вплив діяльності людини.

Положення басейнів, водозборів, вододілів може змінюватися, а деколи просто не чітке (не визначене). Останнє має місце в умовах рівнинного рельєфу, коли верхів'я річок різних систем періодично з'єднані. Мінливий розподіл поверхневого стікання в межах тимчасових озер, або болотистих територій, а й в інших умовах називається діленням вод.

Мінливість положення вододілів може бути різною. Вона може бути пов'язана з розвитком довготривалих природних процесів: тектонічних, ерозійно-аккумулятивних, діяльністю материкових зледенінь (покривних льодовиків), наступанням та відступанням морів та інших. Дані про це дають палеогеографічні, палеогідрологічні, палеогеоморфологічні та інші дослідження. Найбільш динамічною є структура річкової сітки та басейнів в областях активних тектонічних рухів. Тут зміни відбуваються за сотні тисяч та мільйони років. Особливим проявом змін є річкові перехоплення. Вони готуються довго, а відбуваються практично миттєво. При цьому річка з нижче розташованої річкової системи (з нижчим базисом ерозії) за рахунок регресивного, поп'ятного врзання може перехопити річку з іншої. Положення вододілів змінюється стрибкоподібно.

Як показують дослідження, крупні річкові системи та їх басейни мають в цілому досить стійке положення. Зміни басейнів часто відбуваються дискретними складовими, а не поступово. Стійкість ліній вододілів та ліній стоку (дискретної структури водозборів) пов'язана зі стійкістю геологічної будови та тектоніки територій.

2.4.3. Річкові долини

Річкові долини розвиваються на протязі тривалих відрізків часу. Вони зазнають впливу різних рельєфоутворюючих процесів, проходять певні етапи (цикли) розвитку. Як правило, розташування долин великих річок досить

стабільне і відповідає будові територій, тектонічним процесам, структурі тріщинуватості земної кори. Фактично вони складаються з певних характерних ділянок, оскільки перетинають різноманітні тектонічні структури. Поздовж річки чергуються розширені та звужені ділянки долин. Типи, будову та закономірності розвитку річкових долин вивчає відповідний розділ геоморфології, який тісно пов'язаний з гідрологією та палеогідрологією.

Річкові долини, як і річки, ніколи не перетинаються і створюють складні долинні системи. Сучасні річки можуть не відповідати характеру долин в яких вони протікають. Це вказує на успадкування від минулих епох та інших умов. Існують реліктові долини, взагалі не зайняті сучасними річками. Початки долин на рівнинах можуть бути пов'язані з крупними балками (суходолами), або з так-званим долинним замиканням (зімкненням схилів долини), або з плавним непомітним розвитком в межах вирівняних територій. У горах початок долин в основному пов'язаний з пониженнями між хребтами (гірськими долинами).

Ерозійні цикли в розвитку долин, а також їх етапи та особливості розвитку на різних ділянках призводять до утворення систем відносно вирівняних поверхонь — річкових терас. Вони помітні в поперечних перерізах долин. В межах схилів розташовані тераси середнього та старшого віку. В межах сучасного днища долини як правило, розташовані молоді тераси. Більшість днищ долин заповнена наносами (алювієм та іншим). Наноси можуть створювати потужні товщі, розповсюджені до значних глибин. Це вказує на попередній ерозійний вріз. В цих товщах формуються потужні підруслові фільтраційні потоки води.

Лінія найнижчих точок днища долини називається її тальвегом. Він як правило зайнятий руслом річки. Поздовжні профілі днищ долин та річок відповідають як закономірностям розвитку ерозії, так і геологічній будові та особливостям тектонічного розвитку територій. Їх поділяють на ввігнуті (вироблені), прямолінійні, опуклі та східчасті. Їх можна будувати (розглядати) з різним ступенем детальності. Вони можуть відображати особливості тектонічних процесів, виступи слабкорозмивних порід, місця впадіння приток, перекати та інше. Нахил профілю характеризується похилом (I , ‰):

$$I = \frac{\Delta H}{L}, \quad (2.19)$$

де ΔH — падіння, зміна висоти (м), L — довжина ділянки (км).

Характерною рисою річкових долин є також їх асиметрія. Причини її можуть бути різні. Але загальним є те, що вона впливає на розташування русла і на особливості його розвитку.

2.4.4. Русла та заплави річок

Заплавою називають найнижчу, сучасну терасу річки, яка формується (розвивається) в теперішній час і періодично затоплюється високими річковими водами.

Руслом називають понижену частину днища долини де при низькій та середній водності (межень, невисокі паводки та повені) рухається річковий потік. Річковий потік рухається тут разом з руслоформуючими наносами.

Русло та заплаву деколи важко розрізнити, важко провести їх межу. Виділяють мале та велике русло, низьку та високу заплаву. Тим не менше слід зважати на те, що розвиток заплав на певних ділянках є індикатором процесів акумуляції наносів. Таким чином русло пов'язане з більш активним транспортом руслоформуючих (придонних) наносів. Показником активності може виступати рух гряд-мезоформ та мікроформ, які розвиваються в сучасних умовах.

Певна стабільність (стаціонарність) мінливості витрат води в річці на даній ділянці створює відповідну сталу структуру руслового процесу і співвідношення між руслом та заплавою. В межах заплави можуть накопичуватися завислі (дрібні) наноси, створюючи тонкошаруваті досить стабільні (щільні) відклади. Межа заплави та русла стає більш чіткою завдяки зміні характеру відкладів та рослинності. Існує певна залежність між висотою заплави та амплітудою рівнів води в річці (яка в свою чергу залежить від її величин). Введено навіть поняття — нормальна потужність заплави. Під час повеней (паводків) між потоком над заплавою та над руслом створюються певні гідродинамічні межі. Їх взаємодія отримала назву кінематичного ефекту. Його можна розглядати як ще один прояв розвитку і саморегуляції складної системи потік-русло. Плавний, стабільний розвиток може перериватися катастрофічними явищами. Надзвичайно великі витрати води можуть призводити до протиріч в розвитку системи. Потік може рухатися незгідно до попередніх траєкторій. Наприклад на звивистих ділянках він може стати прямолінійним. Відомі випадки коли в цей час незгідно розташовані ділянки старого русла аж до рівня заплави були «забиті», занесені русловими наносами, а на самій заплаві були розмиті нові спрямляючі протоки. Всі описані явища демонструють також діалектику дискретності та неперервності (поступовості) в розвитку складної системи потік-русло-заплава.

Руслові дослідження показують, що за багаторічний період в межах заплав формуються певні смуги руслових деформацій. Їх називають смугами руслоформування. Їх визначення та опис мають велике теоретичне та практичне значення.

Якщо розглядати загальну структуру русел, то видно, що це послідовність певних подібних крупних форм, які складають певні характерні ділянки. Вони створюють також послідовність заглиблень (плес) та мілин (перекатів). На одних ділянках русла нерозгалужені прямолінійні, на других — звивисті, на третіх — розгалужені. Якщо ж звернути увагу на деталі будови, то побачимо складну систему різномасштабних внутрірусових форм. Таким чином русла річок — це складні ієрархічно побудовані системи.

Різноманітність русел надзвичайно велика, але існують також і певні типові, загальні їх риси.

Розвиток русел та заплав річок залежить від природних умов місцевості, а також від характеристик річки. Різноманітність заплав не менша ніж русел. Вони можуть мати досить складну будову і складатися з елементів різного віку. Як правило це сходинок розташовані на різних висотах та відстанях від русла. В межах широких, розвинutih заплав рівнинних річок виділяють також три характерні частини: 1) прируслову заплаву; 2) центральну; 3) притерасну. Прируслова заплава підвищена і складається з систем берегових валів. Берегові вали формуються за рахунок інтенсивного відкладення наносів в зоні впливу кінематичного ефекту. Додатково тут може впливати деревна та чагарникова рослинність, що селиться на підвищених ділянках заплави.

Центральна заплава більш вирівняна і менш припіднята. Вона займає значні площі. Тут можуть бути розташовані староріччя, окремі стариці та інші елементи будови.

Притерасна заплава понижена. Тут перевідкладається найменше наносів. Вона також може бути заболочена за рахунок застою вод і додаткового живлення ґрунтовими водами з-під схилів.

В межах днищ, долин відкладається русловий та заплашний алювій. Русловий складається з більш крупних, руслоформуючих наносів і розташований в нижній частині перерізу. Заплашний алювій перекриває його зверху (рис. 2.43). На гірських і, частково, передгірських річках така схема може бути порушена. Дослідження алювію допомагають вивчати закони розвитку русел та заплавів.

Особливими утвореннями на річках (частинами долин) є пороги, бистрини та водоспади. Вони також розвиваються, але дуже повільно. Відомо, що водоспади поступово зміщуються вгору за течією, або прорізатися. Біля їх підніжжя, в місцях падіння струменів утворюються ерозійні котли. Водоспади змінюють вигляд всієї долини.

2.4.5. Рух води в річках

Рух води в річках вивчає динаміка руслових потоків або річкова гідравліка. Він завжди турбулентний, хоча може бути спокійним (повільним) та бурхливим (стрімким). Він відбувається під дією складової сили тяжіння направленої вздовж течії. При цьому потенційна енергія, що вивільнюється при переході від більших висот до менших спочатку перетворюється на кінетичну, а потім, завдяки внутрішньому тертю, переходить у теплову (дисипація). Якби це було не так, то швидкості течії поступово наростали б, чого не спостерігається у природі. Таким чином річковий потік є дисипативною системою. Разом з потоком води рухаються частки наносів. Вони, з одного боку, впливають на внутрішнє тертя і здійснюють тертя між собою а з іншого — змінюють перерозподіл швидкостей течії і характер турбулентності потоку. Таким чином можна сказати, що на їх транспортування витрачається частина енергії потоку.

Турбулентні потоки характеризуються складною внутрішньою будовою. Відповідно до неї відбувається і реальний перерозподіл енергії. Річковий турбулентний потік ускладнений наносами. Це дуже складна саморегульована система.

Нагадаємо, що деякі принципові закономірності руху поверхневих водотоків були розглянуті у розділі 1.2. На рис. 2.44 показано епюри швидкостей річок при різних умовах протікання. У першому випадку (вільне русло), як показують дослідження середня швидкість по глибині знаходиться приблизно на відстані $0,4h$ (даної глибини) від дна. Таке характерне її розташування використовують в гідрометрії. Поздовжня вісь потоку з найбільшими швидкостями, розташована на поверхні, називається його стрижнем. Середню швидкість в поперечному перерізі визначають за вимірними витратою (Q) та площею перетину (ω):

$$v_c = \frac{Q}{\omega} \quad (2.20)$$

Розподіл швидкостей в поперечному перетині показують ізотахи (рис. 2.45). Внаслідок заторів, зажорів, завалів, а також впливу люди ни в річці можуть виникати підпори (рис. 2.46). Вище перешкоди рівні піднімаються, а швидкості зменшуються. Над перешкодою глибини потоку різко зменшується, а швидкості зростають. Нижче перешкоди течія поступово стабілізується.

Послідовність плес та перекатів також впливає на особливості руху річкових потоків. В межах плес глибини та площі перерізу збільшені, швидкості невеликі, течія більш плавна. На перекатах річка розширюється, глибини зменшені, швидкості нарастають. Такі закономірності найбільш характерні для рівнинних річок при невисоких рівнях води. Під час повені, або паводку рівні збільшуються, характер течії і поздовжній профіль вільної поверхні змінюються (рис. 2.47). Рельєф та похили вільної поверхні річок вважають тонким індикатором внутрішніх, гідродинамічних процесів у потоці. В даному випадку вирівнювання її профілю вказує на формування в потоці потужного однорідного транзитного струменя, який підкоряється власним закономірностям, а не слідує за рельєфом дна.

Крім хаотичних різномасштабних турбулентних завихрень в річковому потоці існують відносно впорядковані структури — циркуляції, вторинні течії. Їх роль в гідрологічних процесах досить велика. Їх вивчення розпочалось ще наприкінці XIX століття. Важливий внесок в дослідження був зроблений М. Лелявським. На рис. 2.48 показані схеми циркуляції в різних умовах. На поворотах русла виникає відцентрова сила, яка призводить до нахилу поверхні поперек напрямку течії (рис. 2.49). Крім того завжди діє сила Коріоліса. І хоча її величини відносно невеликі, за тривалі проміжки часу в певних умовах вона може призводити до асиметрії річкових долин (закон Бера). У північній півкулі часто спостерігаються круті праві схили, а у південній — ліві.

Вторинні течії та циркуляція вивчають як в природних умовах, так і в лабораторіях, а також за допомогою математичних моделей. Лабораторні дослідження

О. Лосієвського, проведені у середині ХХ століття, показали, що існують чотири основних типи циркуляційних течій (рис. 2.50).

Рух гірських річок вивчений гірше ніж рівнинних. Бурхливість течії, пороги та водоспади, вплив конусів виносу та обвалів, різкі зміни напрямку течії, значна крупність наносів, специфічні руслові процеси — все це створює досить складні умови протікання річкового потоку. Але найбільш загальні закономірності динаміки руслових потоків справедливі і тут.

Між глибинами (рівнями води) в річках та витратами (див. розділ 1.2) існує певний зв'язок. Якщо скористуватися формулою Шезі, то витрату води в річці можна обчислити так:

$$Q = \omega \cdot v = B \cdot h \cdot c \sqrt{h \cdot I} \quad (2.21)$$

$$h = \left(\frac{Q}{B \cdot c \cdot \sqrt{I}} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (2.22)$$

Звідки:

Якщо замість глибин взяти рівні, то формально таку нелінійну залежність можна записати як $H = f(Q)^n$. Але, оскільки більш масові спостереження на річках ведуть саме за рівнями води, в гідрології прийнято говорити про залежність $Q = f(H)$. Її графічне відображення називають кривою витрат. При однорідних умовах протікання потоку на певній ділянці річки (у створі, перетині) ця залежність досить стійка. Її доповнюють кривими швидкостей та площ (рис. 2.51), оскільки $Q = v \cdot \omega$. Криві витрат використовують для підрахунків стоку води в річках. Відхилення від кривої витрат (мінливість залежності) можуть бути пов'язані із впливом льодових явищ на характер течії потоку, водної рослинності, деформацій русла, тимчасових підпорів та інших факторів. Для їх врахування розроблені спеціальні методи. Описана система залежностей також допомагає аналізувати особливості потоку та русла на кожній ділянці спостережень.

Характер цих залежностей може значно змінюватися за рахунок формування окремих частин потоку над заплавою та над руслом і їх взаємодії. Така взаємодія виражається у додатковому терті, утворенні систем вихорів з вертикальними осями (рис. 2.52). Про взаємодію руслового та заплавного потоків було відомо ще з початку ХХ століття. Але перші ґрунтові дослідження та узагальнення були виконані у 1947-1950 роках Г.В. Желєзняковим. Пізніше він назвав це явище кінематичним ефектом взаємодії безнапірного руслового та заплавного потоків. Широкі його дослідження, з виділенням основних типів, були згодом проведені М.Б. Баришніковим.

Під час повені, або паводку рух води в річці стає несталим. Його прийнято відображати у вигляді так званої довгої паводкової хвилі (кінематичної хвилі). При просуванні поздовж течії такі хвилі поступово розпластуються (рис. 2.53), стають виположеними. Досліджено, що швидкість переміщення гребеня хвилі більша, ніж її основи («підощви»), і також більша ніж швидкість течії в річці. У зв'язку із цим лобовий схил хвилі стає все більш крутим, вона трансформується (рис. 2.54). Досить чітко виражені хвилі

виникають внаслідок короточасних попусків води з водосховищ через гідровузли. Приклад їх трансформації показано на рис. 2.55.

Збільшені поздовжні похили на фазі підйому паводкової хвилі призводять, відповідно до формули Шезі, до збільшених швидкостей. На спаді паводку спостерігається зворотна картина. Тому при однаковому (заданому) рівні води і, відповідно, однаковій площі перетину потоку, витрати на підйомі будуть більші. Це відображається на кривих витрат у вигляді характерних петель (рис. 2.56). Це особливість несталоного руху води в цілому, і пояснюється вона виникненням додаткових прискорень та зміною систем діючих сил. В дійсності рух паводкових хвиль ще складніший. На нього впливають характерне розташування і водність приток, зміни характеру русла та заплави, акумуляція частини води при затопленні заплави та інші фактори. Особливі умови руху паводкових хвиль спостерігаються на ділянках втікання в озера або водосховища.

2.4.6. Поняття про водний режим річок

Водний режим річок пов'язаний зі змінами їх багатоводності. Основною її характеристикою є витрата води в річці ($Q_{м^3/с}$). Зі змінами витрат пов'язані зміни інших характеристик: рівнів, похилів, швидкостей течії, глибин та інших. Тому водний режим річки можна визначити як закономірні зміни в просторі і часі витрат води і пов'язаних з ними гідравлічних характеристик потоку.

Витрати води, багатоводність річки характеризуються коливаннями та однонаправленими змінами. Останні проявляються за дуже тривалі періоди, або пов'язані з діяльністю людини. Коливання водності різної тривалості обумовлені відповідними природними процесами. Дослідження їх закономірностей — одне з головних завдань гідрології. Довготривалі, вікові коливання як правило пов'язані зі змінами клімату (зволоженості територій). В їх дослідженнях поєднують використання палеогідрологічних, палеокліматичних та історичних даних. Кліматичний фактор є важливим також і для багаторічних та сезонних коливань водності річок. Останні як правило і включають власне у поняття «водний режим». Вони носять найбільш закономірний характер і мають велике практичне значення.

У сезонних змінах водності річок виділяють характерні складові. Вони пов'язані з дією певних джерел живлення. Їх називають фазами водного режиму. До них відносять:

- 1) повінь (водопілля);
- 2) паводок;
- 3) межень.

Повінь — це фаза водного режиму, яка, в даних кліматичних умовах, повторюється в одну пору року і характеризується великою водністю річки, високим та тривалим підняттям рівнів води. Розрізняють такі основні види повені:

- 1) весняна снігова повінь, характерна переважно для рівнинних річок помірного континентального клімату;

2) весняно-літня та літня повинь гірських річок, що живляться талими водами льодовиків та високогірних снігів;

3) дощова повинь, вологої (теплої) пори року, характерна для річок мусонного та теплого сезонно-дощового клімату.

Повені можуть бути однопіковими та багатопіковими.

Паводок — це фаза водного режиму, яка може повторюватися в різні пори року неодноразово, характеризується інтенсивним, як правило короткочасним, збільшенням витрат і підняттям рівнів води. Основними типами є:

1) паводки теплої пори року (або теплого клімату), які формуються виключно дощовими водами;

2) паводки холодної пори року, які характеризуються змішаним живленням (дощовим та сніговим).

Другий тип паводків характерний для Закарпаття, де з ним пов'язані катастрофічні наводнення. Їх формування пов'язане з одночасним випаданням дощів і таненням снігу у горах під час відлиг, які в свою чергу пов'язані з приходом взимку теплих вологих мас повітря з Атлантики.

Особливими типами паводків є паводки прориву та попуски води через гідровузли. Прориви пов'язані з руйнуванням природних або штучних гребель і катастрофічним спуском гірських озер, або водосховищ. Катастрофи локального характеру можуть бути пов'язані навіть з проривом ставків, чи інших невеликих штучних водойм.

Межень — це фаза водного режиму, яка щорічно повторюється в одну пору року, характеризується малою водністю річки та тривалим стоянням низьких рівнів. Під час межені річки живляться в основному підземними водами. Основними видами межені є літня та зимова. Але можуть бути і інші (наприклад літньо-осіння). Під час межені деякі річки на окремих ділянках пересихають (уходять в ґрунт).

Багатоводність річок є основним показником стоку води з суходолу. Кількісними характеристиками цього процесу є витрати води та об'єми стікання за певні періоди часу. Об'єми розраховують через витрати:

$$W = \bar{Q} \cdot \Delta t \quad (2.23)$$

Якщо об'єм стоку віднести до всієї площі водозбору то отримаємо шар стоку за цей же період:

$$h(\text{мм}) = \frac{W(\text{м}^3)}{F(\text{км}^2)} \cdot 10^{-3} \quad (2.24)$$

Якщо середню витрату за певний період часу віднести до площі водозбору, то отримаємо модуль стоку:

$$\mu \left(\frac{\text{л}}{\text{с} \cdot \text{км}^2} \right) = \frac{\bar{Q}(\text{м}^3/\text{с})}{F(\text{км}^2)} \cdot 10^3 \quad (2.25)$$

Якщо стік порівняти з опадами, то отримаємо безрозмірний коефіцієнт стоку:

$$K_c = \frac{h}{x} \quad (2.26)$$

Він завжди менший одиниці.

Наведені кількісні характеристики стоку широко використовують у дослідженнях водності річок.

2.4.7. Процеси водного живлення річок

У процесі колообігу природних вод частина попадає на поверхню суходолу і може утворювати стік з нього. Основною формою стікання є річки. Таким чином першоосновою стоку води в річках є атмосферні опади. Але самі опади бувають різні і шлях їх до річок також різноманітний. Він залежить від погодних (метеорологічних) умов та умов підстилаючої поверхні (рельєф, геологічна будова, характеристики та стан денної поверхні, ґрунтів та інше). Процеси стокоутворення вивчає розділ інженерної гідрології — вчення про стік або гідрологічні розрахунки стоку.

До основних джерел живлення річок відносять: дощове, снігове, підземне та льодовикове. Їх виділяють у зв'язку з характерною специфікою впливу на водний режим. Також буває озерне, болотне та деякі інші види (джерела) живлення. Дощове живлення найбільш поширене і важливе для річок світу. Воно переважає в областях теплого клімату. Дощі поділяють за тривалістю, інтенсивністю, площею зрошення та іншими характеристиками. Їх вплив на стокоутворення, і водність річок, залежить як від власних параметрів так і від стану та характеристик водозборів в межах яких вони випадають. Зливи охоплюють відносно невеликі території. Тому імовірність різких (короткочасних) катастрофічних паводків від них на досить крупних річках невисока. Тривалі дощі створюють поступово збільшення витрат води в річках (наприклад — дощові повені в областях мусонного клімату).

Снігове живлення також важливе. Воно переважає в областях помірного та холодного континентального клімату з багатосніжними зимами. За його рахунок формуються весняні повені. Воно важливе також у горах. Снігове живлення є важливою складовою паводків холодної пори року. Слід зауважити, що не всі талі води попадають в річки. Частина з них інфільтрується в ґрунти та породи, а частина випаровується.

Підземне живлення може досягати 30% від всього стоку води в річках. Отже його роль важко переоцінити. Воно надзвичайно важливе в умовах, коли інші джерела живлення вичерпані, або відсутні. Нагадаємо, що підземний стік ми розглядали у розділі 1.3.

Льодовикове живлення характерне в основному для високогірних річок (див. 1.2). Загальний його внесок у стік всіх річок світу складає 1%. Але на дрібних річках, що починаються від льодовиків може досягти 40-60%.

Деталі, особливості живлення часто залежать власне від характеристик водозборів (підстилаючої поверхні). Наприклад значний регулюючий вплив здійснюють озера. В зоні достатнього зволоження вони розтягають паводки та повені, зменшують їх висоту, збільшують витрати в межень. В зоні

недостатнього зволоження стік з озер влітку додатково зменшується за рахунок значного випаровування.

Наявність боліт на водозборі вирівнює внутрірічний розподіл стоку води. Дещо розтягаються повені та паводки.

Акумуляторами поверхневих вод є великі заплави. Вони можуть збільшувати тривалість повеней у 1,5-2 рази. На їх спаді можна говорити про заплавне живлення.

У зоні багаторічної мерзлоти помітний вплив можуть здійснювати наледі. Вони дають додаткове живлення навесні та влітку, за рахунок акумуляції взимку.

Ліс також впливає на джерела живлення та водний режим річок. Цей вплив неоднозначний. Наприклад, відбувається збільшення періоду сніготанення. З іншого боку лісові ґрунти пористі і сприяють переходу частини вод у підземні. Підземний стік поступає в річки більш рівномірно.

Значний вплив можуть здійснювати карстові явища. Можна виділяти специфічне — карстове підземне живлення.

На співвідношення між різними джерелами живлення і специфіку їх прояву впливають також величина та форма водозбору.

2.4.8. Аналіз водного режиму річок

Характерні особливості живлення річок відображаються в їх водному режимі, а саме у формуванні певних витрат води. Хід витрат води відображають за допомогою відповідних графіків які отримали назву гідрографів (тобто графіків, що описують зміни багатоводності річки). Їх будують за даними гідрологічних спостережень. Гідрограф відноситься до певного пункту спостережень і може бути побудований за різні проміжки часу: за добу, тиждень, паводок або повінь, рік або більше. Найчастіше використовують гідрографи за календарний рік (рис. 2.57).

Якщо побудувати гідрографи за багато років, то можна визначити їх характерні риси. Ці риси відображає типовий гідрограф. Для його побудови осереднюють за ряд років значення ординат (витрати) та абсцис (час) характерних точок. За характерні точки приймають початок повені, її максимум, кінець повені, вершини типових паводків, найменші витрати та інші. По встановленим опорним точкам будують плавний графік. При цьому сумарний річний об'єм стоку повинен відповідати дійсному середньому багаторічному (рис. 2.58). Об'єм стоку на гідрографі відповідає його площам, тобто $Q \cdot t$ — $\text{м}^3/\text{с} \cdot \text{с} = \text{м}^3$.

Аналіз типових гідрографів різних пунктів спостережень певних територій дозволяє робити висновки про характерні риси водного режиму річок даних територій.

З іншого боку за даними гідрографів можна визначати вплив різних джерел живлення на формування водного режиму. Для цього проводять так зване їх розчленування. Його виконують за різними методиками, пристосованими для певних природних умов. Кожному джерелу живлення відповідають певні площі на гідрографі. Найважче відокремити підземне

живлення під час паводку або повені. Схема розчленування залежить від характеру взаємодії річкових та ґрунтових вод (див. розділ 1.3). Це питання досліджували провідні гідрологи. При відсутності гідравлічного зв'язку річкових та ґрунтових вод підземне живлення загалом повторює хід поверхневого, але у більш згладженій формі з деяким запізненням (рис. 2.59.1). У випадку постійного або тимчасового гідравлічного зв'язку на підйомі паводку або повені руслові води все більше підпирають ґрунтові. Притік останніх зменшується і досягає мінімуму під час проходження піку поверхневого стоку (рис. 2.59.3). При тривалому стоянні високих рівнів води в річці відбувається фільтрація поверхневих вод в ґрунт («від'ємне підземне живлення»), а при їх пониженні води починають повертатися (рис. 2.59.5). При недостатці відомостей для достатньо великих річок умовно приймають, що підземне живлення під час піку дорівнює нулю (рис. 2.59.4), а для малих річок просто проводять пряму лінію (рис. 2.59.2).

Іншими питаннями розчленування є правильне виділення снігового, льодовикового та дощового живлення. Ґрунтове живлення при невеликій водності річки характеризуються відносною стабільністю і створює найменші витрати води. При розчленуванні гідрографів можна також виділити характерні, гідрологічні пори року.

Аналіз водного режиму використовують для класифікації річок, гідрологічного районування територій, вирішення прикладних питань. Зокрема в інженерній гідрології існує розділ, який присвячено внутрірічному розподілу стоку, тобто визначенню статистичних показників окремих величин стоку та їх співвідношень у сезонному, щомісячному, подекадному та більш дрібному розрізі. Ці показники тісно пов'язані з основними рисами водного режиму.

Типовість клімату та загальних фізико-географічних умов різних місцевостей, а також найбільш загальні закономірності розвитку фаз водності в річках ведуть до виникнення певних типових рис і в багаторічному режимі водності річок. Це спонукало дослідників проводити класифікації річок за їх водним режимом. Перша така класифікація була запропонована видатним кліматологом О.І. Воєйковим ще у 1884 році. Її називають кліматичною класифікацією річок. Воєйков писав: «... при інших рівних умовах країна буде тим більш багата текучими водами, чим рясніші опади і чим менше випаровування як з поверхні ґрунтів, так і рослин. Таким чином, річки можна розглядати як продукт клімату». Він поділив всі річки на наступні типи:

Тип А. Річки, що отримують воду від танення снігу на рівнинах і у невисоких горах (до 1000 м).

Тип В. Річки, що отримують воду від танення снігу у горах.

Тип С. Річки, що отримують воду від дощів і мають повінь влітку.

Тип D. Річки у яких повінь відбувається внаслідок танення снігу навесні або на початку літа, але значна частина води цих річок доставляється дощами.

Тип Е. Вода доставляється дощами; вона вище у холодні місяці, але правильні періодичні зміни невеликі.

Тип F. Вода доставляється дощами; вона вище в холодну пору року ніж влітку; різниця значна.

Тип G. Відсутність річок і взагалі постійних водотоків внаслідок сухості клімату.

Тип H. Країни, де дощова пора року коротка і річки мають воду в цей час і трохи після, а в інший час пересихають, або перетворюються на ряд калюж з підземною течією між ними.

Тип I. Країни без річок внаслідок того, що вони повністю вкриті снігом та льодовиками.

Класифікацію, побудовану на кількісних критеріях, запропонував у середині XX століття М.І. Львович. На його думку це дозволяє проводити генетичний аналіз водного режиму. Для кількісної оцінки кожного джерела живлення (S — снігове; R — дощове та U — підземне, ґрунтове) були запропоновані градації: 1) менше 50%; 2) 50-80%; 3) більше 80%. Вони показують внесок даного джерела у загальний об'єм стоку води в річці. Для льодовикового живлення, враховуючи його специфіку, межі (градації) були змінені: 1) менше 25%; 2) 25-50%; 3) більше 50%. Наявність третіх градацій говорить про виключне живлення річки тим, чи іншим джерелом. Друга градація говорить про переважне живлення, а перша про змішане. Водний режим (тип річки) характеризується конкретними співвідношеннями ваги різних джерел живлення.

Крім описаних класифікацій створені також інші, побудовані на відповідному районуванні територій. Вони мають різний ступінь детальності поділу і врахованих критеріїв.

2.4.9. Рівневий режим річок

Основні зміни рівнів води в річках в цілому відповідають змінам витрат води. Але, як ми знаємо, однозначність зв'язку витрат та рівнів (кривих витрат) витримується не завжди. Існує цілий ряд факторів, що впливають на відхилення від неї. Тому графіки ходу рівнів води дещо відрізняються від гідрографів стоку.

До основних факторів, які поряд з витратами впливають на формування рівнів річок можна віднести:

- 1) підвищення, або пониження дна русла внаслідок відкладання, або розмиву наносів;
- 2) наявність на річці штучних, або природних факторів (споруд), які створюють змінний підпір та змінюють природній хід рівнів;
- 3) заростання русла водною рослинністю, що створює додатковий опір течії, для подолання якого необхідне підвищення рівнів;
- 4) наявність на річці льодового покриття, або значних мас внутріводного льоду, що також збільшує опір і зменшує пропускну здатність;
- 5) вплив вітру, згони та нагони, а також вплив припливів у гирлових ділянках річок.

Вплив факторів може поєднуватися, що створює досить складний рівневий режим на окремих ділянках річок.

Графіки ходу рівнів води, як і гідрографи, можуть бути типовими і відображати характерні риси режиму за багато років. Крім того на одному малюнку можна сумістити графіки, що відносяться до різних пунктів спостережень вздовж річки. Це дає змогу аналізувати особливості розвитку паводків та повеней на ній. Якщо графіки подібні, то на них можна визначити типові, подібні, відповідні рівні і знайти зв'язок (залежність) між ними для різних постів. Це, зокрема, дозволяє оцінювати значення рівнів для періодів, коли спостереження не проводились, або були допущені помилки; а також давати короткотермінові прогнози рівнів.

До характерних типів рівневого режиму річок О.І. Чеботарьов відносив:

- 1) коливання рівнів, пов'язані зі змінами водності потоку (основний);
- 2) коливання рівнів викликані змінами опору в руслі;
- 3) згонно-нагонні та припливо-відпливні коливання рівнів;
- 4) коливання рівнів, пов'язані з дією підпорів.

Амплітуди змін рівнів на великих річках можуть досягати 20-30 м. На великих річках України вони в основному складають 5-10 м, а на малих 1-2 м. Максимальна амплітуда в основному спостерігається у середній течії, де витрати води вже великі, а паводкові хвилі ще не розпластані, як у нижніх частинах течії.

Річки, що витікають з озер та боліт мають згладжений хід рівнів і відносно невеликі амплітуди їх змін.

2.4.10. Утворення та основні характеристики річкових наносів

Перенесення річками твердих часток (наносів) здавна привертало увагу людей. Воно має практичне значення. Наприклад в долині р. Ніл наводнення приносили на поля родючий мул, а р. Хуанхе завдяки величезній кількості наносів періодично змінювала своє русло, створюючи катастрофи на великих територіях. Річковими наносами заповнюються гирлові області, канали, водосховища. Систематичне їх вивчення розпочалося на межі XIX та XX століть.

Ми вже відмічали, що води, які стікають з суходолу реалізують, витрачають потенційну енергію і виконують певну роботу. Ерозійна робота водотоків — головний чинник денудації суходолу. Характер поверхні суходолу може бути різним. Практично скрізь вона поєднується з перевідкладанням наносів. Тому прийнято говорити про ерозійно-аккумулятивний комплекс (комплекс процесів) в басейні річки. Загальне співвідношення ерозії та аккумуляції змінюється вздовж траєкторій стікання вод. Біля вододілів, на схилах, у верхніх ланках руслової сітки переважає ерозія. Вздовж основної частини течії річок встановлюється приблизний баланс. Поступово в понижених місцевостях і особливо в гирлових областях починає переважати аккумуляція. Частина наносів виноситься в океани та моря. Там вона також формує певні аккумулятивні утворення. Але в окремих випадках продовження струменів річок під водою сприяє розвитку улоговини, або підводних каньйонів, тобто відновлюються процеси переважної ерозії.

В цілому для основної частини басейнів річок умовно говорять про схилу та руслову ерозію. До схилової відносять: площинний змив, мікроструменеву ерозію на схилах, яркову ерозію, ерозію у первинних формах руслової сітки (лощини, ложбини, суходоли, балки). Кожен з цих різновидів сам є складним комплексом процесів. Узагальнено можна сказати, що до основних факторів, що впливають на них можна віднести: крутизну схилу, протиерозійну стійкість ґрунтів та порід, характер рослинності, характер впливу дощів та сніготанення; особливості процесів вивітрювання на даній території та інші. Існує ціла наука — ерозіознавство.

Під русловою ерозією розуміють по-перше періодичні розмиви ложа та берегів річок, а по-друге — довготривалі поступові процеси їх врзання у відповідних природних умовах. У першому випадку як правило мова іде про перемивання вже відкладеного раніше алювію і його збалансоване транспортування. Тобто це частина процесу поступового транспортування наносів. В цьому випадку не можна говорити про загальне збільшення їх стоку (навантаженості потоку наносами). Але деколи річка підмиває потужні давні відклади, і часто не алювіальні. У цьому випадку говорять про процеси значного локального, додаткового живлення річок наносами. Транспортування наносів є важливою складовою гідрологічного режиму річок. Це також складний комплекс процесів. Вони пов'язані з характеристиками руху та мінливістю річкового потоку, особливостями перевідкладання наносів, дією додаткових факторів і з характеристиками наносів.

Наноси можна розрізняти за: 1) розмірами; 2) формою; 3) мінералогічним та хімічним складом; 4) походженням; 5) кольором; 6) питомою вагою; 7) радіоактивністю; 8) гідравлічною крупністю та іншими показниками.

Лінійні розміри часток наносів найчастіше характеризують їх середнім діаметром. Це умовна величина, яка відноситься до рівновеликої кулеподібної частки, або обчислюється якимось іншим способом. Такий показник називають крупністю наносів. За крупністю їх прийнято поділяти на:

1) глину	$\bar{d}_{(мм)} < 0,001;$
2) намул (суглинок)	0,001-0,01;
3) пил, пилюваті частки, супісок	0,01-0,1;
4) пісок	0,1-1;
5) гравій	1-10;
6) гальку	10-100;
7) валуни та брили	$> 100 \text{ мм.}$

Природні наноси завжди знаходяться в суміші. Для її аналізу відбирають проби наносів. Характер проби залежить від виду наносів та умов на даній ділянці річки. Потім проводять аналіз проб з метою характеристики механічного, гранулометричного складу наносів (лат. *granulum* — зернятко). Існують різні види аналізу. Опис розмірів проводять за певними інтервалами — фракціями. Фракції відділяють, висушують і зважують. Для відділення

фракцій застосовують різноманітні методики, прилади, устаткування. Вага кожної фракції виражається у відсотках по відношенню до загальної ваги проби. Ці дані можна використовувати для статистичного аналізу гранулометричного складу наносів. Найбільше використовують криві розподілу, а також показники забезпеченості та їх співвідношенням (коефіцієнти). Приклад інтегральної кривої гранулометричного складу наносів наведено на рис. 2.60.

За формою наноси грубо поділяють на дві основні категорії: 1) глибоподібні; 2) пластинчаті. Під впливом зіткнень та окатування відбувається процес поступового наближення форм до еліпсоїдальної. Тому окатані, алювіальні частки можна характеризувати коефіцієнтом форми:

$$\theta = \frac{\bar{d}^2}{l \cdot b}, \quad (2.27)$$

де l — довжина, велика вісь частки; b — товщина, мала вісь. Крупність та форма наносів змінюються поздовж течії річок. Це відбувається завдяки процесам розколювання, перетирання та сортування. Співвідношення та особливості цих процесів залежать як від характеристик самих наносів, так і від загальних умов на ділянках річок. Найбільш інтенсивно зменшення середніх діаметрів відбувається на ділянках переходу від гірської течії (переважання крупних наносів) до рівнинної, спокійної. Найкрупніші частки можуть концентруватися у найглибших частинах русла і згодом формувати цілі «захоронені» прошарки — базальні горизонти. З іншого боку на гірських та передгірських річках може формуватися так-звана шар самовимощення. Вона являє собою поверхневий шар з більш крупних наносів. Він утворюється при достатній їх масовості і ущільненні залягання за рахунок винесення більш дрібних, таких, що заповнювали проміжки між крупними. В річках проявляється також гідрохімічне та біохімічне руйнування (вивітрювання) наносів. Таким чином наноси змінюються поздовж річок завдяки складному комплексу факторів та процесів.

Одним з важливих явищ пов'язаних з транспортуванням та змінами наносів є формування розсипів (розсипних родовищ). Це може стосуватися, як металів так і кошовного каміння та ін. Розсипи формуються як поздовж схилів та у їх підніжжях, так і в річках. Вони збіднюються по мірі віддалення від основного джерела. Закономірності їх розподілу пов'язані з особливостями транспорту наносів та руслових процесів. Значну роль відіграє співвідношення питомої ваги часток. Середня питома вага річкових наносів становить $2,65 \text{ г/см}^3$. Цей показник відноситься власне до твердих часток. Його не слід плутати з щільністю відкладів, яка завжди менша.

З самого початку вивчення наносів було звернуто увагу на те, що їх рух пов'язаний з вертикальними компонентами швидкості турбулентного потоку. У зв'язку з цим виникло уявлення про гідравлічну крупність наносів. Під нею розуміють середню швидкість рівномірного падіння даної частки у стоячій воді. Такий підхід базується на заміні розгляду руху води відносно частки на рух частки відносно води. Це дозволяє вивчати гідравлічну крупність в

лабораторних умовах і достатньо точно і просто проводити вимірювання. Гідравлічна крупність залежить також від температури (в'язкості) води. Наведемо гідравлічну крупність часток наносів при $t^{\circ} = +15^{\circ}C$:

Діаметр часток (мм)	1,0	0,5	0,2	0,1	0,05	0,01	0,005	0,001
Гідравлічна крупність (мм/с)	100	60	21	8	2	0,08	0,03	0,0008

Наноси крупніші ніж 1,5 мм осаджуються за звивистими, гвинтоподібними траєкторіями. Такий рух характеризують як турбулентний (режим обтікання). Орієнтовно його можна описати такою формулою:

$$w = K \sqrt{\frac{g(\rho_n - \rho)d}{\rho}}, \quad (2.28)$$

де w — гідравлічна крупність; K — коефіцієнт пропорційності; ρ_n — густина наносів; ρ — густина води; d — діаметр частки.

Наноси дрібніші ніж 0,15 мм осаджуються плавно, за прямолінійними траєкторіями. Цей рух характеризують як ламінарне обтікання. Орієнтовно його можна описати такою формулою:

$$w = \frac{g(\rho_n - \rho) \cdot d^2}{18\nu}, \quad (2.29)$$

де ν — кінематичний коефіцієнт в'язкості води.

В діапазоні розмірів часток приблизно від 0,15 мм до 1,5 мм переважає перехідний режим обтікання. Дані про гідравлічну крупність наносів допомагають вивчати процеси їх руху в річках.

2.4.11. Основні категорії та стік наносів

Рух часток річкових наносів різної величини характеризується певними особливостями. В цілому рух наносів вивчає динаміка руслових потоків. Закономірності руху досить складні. Тверді частки можуть рухатися трьома основними способами:

- 1) майже постійно, без осаджень на дно, у товщі потоку;
- 2) шляхом періодичних підстрибувань (сальтацій);
- 3) шляхом перекочування або ковзання по дну.

У першому випадку наноси називають завислими (зваженими), а у другому та третьому — придонними (захопленими). Це дві основні категорії річкових наносів. Придонні наноси являються основною частиною руслоформуючих, або донних відкладів. Виділення основних категорій наносів було проведено ще на початку ХХ століття В.Г. Глушковим. Характер руху значною мірою залежить від співвідношення гідравлічної крупності та основних характеристик швидкостей турбулентного потоку. До останніх можна віднести: середнє та максимальне значення вертикальної складової пульсації швидкостей (u'), і початкову швидкість зрушення часток (v_0). А.В. Караушев запропонував на основі цього гідродинамічну класифікацію наносів:

Таблиця 2.5.

Гідродинамічна класифікація наносів

Категорія	Співвідношення між параметрами наносів та потоків	Визначення
I	$w < u'$	стійко зважені наноси
II	$u' < w < u' \max$	нестійко зважені наноси
III	$w \geq u' \max; V_{\text{поч}} < V_c$	захоплені наноси
IV	$V_{\text{поч}} > V_c$	нерухомі наноси (донні відклади)

Насиченість потоку води твердими частками характеризують за допомогою поняття «мутність» (тобто концентрація). Це вміст маси наносів в одиниці об'єму суміші води з наносами:

$$M = \frac{m}{V} (\text{г/м}^3 \text{ або мг/л}). \quad (2.30)$$

Розподіл мутності у річковому потоці нерівномірний, складний, пульсуючий. Це пов'язано з особливостями поля швидкостей. Наприклад, на рис. 2.61 показані епюри мутності по глибині. Нерівномірність розподілу пов'язана як із впливом крупності наносів так зі зменшенням інтенсивності турбулентних пульсацій від дна до поверхні.

Добуток середньої мутності на витрату води дає витрату наносів:

$$R = \frac{M \cdot Q}{1000} \left(\frac{\text{кг}}{\text{с}} \right). \quad (2.31)$$

Цей спосіб розрахунку використовують переважно до завислих наносів.

Завислі наноси переміщуються у товщі потоку на значні відстані і можуть частково перевідкладатися в межах заплав. Тут вони формують дрібнозернисту (заплавну) фацію алювію. Зміни мутності та витрат завислих наносів характеризують режим їх стоку. Їх зв'язок з витратами води нелінійний (рис. 2.62). Стік завислих наносів визначають шляхом спостережень за мутністю. Для порівняння стоку наносів з різних територій використовують модуль:

$$\mu_n = \frac{W_n}{F_e} \left(\frac{\text{т}}{\text{км}^2 \cdot \text{рік}} \right), \quad (2.32)$$

де W_n — об'єм стоку наносів (т/рік), F_e — площа водозбору (км²). Ця величина нерівномірно розподілена по території суходолу і підкоряється певним географічним закономірностям. У перезволожених областях рівнин μ_n може складати 1-2 т/км² · рік, а у посушливих 200-400. Найбільші модулі спостерігаються в басейнах сухого субтропічного та тропічного клімату, які значною мірою охоплюють гірські території: $\mu_n = 400 \div 600$ т/км² · рік. Найбільший модуль спостерігається в басейні р. Хуанхе — 2 200 т/км² · рік. Це пов'язано з наявністю особливої території — Лесового плато, яке швидко руйнується. Велике значення має також модуль стоку наносів в басейні р. Ганг. Тут він досягає 1 260 т/км² · рік. Це пов'язано з комплексом факторів: найвищі гори світу, найбільша кількість опадів на їх зовнішніх схилах,

наявність потужних давніх алювіальних рівнин, активні процеси вивітрювання. Середній модуль для всього суходолу (за оцінками) перевищує $100 \text{ т/км}^2 \cdot \text{рік}$.

Рух придонних наносів значно відрізняється від завислих (рис. 2.63). Їх мутність (концентрацію) та витрати досить важко вимірювати. Це пов'язано з дуже великою чутливістю характеру руху у придонній області на введення інорідних тіл (приладів). Безконтактні способи, спостережень також наштотвхуються на ряд об'єктивних проблем. Тому дані про стік придонних наносів набагато менш точні ніж про завислі. Їх витрати можна також оцінювати за допомогою об'ємних способів (ловушки, відклади) та за параметрами руху донних гряд.

Розглянемо умови рівноваги відносно крупної кулеподібної частки наносів на дні річкового потоку:

$$F_n = (F_\tau - F_n) \cdot K_\tau,$$

де F_τ — сила лобового тиску потоку; F_τ — вага частки; F_n — підйомна сила; K_τ — коефіцієнт тертя. Сила лобового тиску пропорційна площі перетину частки та швидкісному напору:

$$F_\tau = K \cdot \rho \cdot \frac{\pi d^2}{4} \cdot \frac{v_d^2}{2g}, \quad (2.34)$$

де K — коефіцієнт, що залежить від форми частки; ρ — густина води; d — діаметр частки; v_d — придонна швидкість потоку. Підйомна сила обчислюється подібним чином:

$$F_n = K_1 \cdot \rho \cdot \frac{\pi d^2}{4} \cdot \frac{vg^2}{2g}, \quad (2.35)$$

де K_1 — коефіцієнт пропорційності. Дослідження в лабораторних умовах показали, що $F_d \approx \frac{1}{3} F_n$. Вага частки може бути виражена так:

$$F_\tau = (\rho_n - \rho) \cdot \rho \cdot \frac{\pi d^3}{6}, \quad (2.36)$$

Можемо переписати рівняння, розділивши всі складові на $\frac{\pi d^2}{2}$:

$$\frac{K \cdot \rho \cdot v_d^2}{4g} = \left[\frac{(\rho_n - \rho) \cdot d}{3} - \frac{K_1 \cdot \rho \cdot v_d^2}{4g} \right] \cdot K_\tau \quad (2.37)$$

Згрупуємо складові відносно v_d та d :

$$v_d^2 \left(\frac{K \cdot \rho}{4g} + \frac{K_1 \cdot g \cdot K_\tau}{4g} \right) = \left(\frac{\rho_n - \rho}{3} \right) \cdot d \quad (2.38)$$

Можна сказати, що

$$v_d^2 = a \cdot d, \quad (2.39)$$

оскільки в дужках були записані постійні величини.

Якщо перейти від лінійних розмірів частки (d) до об'єму ($\sim d^3$), то отримаємо:

$$v_d^6 = b \cdot V \quad (2.40)$$

Такі залежності отримали назву закону Ері. З нього випливає, що при збільшенні швидкостей течії у 2, 3, 4 рази діаметри часток будуть збільшуватися у 4, 9, 16 раз. Це пояснює значне збільшення крупності наносів на ділянках течії зі значними швидкостями.

Співвідношення між стоком придонних та завислих наносів змінюються в залежності від природних умов. В горах воно може досягати 100%, а на рівнинах (особливо на великих річках) понижуватися до 3-5%.

2.4.12. Поняття про русловий процес річок

Перше, що привертає увагу при розгляді річкових русел — це поєднання індивідуальних рис, різноманітності та певних ознак типовості. Виділення і дослідження типових процесів — це перший крок до пізнання основних закономірностей розвитку даних природних об'єктів.

Русла, русловий рельєф — це відбитки роботи (функціонування) потоків води. Але русла тимчасових потоків у ярах і русла річок досить різні. Характерною рисою річок є постійність дії потоку і пов'язана з цим виробленість, розробленість, відносна стабільність русла та долини. Якщо розглядати річку як складну саморегульовану систему, то її стабілізація пов'язана з певною збалансованістю як зовнішніх умов, так і внутрішніх закономірностей розвитку. Ці закономірності в першу чергу мають фізичну (гідродинамічну) основу, але поєднуються з найважливішими гідрологічними, геоморфологічними та географічними закономірностями. Розкрити цю єдність — основне завдання теорії руслового процесу, або руслознавства.

Русло будь-якої річки характеризується ієрархічною будовою, тобто складається з елементів різного рангу, рівня. Окремі частки наносів взаємодіють з дрібними турбулентними утвореннями — вихорами, які можуть їх підхоплювати, перекочувати, посувати. Рух часток відбувається, як правило, певними скупченнями. Рух придонних, руслоформуючих наносів відбувається у вигляді донних гряд. В залежності від того — чи є вони масовими, багатосичельним елементом дна (системи потік — русло), чи займають більшу частину ширини русла, їх поділяють на мікроформи та мезоформи. Мікроформи бувають різномасштабні і розташовані відносно нерівномірно, хаотично. Мезоформи більш впорядковані, хоча також бувають різної форми та розмірів. За рахунок утворення звивин та розвитку заплави виникають макроформи, що включають русло та заплави масиви. Мезо- та макроформи можуть об'єднуватися у певні комплекси, взаємодіяти групами. Їх відносна однорідність, подібність може зберігатися на ділянках долин (русел), які називають морфологічно однорідними.

Таким чином на нижчих рівнях ієрархія і особливості розвитку процесу залежить від турбулентності потоку, а на вищих — від географічних

геоморфологічних особливостей місцевості та характеристик річки. Дрібні елементи русла змінюються швидко, а крупні — повільно. Тобто режим деформацій (русловий режим річки) також ієрархічно побудований. У цьому він подібний до водного режиму. І як у водному режимі основна увага приділяється сезонним складовим, так у русловому треба виділити найбільш характерну складову.

Розміри власне русла визначаються мезоформами. З ними тісно пов'язаний розвиток макроформ (рис. 2.64.). Вони визначаються з дією як внутрішніх (гідродинамічних) факторів, так і зовнішніх (гідрологічних та географічних). Послідовність відносно однорідних мезоформ (і макроформ) подібна до послідовності хвиль. Їх можна характеризувати певним кроком (довжиною хвилі). З кроком тісно пов'язана ширина русла. Дослідження показують, що існує залежність типу:

$$L = a \cdot Q^m, \quad (2.41)$$

де L — крок мезоформ, a — коефіцієнт пропорційності, m — степінь (менше одиниці). Таким чином річкові потоки формують собі русла певних розмірів. Характерною особливістю цього процесу є нелінійність. Вона проявляється по-різному. Вплив потоку на русло (руслоформуючий ефект) залежить від витрат у степені більше «2». Це призводить до того, що наслідки діяльності деяких найбільших, але не дуже рідких, витрат залишаються і переважають. Кажуть також про інерційність твердої фази (наносів, русла) відносно рідкої та про успадкування крупних руслових форм. Ці особливості були враховані М.А. Велікановим у сформульованому ним (у середині ХХ століття) принципі взаємного впливу (взаємодії) потоку та русла.

Іншими проявами нелінійності є те, що при збільшенні абсолютних розмірів потоків вони стають все більш розпластаними (збільшується відношення B/h) та зменшують поздовжні похили (при інших рівних умовах). Ці види нелінійності отримали назву «масштабний ефект». Їх врахування необхідне при проведенні руслових досліджень.

У вступі ми вже говорили про те, що річки виникають там де процеси ерозії та акумуляції відносно стабілізуються. Це знайшло своє відображення у принципі динамічної рівноваги руслового процесу М.Є. Кондратьєва. Врівноважені, циклічні процеси в руслах поєднуються з поступовим, повільним розвитком (динамікою більших масштабів часу, вищого ієрархічного рівня). Відносна стабільність проявляється зокрема у взаємній відповідності між величиною потоку, крупністю донних відкладів та поздовжніми похилами дна долини. Це явище можна назвати виробленістю частин поздовжнього профілю річки. Відхилення від неї пов'язані з особливими умовами. Можна записати, що:

$$I = f(Q; \bar{d}) \quad (2.42)$$

Додатковим фактором можуть виступати розміри стоку руслоформуючих наносів (навантаженість потоку наносами).

На вільний розвиток русел річок впливають різноманітні зовнішні обмеження. Як правило — це взаємопов'язана дія вертикальних (глибинних) та бічних обмежень. Вони пов'язані як з наявністю важкорозмивних порід, так і з тектонічними та геоморфологічними умовами місцевості (ділянки долини). В горах переважають врізані, порожисті русла; на рівнинах — вільні, широкозаплавні. Можуть бути річки притиснуті до одного з бортів долини. Це впливає на розвиток руслових форм. В цілому на обмеження річки реагують збільшенням поздовжніх похилів, стрімкості течії, живої сили потоку. Це також прояв саморегуляції системи потік-русло. Ще у 1946 році М.А. Веліканов писав: «Але річка не може бути «будь-якою». У природі немає, і не може бути річок, що спокійно протікають по кам'янистому ложу, або бурхливих річок, що швидко течуть по намулистому дну...».

Саморегуляція річок спрацьовує не миттєво. Вона залежить від конкретних обставин та масштабів впливу. Швидко реагуючими складовими можуть бути окремі частки наносів та дрібні мікроформи. Для зміни крупних мікроформ потрібні більший вплив і час. Поздовжні похили річок можуть розвиватися за геологічні проміжки часу. Можна сказати, що саморегуляція системи потік-русло це також складна ієрархічно побудована система. Вона включає в себе як різноякісні (характеристики стійкості ложа потоку, різні типи процесу), так і різноманітні елементи. Таким чином комплексні, синтетичні закономірності розвитку русел річок, про які ми говорили на початку, повинні розглядати саморегуляцію, реакцію системи на зміни провідних факторів. До основних факторів можна віднести зміни клімату (водного режиму та водності потоків), зміни обмежуючих умов, характеристик та кількості наносів, а також антропогенний вплив. До додаткових факторів відносять рослинність, дію вітру, вплив льодових явищ, льодовиків та інші. Внутрішніми факторами є фізичні характеристики води, потоку води з наносами.

Виходячи з наведеного аналізу дамо визначення руслового процесу річок. Це зміни характеристик їх рельєфу (морфології) різного масштабу (ієрархічного рівня) під дією мінливого турбулентного річкового потоку та інших основних та додаткових факторів.

2.4.13. Типізації та класифікації руслового процесу

В дослідженнях річкових русел широко використовують методи типізації та класифікації. Їх почали застосовувати в середині ХХ століття. Оскільки закони розвитку русел повністю ще не розкриті — більшість критеріїв поділу пов'язані з їх формами, морфологією. Це, зокрема, привело до того, що деколи змішувались поняття типізації та класифікації, русел та руслового процесу. Ще одною особливістю є те, що русла можуть бути не тільки річкові. Тому деякі автори звертають увагу на зони переважної ерозії та акумуляції наносів і цим розширюють класифікації. З часом накопичувались дані про зміни русел, їх розвиток. Це дозволяло все більше розширювати об'єми класифікацій, говорити не лише про вигляд, а і про характерні особливості розвитку, русел зміни їх в часі.

Найбільш генералізованим поділом є виділення відносно прямолінійних однорукавних, меандруючих (звивистих) та розгалужених русел річок. Крім того одразу звернули увагу на ступінь впливу зовнішніх обмежуючих факторів. Тому розрізняють вільні та врізані русла.

Нові підходи були запропоновані у 50-х роках у зв'язку із створенням гідроморфологічної теорії руслового процесу під керівництвом М.Є. Кондратьєва. В її рамках велись пошуки саме основних, синтетичних законів розвитку русел. Вони повинні були враховувати гідродинамічну, гідрологічну та геоморфологічну сторони досліджень. У зв'язку з цим було запропоновано вести пошук найбільш загальних, суттєво важливих, основних схем розвитку русел, тобто виділяти основні типи руслового процесу. Це була програма створення типізації. Вона була виконана колективом авторів Державного гідрологічного інституту. Типізація опублікована у 60-х роках. На рис. 2.65 наведена схема типізації. Всі типи ув'язані в систему на базі певних принципових уявлень про русловий процес. Зокрема «у якості провідної ознаки приймалась звивистість русла, яка ... тісно пов'язана зі здатністю потоку транспортувати наноси». Велике поступлення твердого матеріалу (наносів) потребує для його транспортування використання всього можливого поздовжнього похилу річки, що досягається її спрямленням. При наступному збільшенні навантаженості наносами потік втрачає глибину та збільшує ширину. Це характерно для руслової багаторукавності. Таким чином, критичний (граничний) похил, що відповідає однорукавному прямолінійному руслу, розділяє всі інші річки на дві великі групи: при надлишку поздовжнього похилу виникає меандрування з усіма його різновидами, а при недостатці утворюються широкі неглибокі (розгалужені) потоки у відносно прямолінійних руслах.

Таким чином в центрі всієї системи процесів поставлені прямолінійні однорукавні русла, яким, за схемою типізації, відповідають стрічково-грядові та боковикові. Ці два типи руслового процесу базуються на зміщенні вниз за течією крупних гряд — мезоформ. І хоча дану типізацію завжди відносять до рівня макроформи М.Є. Кондратьєв у 1982 році написав: «Вивчення мезоформ являється шляхом до розкриття основних закономірностей власне руслового процесу і до розуміння його логіки».

Вивченню руслових гряд, і в тому числі мезоформ, присвячено багато досліджень. Майже одночасно з розробкою основної типізації в рамках гідроморфологічної теорії, на початку 70-х років, Н.С. Знаменська запропонувала удосконалити її, поділивши всі процеси на активні та пасивні. Активні процеси були пов'язані з цілісним розвитком в руслі певних грядових форм під час проходження паводків та повеней. Особливість такого підходу полягає у використанні теоретизованих, абстрагованих схем розвитку. Їх відповідність дійсності пов'язана не стільки з прямим порівнянням провідних уявлень з натурою, скільки з виділенням головних закономірностей формування русел.

На початку 80-х років Н.С. Знаменською спільно з Ю.С. Ющенком були створені уявлення про формування розмірів (масштабів) русел та руслових

форм, а також граничних поздовжніх похилів. Це дало змогу говорити про провідні процеси саморегуляції системи потік-русло. Надалі Н.С. Знаменська розробляла уявлення про схему подвоєння кроків руслових гряд. Згодом вона назвала це головним процесом системи, що вплинуло на видозміну її типізації (рис. 2.66).

Паралельно з розвитком гідроморфологічної теорії руслового процесу в Московському державному університеті створювались уявлення про єдиний ерозійно-аккумулятивний комплекс процесів у річковому басейні і про основні географічні закономірності їх прояву. Ці дослідження проводились спочатку під керівництвом М.І. Маккавєєва, а потім — Р.С. Чалова. Величезні матеріали про розвиток русел за тривалі періоди і в різних природних умовах дозволили створити найбільш повну географічну класифікацію русел річок. Вона запропонована Р.С. Чаловим і складається з певних блоків, побудована на ієрархічному принципі. Перший блок (найвищий рівень) включає основні географічні типи руслових процесів: гірські, напівгірські та рівнинні. Це відповідає сучасним загальним фізико-географічним уявленням. Другий блок включає геоморфологічні типи умов формування русел: широкозаплавні, адаптовані, врізані. Такі особливості формуються за тривалі проміжки часу. Цей поділ може мати певний аналог у морфологічно однорідних ділянках русел в гідроморфологічній теорії. Наступний блок — типи руслових макроформ. Автор зазначив, що такі уявлення ще слабо розроблені. Під русловими макроформами він розуміє взаємопов'язані комплекси крупних руслових форм, які виникають переважно завдяки дії зовнішніх факторів. Четвертий блок — морфодинамічні типи русел — основний і найбільш розроблений. Дослідження масового фактичного матеріалу, який відноситься до проміжків часу у десятиліття (а деколи у століття) дозволили виділити велику кількість різновидів русел за характером змін їх форм (морфодинамікою). Найбільш детально розроблена класифікація рівнинних річок. Основний поділ — на меандруючі, розгалужені та відносно прямолінійні нерозгалужені русла. В їх межах розрізняються підтипи, деякі перехідні типи та ін.

П'ятий блок — форми русла другого (третього) порядку. Він включає особливості комплексів та різновиди основних внутріруслових, відносно некрупних форм. Вони ускладнюють малюнок основних.

Шостий блок — типи руслового рельєфу. Пов'язані з рухом гряд-мікроформ, або з особливостями розмиву скельного чи глинистого дна. Сюди ж віднесені морфодинамічні типи малих річок.

В класифікацію включені також додаткові блоки. Наприклад: поділ русел за ступенем стійкості, за складом руслоформуєчих наносів, за типами антропогенного впливу.

Як бачимо, основна різниця описаних двох напрямків досліджень полягає у виділенні, з одного боку, обмеженої кількості провідних типів, а з другого — в охопленні великої різноманітності факторів та проявів процесу. Пізнання сутності руслового процесу (як і інших гідрологічних явищ) полягає у поєднанні фізичних, гідрологічних та географічних підходів,

поясненні як типовості так і різноманітності. Це неможливо зробити не дослідивши закони саморегуляції системи. Важливі загальні закони самоформування русел досліджені Ю.С. Ющенком. Вони покладені в основу відповідної класифікації.

2.4.14. Термічний режим річок

Температура води річок не визначає їх гідрологічний режим, але впливає на багато процесів (утворення та танення льоду, гідрохімічні та гідробіологічні процеси, формування якості води). Зміни температури пов'язані зі змінами теплового балансу. Запишемо рівняння теплового балансу ділянки річки, враховуючи лише найбільш важливі складові:

$$R + Q_a + Q_{в.к.} + Q_{д.} + (Q_1 - Q_2) = Q \pm \Delta, \quad (2.43)$$

де R — радіаційний баланс поверхні води; Q_a — теплообмін з атмосферою; $Q_{в.к.}$ — тепло пов'язане з випаровуванням та конденсацією; $Q_{д.}$ — теплообмін з дном; $(Q_1 - Q_2)$ — різниця між теплом, що поступає через верхній створ ділянки та уходить через нижній; $\pm \Delta Q$ — зміна теплозапасу.

Другорядними (специфічними) складовими можуть бути тепло ґрунтових вод, приток, тепло пов'язане з утворенням та таненням льоду на даній ділянці річки, тепло рідких опадів, витрата тепла та танення снігу у воді, тепло біохімічних процесів, перехід механічної енергії течії у теплову (дисипація).

Зміни теплозапасу період часу можна виразити через питому теплоємність, масу води на ділянці за $\Delta t \rho \cdot V$ та зміну температури води $\pm \Delta t^\circ$. V — об'єм води на ділянці.

$$\pm \Delta Q = \pm \Delta t^\circ \cdot c_p \cdot (\rho V). \quad (2.44)$$

Звідси можемо розраховувати зміни температур води:

$$\pm \Delta t^\circ = \frac{\pm \Delta Q}{c_p \cdot \rho \cdot V}. \quad (2.45)$$

Режим температур води залежить від кліматичних умов місцевості. Для річок помірного клімату характерними є температури близькі до 0°C взимку і додатні температури в теплу пору року. Характерний їх хід у порівнянні з температурами повітря показано на рис. 2.67. Добові амплітуди температур як правило не перевищують $1-2^\circ\text{C}$. Денний максимум зсунутий на 15-17 годин вечора. Турбулентний характер течії води сприяє вирівнюванню температур води річок у поперечному перетині. Найбільш мінливі температури біля берегів. Різниці по глибині влітку на крупних річках можуть досягати $2-3^\circ\text{C}$ (деколи до 5°C). Температура води приток може відрізнятися від головної річки на $6-9^\circ\text{C}$. У всіх інших випадках різниці температур не перевищують 1°C .

Температура води може змінюватися також поздовж річок (особливо поздовж крупних меридіональних, або льодовикових).

Разом з водою переноситься певний запас тепла. Цей процес називають тепловим стоком. Тепловий стік можна розрахувати:

$$W_T = c_p \cdot t^\circ \cdot \rho \cdot W, \quad (2.46)$$

де c_p — питома теплоємність води; t° — середня температура води за розрахунковий інтервал часу Δt ; W — стік води (м^3) за цей же час.

2.4.15. Льодовий режим річок

Сукупність процесів виникнення, розвитку та руйнування льодових утворень, що закономірно повторюються на поверхні, у товщі та на дні річкових потоків називається їх льодовим режимом.

За ним річки поділяються на три групи:

- 1) такі, що замерзають;
- 2) з нестійкими льодовими явищами;
- 3) такі, що не замерзають.

Річки помірного клімату як правило взимку замерзають. Їх льодовий режим ділять на три характерних фази:

- 1) замерзання (осінні льодові явища);
- 2) льодостав;
- 3) скресання (весняні льодові явища).

Невдовзі після стійкого переходу температур повітря нижче 0°C на річках з'являються первинні форми льоду. Переохолодження води відносно невелике, але ядер кристалізації завжди є достатньо і турбулентний відвід тепла також досить розвинутий. Прибережні ділянки, відмілини, тихі затоки є першими осередками утворення льоду. Тут виникають забереги. Одночасно в основній частині течії розвиваються голчасті кристали льоду і сало (див. розділ 2.1). Під час значних снігопадів на переохолодженій поверхні накопичується сніжура. На багатьох ділянках створюються сприятливі умови для виникнення внутріводного льоду. На перекатах та кам'янистих ділянках іде інтенсивне утворення донного льоду. Деколи його накопичується стільки, що може утворитися льодова гребля.

З внутріводним, і частково донним, льодом пов'язана шуга. Це їх суміш з салом, снігурою, дрібнобитим льодом, що може заповнювати значну частину поперечного перетину річки. Загальний рух шуги називається шугоходом. Після встановлення льодоставу утворення внутріводного льоду припиняється, а шуга поступово зупиняється і стає підльодною. Найбільше шуги утворюється на бистринах і на гірських річках. Деколи вона може забити майже все русло під льодом і призупинити (підперти) річку. Це явище називають — зажор. На порожистих ділянках багатьох річок спостерігаються п'ятри — льодові острівці на конусовидних основах, утворених з донного льоду. Спочатку утворюється підвищення біля дна, потім воно наростає до поверхні все розширюючись у більш сприятливих умовах.

Внаслідок змерзання сала, сніжури, шуги, уламків заберегів на поверхні річки можуть утворюватися крижини. Починається осінній льодохід. Він спостерігається не на всіх річках. На поворотах чи звуженнях русла крига може накопичуватися — утворюються осінні затори. Вони як правило малопотужні у зв'язку з пониженою водністю річок і малою товщиною

льоду. Тривалість осіннього льодоходу коливається від декількох днів до місяця та більше. На крупних річках, що витікають з озер льодохід значно розтягається. Це також характерно для річок з нестійкими льодовими явищами. При збільшенні щільності покриття поверхні річки кригою швидкість її руху зменшується. Цьому сприяє також наростання заберегів. У певний момент часу лід зупиняється і починає змерзатися. Наступає льодостав. Він може статися за одну ніч. На малих річках льодостав може утворитися шляхом змерзання заберегів. Тут лід більш гладкий. На великих річках льодостав може просуватися проти течії від місць утворення значних льодових перемичок (деколи заторів). Тут можуть утворюватися тороси. На гірських річках льодостав часто не утворюється. Частина поверхні річок залишається вільною від льоду. Це — ополонки. Вони бувають динамічні та термічні.

Товщина льоду на протязі зими поступово збільшується. В основному він наростає знизу. Для оцінки його товщини можна використовувати формули Ф. Бидіна:

$$h_{\wedge} = 2\sqrt{\sum|-t^{\circ}|} \quad (2.47)$$

та

$$h_{\wedge} = 11\sqrt{\sum|-t^{\circ}|}, \quad (2.48)$$

де $\sum|-t^{\circ}|$ — сума від'ємних температур повітря взятих по модулю (у першому випадку це середні добові значення, а у другому — середні місячні). Сніговий покрив грає роль ковдри. Чим він потужніший, тим повільніше наростає під ним лід.

Після моменту переходу температур повітря вище 0°C починається танення снігу на річці та берегах. Талі води сприяють руйнуванню льодового покриву. Монолітність льодових мас порушується. Першими з'являються смуги вільної води біля берегів — закраїни. Їх виникненню сприяють також тріщини, пов'язані з припідніманням всього льодового покриву зростаючим весняним потоком. У зв'язку з цим відбуваються посування льоду. Далі у деяких місцях з'являються проталини та промоїни. У певний момент починається весняний льодохід. Характер скресання річок залежить від конкретних погодних та місцевих умов (на ділянці річки), а також від загальних природних умов території. Основними категоріями факторів є теплові та механічні. При зростанні ролі механічних факторів скресання наростає імовірність виникнення весняних заторів. Вони відрізняються великою потужністю і є небезпечним природним явищем. Крупні затори часто утворюються на річках, що течуть на північ. Тут у нижніх частинах течії скресання настає пізніше, тому крига, що приплила з півдня може накопичуватися. Крупні затори можуть підривати для уникнення їх наступного розвитку.

2.4.16. Гідрохімічний режим та особливості гідробіології річок

Річкові води як правило прісні. За О. Альокіним виділяють чотири групи річок: 1) з малою мінералізацією (< 200 мг/л); 2) середньою (200-500 мг/л); 3)

підвищеною (500-1000 мг/л) та 4) високою (> 1000 мг/л). Остання група розташована в основному в межах аридних областей.

Мінералізація вод залежить від водності (водного режиму) річки. В межень збільшується роль підземного живлення і мінералізація збільшується. Типові графіки сезонного ходу та зв'язку мінералізації з витратами води в річці показані на рис. 2.68. Антропогенний вплив може змінювати такі природні закономірності.

Річкові води відносяться в основному до гідрокарбонатного класу, кальцієвої групи. Але з просуванням до посушливих територій клас може змінитися на сульфатний і, навіть, на хлоридний. На окремих річках цієї зони клас може змінюватися на протязі року у зв'язку із значним впливом талих снігових вод навесні.

Перенесення річками розчинених солей називають їх стоком (іонний стік). Його об'єм розраховують так:

$$W_{p.p.} = \bar{R}_{p.p.} \cdot 31,5 \cdot 10^3 = \bar{M}_{p.p.} \cdot \bar{Q} \cdot 31,5 \cdot 10^3, \quad (2.49)$$

де $\bar{R}_{p.p.}$ — середня витрата розчинених речовин за період часу (кг/с); Δt — середня мінералізація води (кг/м³); $\bar{M}_{p.p.}$ — середня витрата води (м³/с); \bar{Q} — об'єм стоку (стік) розчинених речовин (т). Цей стік для Дніпра складає 8,13 млн. т/рік, а для Волги — 46,5 млн. т/рік.

Концентрації розчиненого кисню в річках навесні та влітку (у помірному кліматі) складають 10-12 мг/л. Взимку, особливо під льодовим покривом, вони понижується. Натомість підвищується вміст CO₂. В суворі зими це може призвести до замору риби.

Іонний стік є складовою загального стоку розчинених речовин. Його частка становить 80-85%, частка органічних речовин може складати 10-15%, а всіх інших до 5%. Загальний стік розчинених речовин всіх річок світу оцінюють у 3000 млн. т/рік.

Гідробіологія річок це значна, розвинута дисципліна біологічного циклу наук. Водні екосистеми є важливим показником якості води і річкового ландшафту в цілому. Крім того річки є «центром притягання» тварин даної місцевості.

У розподілі флори та фауни в річках відіграють роль основні їх характеристики та особливості: водний режим, інші складові гідрологічного режиму, характер донних відкладів, будова русла, заплави та інші. Всі річкові організми поділяють на планктон, нектон і бентос. Максимум розвитку фітопланктону спостерігається влітку та на початку осені. Деякі малі річки зазнають процесу антропогенної евтрофікації. Взагалі екологічний стан малих річок найгірший. Частина їх просто відмирає. Нектон поділяють в основному на риб (жилих та прохідних) і ссавців. Можливості проходу риб часто обмежені гідровузлами.

Озера — найбільш розповсюджений тип водойм на поверхні суходолу. Як і річки, вони здавна освоюються і вивчаються людиною. Загальний об'єм води в озерах оцінюється приблизно у 176 000 км³. З них прісноводні вміщують 91 000 км³. Серед солоних основна частина об'єму приходить на озеро — залишкове море Каспій — 78 200 км³.

Таблиця 2.6.

Найбільші озера світу

Озеро	Площа дзеркала, (тис. км ³)	Об'єм, (км ³)	Найбільша глибина (м)
1	2	3	4
Європа*			
1. Ладозьке	17,7	908	230
2. Онезьке	9,95	295	127
3. Венерн	5,55	180	100
* Без Каспійського моря-озера			
Азія			
1. Байкал	31,5	23 000	1 741
2. Балхаш	18,2	112	26
3. Іссик-Куль	6,20	1 730	702
Африка			
1. Вікторія	69,0	2 700	92
2. Танганьїка	32,9	18 900	1 435
3. Ньяса	30,9	7 725	706
4. Чад	16,6	44	біля 12
Північна Америка			
1. Верхнє	82,7	11 600	406
2. Гурон	59,8	3 580	229
3. Мічиган	58,1	4 680	281
4. В. Ведмеже	30,2	1 010	137
5. В. Невільниче	27,2	1 070	156
6. Ері	25,7	545	64
7. Онтаріо	19,0	1 710	236
Південна Америка			
1. Маракаїбо	13,3	-	35
2. Тітікака	8,11	710	230
Австралія			
1. Ейр	до 15	-	20

Озера характеризуються уповільненим водообміном. В середньому вода замінюється в них за 17 років. В умовах уповільненого водообміну формується своєрідний гідрологічний режим та особлива геосистема, що включає водойму та оточуючий простір. Зокрема в озерах розвиваються відповідні динамічні явища, термічні, гідрохімічні процеси, донні відклади, особливим є також гідробіологічний режим.

Озера розподілені в межах суходолу нерівномірно. Озерністю називають відношення сумарної площі озер до площі даної території. Найбільшою озерністю характеризуються зволожені області давнього зледеніння, перезволожені території тундр та північної тайги де на фоні багаторічної мерзлоти розвинутий термокарст, райони систем крупних тектонічних котловин в областях достатнього зволоження, деякі перезволожені райони екваторіального клімату, деякі приморські території та інші.

Озером називають достатньо велику природну водойму, що являє собою заповнену водою заглибину у земній поверхні з виробленим дією хвиль та течій профілем берегової зони, уповільненим водообміном і власним водозбором.

Озера класифікують за розміром, ступенем постійності, походженням котловин, характером водообміну, структурою водного балансу, термічним режимом, мінералізацією, умовами живлення водних організмів та іншими характеристиками.

За ступенем постійності озера бувають постійні та тимчасові. Особливим типом є озера, що значно змінюють свої розміри і мігрують в межах виположеного днища котловини.

За характером водообміну озера поділяють на стічні та безстічні. Серед перших особливо виділяються проточні — через які здійснюється транзитний стік річок. Бувають також періодично стічні озера.

Інші класифікації будуть розглянуті у відповідних частинах даного розділу.

На рівнинних територіях з великою кількістю озер може утворюватися специфічна гідрографічна сітка, яка представлена їх поєднанням з річками. Такі утворення називають озерно-річковими системами. В гідрологічному режимі цих систем поєднуються і трансформуються риси обидвох типів водних об'єктів. Можуть виникати також перехідні та специфічні види. Наприклад — антирічки, тобто частини річок між двома озерами, які, в залежності від співвідношення рівнів в них, можуть протікати у прямому та зворотному напрямках. Озера здійснюють регулюючий вплив на коливання водності річок. Вони можуть мати верхове, низове та каскадне розташування. В останньому випадку їх регулюючий вплив найбільший. Подібний вплив здійснюють також каскади водосховищ.

2.5.1. Котловини озер

Існують різні за детальністю класифікації озерних котловин. Наведемо поділ, що враховує основний фактор їх походження (генетична класифікація).

Тектонічні котловини можуть бути розташовані у крупних текто-нічних прогинах, грабенах, тріщинах. До них відносяться найкрупніші озера світу.

Вулканічні — розташовані в кратерах згаслих вулканів, або в долинах підгачених лавою, вулканічними породами.

Льодовикові — пов'язані з сучасними чи давніми льодовиками. Льодовики виконують ерозійну (екзараційну), транспортуючу та акумулюючу роботу. Озера можуть бути пов'язані з діяльністю льодовикових вод у давніх прильодовикових районах. Вони також можуть бути пов'язані з сучасними льодовиками якщо вони, або їхні відклади перекривають долину річки, або розташовуючись на їх поверхні. Можна говорити також про льодовиково-тектонічні котловини озер.

Завальні котловини — утворюються внаслідок перекриття річкових долин крупними обвалами або зсувами. Подібними також є котловини пов'язані конусами виносу селевих потоків.

Гідрогенні — річкового та морського походження. Річкові це в основному заплавні (стариці, промоїни, просадки, дельтові та придельтові), а також плеса річок що пересихають. Морські — це лимани та лагуни (водні об'єкти перехідного типу).

Карстові — наземні та підземні. Бувають досить складної будови.

Термокарстові — у зоні багаторічної мерзлоти. Пов'язані з підтаюванням та просадкою мерзлих ґрунтів та порід. Як правило невеликі, округлої форми. Характерні для тундри.

Суфозійні — у невеликих заглибинах суфозійного походження. Більш характерні для степів.

Еолові — пониження серед барханів, або в улоговинах видування серед дюн затоплені річковими чи морськими водами. Зустрічаються на узбережжях морів, або в дельтах річок.

Метеоритні — такі що утворилися внаслідок удару метеориту або комети.

Органогенні (вторинні) — в межах торф'яного покладу боліт.

2.5.2. Морфометрія та морфологія озер

Морфометричні особливості котловин озер трансформують дію як зовнішніх (теригенних) так і внутрішніх (лімнічних) факторів на їх гідрологічний режим. Морфометричні показники відносяться до певних рівнів води і можуть бути поточними та середніми за багаторічний період. При складній будові котловини показники можна визначати як для всієї водойми, так і для характерних відносно відокремлених частин — озерних плес.

Площі водної поверхні (дзеркала) озера та об'єми води в ньому взаємопов'язані і залежать від рівнів (глибин) на певний момент часу. Їх прийнято відображати у вигляді кривих площ та об'ємів озера (рис. 2.69).

Довжиною озера (L км) називають найкоротшу відстань між двома найбільш віддаленими точками берегової лінії (урізу), виміряну по поверхні озера (поздовж його вісі).

Шириною озера (B км) називають відстань між протилежними частинами урізу виміряну по прямій, перпендикулярній вісі озера. Розрізняють максимальну ширину (B^{\max}) та середню:

$$B_0 = \frac{F}{L} \quad (2.50)$$

Також розрізняють реальні глибини (h м), включаючи максимальну (h^{\max}), та середню:

$$h_0 = \frac{V(\text{км}^3)}{F(\text{км}^2)} \cdot 1000(\text{м}). \quad (2.51)$$

До основних морфометричних показників відносять також довжину берегової лінії (l км), та ступінь її порізаності:

$$K_1 = \frac{l}{2\sqrt{F_0\pi}}, \quad (2.52)$$

$$K_2 = \frac{l}{l_1}, \quad (2.53)$$

де K_1 та K_2 — коефіцієнт звивистості (порізаності) берегової лінії; F_0 — середня площа дзеркала; l_1 — периметр озера у вигляді ламаної кривої. Перший коефіцієнт показує відношення довжини берегової лінії до довжини кола рівного за площею F_0 .

$$\pi R_{\text{фікт}}^2 = F_0. \quad (2.54)$$

$$2\pi R_{\text{фікт}} = l_{\text{фікт}}. \quad (2.55)$$

$$l_{\text{фікт}} = 2\pi\sqrt{\frac{F_0}{\pi}} = 2\sqrt{F_0\pi}. \quad (2.56)$$

Розрахунки за другою формулою (K_2) потребують більше часу та зусиль, але більш точні.

Важливу роль у формуванні гідрологічного режиму озер грає співвідношення розмірів їх водозбору та дзеркала. Такий показник назвали питомим водозбором:

$$\Delta F = \frac{F_e}{F_o}.$$

Озера характеризують також за допомогою певних морфологічних елементів (рис. 2.70). Вони знаходяться в межах котловин (1). Частини котловин є їх ложем (2), а частини берегами (береговими областями — 3). З часом формується характерний профіль берегової зони озера (рис. 2.70, б). В ньому виділяють береговий уступ (яр — 4), узбережжя (5), берегову відмілину (6), її абразійну (7) та акумулятивну (8) частини і підводний відкіс (9). Рівні в озері змінюються від нижчого (10) до вищого (11). В основі котловини (профіля) лежать корінні породи (12). Розвиток профіля починався від початкової форми берега (13).

Мілководну прибережну частину озера називають літораллю. Підводний відкіс — сублітораллю. Глибоководна частина озера це пелагіаль, а її дно — профундаль.

Основним фактором формування яру, відмілини і характерного профіля берега в цілому є діяльність хвиль. Вона може активізувати інші схиліві процеси. На транспорт наносів впливають також поздовжберегові течії. Всі процеси переробки берегів озер розвиваються у відповідності до їх основних характеристик і геологічної будови даної території. Закономірності переробки берегів та основні їх типи вивчає спеціальний розділ озерознавства.

2.5.3. Термічний режим озер

Термічний (температурний) режим озер залежить від особливостей клімату місцевості і їх теплового балансу. Він визначає розвиток багатьох гідрологічних процесів в них. Розглянемо рівняння, що включає лише основні складові балансу:

$$R + Q_{\text{т.а.}} + Q_{\text{вип.}} + Q_{\text{т.д.}} = \pm Q_{\Delta t}, \quad (2.57)$$

де R — радіаційний баланс поверхні озера за період часу Δt ; $Q_{\text{т.а.}}$ — теплообмін з атмосферою; $Q_{\text{вип.}}$ — тепло пов'язане з випаровуванням та конденсацією; $Q_{\text{т.д.}}$ — теплообмін з дном; $\pm Q_{\Delta t}$ — зміна запасів тепла, що виражаються у змінах температури води. Додатковими складовими теплового балансу є: тепловий стік річок; тепло пов'язане з утворенням та таненням льоду; тепло біологічних та біохімічних процесів та інші. Основним джерелами поступання тепла є пряма та розсіяна сонячна радіація, що складає до 90-98% приходу. Навесні, коли температури повітря вищі ніж води, до 8-10% приходу тепла може складати $Q_{\text{т.а.}}$. У витратах переважає тепло, що іде на випаровування (45-75%). Ефективне випромінювання дзеркала озера може складати 25-35% витрат. Турбулентний обмін з атмосферою впливає на витрати у періоди пониження температур повітря відносно води (до 2-18%).

Термічний режим озер виражається у характерних змінах поля температур води. Характеризувати це поле повністю і детально дуже важко. Тому часто використовують генералізовані характеристики розподілу температур на вертикалях і у вертикальних розрізах.

Вертикальний розподіл температур є основною характеристикою термічного режиму озера. На рис. 2.71 показані характерні типи розподілу. Як бачимо, найбільш складний режим мають озера помірного клімату. Він впливає на виділення гідрологічних пір року, тобто на весь гідрологічний режим.

На початку зимового періоду в мілких озерах вода охолоджується майже до 0°C . В крупних озерах до глибин у декілька десятків метрів вода змінює температуру від 0°C (поверхня) до $+0,5^{\circ}\text{C}$. Біля дна температури тут можуть складати $2-3^{\circ}\text{C}$. В цих озерах велика маса води охолоджується поступово і мінімум температур настає перед весняним прогрівом. Після вскриття в глибоких озерах прогрів спочатку відбувається при зворотній температурній стратифікації. При слабкому перемішуванні (штиль) може формуватися весняна дихотермія — заглиблений мінімум температури. Мілкі водойми можуть прогріватися за рахунок радіації, що проникає через лід та за рахунок теплообміну з дном. Тому при вскритті вони вже досягають весняної гомотермії, а потім досить швидко переходять до прямої температурної стратифікації. В центральних глибоководних областях крупних озер весняна гомотермія формується довго і може бути досягнута лише на початку чи навіть у середині літа. Тривалість та інтенсивність весняного перемішування дуже важливі для розвитку життя, тому що в цей час відбувається збагачення

глибинних вод киснем і формується рівномірний розподіл біогенних елементів.

Гомотермія у неглибоких водоймах за рахунок інтенсивного перемішування вітром влітку може утворюватись не тільки при 4°C , але і при більш високих температурах. В період літнього прогрівання температурне розшарування і стійкість шарів води зростають. Тому характерною стає пряма літня температурна стратифікація. З нею пов'язаний розвиток трьох характерних вертикальних зон, які відрізняються температурними, гідрохімічними та гідробіологічними умовами (рис. 2.71). Епілімніон (верхній шар озера) відрізняється підвищеною температурою і як правило добре перемішаний. Тут є достатньо кисню, споживних речовин, розвинуте життя. Металімніон (термоклин, шар температурного стрибка) характеризується різким пониженням температур і великою стійкістю шарів води. Його потужність від декількох дециметрів до декількох метрів. Різниця значень температур може досягати 20°C та більше. Гіполімніон — холодна інертна зона. Характеризується дефіцитом кисню і слабким розвитком життя.

Влітку у ранкові години приповерхневі шари води озер можуть дещо охолоджуватися. Виникає явище літньої мезотермії — заглибленого максимуму. Його заглибленню сприяє також вертикальна конвенція.

Моментом максимального нагріву озер закінчується літній період і починається осіннє охолодження. Спочатку воно відбувається при прямій температурній стратифікації. В мілководних озерах швидко, а в крупних — поступово досягається стан осінньої гомотермії. При цьому відбувається осіннє конвективне перемішування вод. Далі настає період зимового охолодження, переходу до зворотної температурної стратифікації і розвитку льодових явищ.

В межах літоралі крупних озер помірного клімату вода навесні прогрівається набагато швидше ніж у центральних, глибоководних частинах (пелагіаль). Тому їх повинні розділяти області води з температурою найбільшої густини ($+4^{\circ}\text{C}$). Ці майже вертикальні шари води отримали назву — термічний бар (термобар). Він ніби ізолює різні типи вод. В його межах відбувається опускання приповерхневих шарів води, що створює специфічну циркуляцію. Прибережну зону, яка швидко реагує на зміни температур повітря, називають теплоактивною областю (ТАО), а глибину — теплоінертною (ТІО). Ці області та термобар відображені на рис. 2.72. Восени теплоінертна область зберігає запас тепла і підвищеної температури води. Описані явища також мають свій режим розвитку, який є складовою термічного режиму озер.

Особливим температурним режимом характеризуються соляні озера. Їх головними відмінностями від прісних є значна (потужна) стратифікація, менша теплоємність солоних вод і від'ємні температури замерзання. Значне наростання густини з глибиною пов'язане з відносним опрісненням приповерхневих шарів. Глибинні шари ропи характеризуються значною тепловою інерцією. Наприклад у соляних озерах холодного клімату на глибинах можуть постійно підтримуватися від'ємні температури (до -20°C).

Під такою водою існують замерзлі донні відклади або багаторічна мерзлота. У більш теплому, але різко континентальному кліматі існують глибинні води з температурами $+5$ — $+10^{\circ}\text{C}$ на протязі року. У мілких соляних озерах теплому клімату влітку тонкий шар опрісненої води на поверхні може створювати парниковий ефект. Придонний шар ропи може нагріватися при цьому до 50 - 60°C , а донні відклади ще більше. У жаркому континентальному кліматі не опріснені приповерхневі шари можуть влітку прогріватися до таких же температур, а взимку охолоджуватися до -10 — -20°C . Тому річна амплітуда температур може досягати 60 - 90°C .

Існують класифікації озер за термічним режимом, які розробляються і деталізуються з кінця XIX століття. У 1895 році швейцарський лімнолог Ф.Форель поділив озера світу на три термічних типа:

1) полярні (температура на протязі року менше $+4^{\circ}\text{C}$, зворотна температурна стратифікація, циркуляція влітку);

2) помірні (влітку температури перевищують $+4^{\circ}\text{C}$, пряма температурна стратифікація; взимку температури менше $+4^{\circ}\text{C}$, зворотна стратифікація; перемішування переважно навесні та восени під час гомотермії);

3) тропічні (температура на протязі року перевищує $+4^{\circ}\text{C}$, пряма стратифікація, перемішування взимку).

Пізніше це класифікація була уточнена і розширена. Були добавлені субполярний та субтропічний тип.

У 1956 році Хатчісон та Лефлер запропонували свою класифікацію. В її основу було покладено число повних періодів циркуляції (перемішування) на рік, враховуючи зв'язок цих процесів з кліматичними умовами. У першу чергу озера були поділені на голоміктичні та мероміктичні (гр. *holos* — весь, англ. *mix* — змішувати, перемішувати). У перших перемішування охоплює всю товщу води. До мероміктичних (перемішаних лише частково, у приповерхневих шарах) відносяться в основному соляні озера. Серед голоміктичних озер у позатропічній зоні виділено диміктичні, холодні мономіктичні та теплі мономіктичні озера (подібно до класифікації Фореля). У тропічній зоні виділено поліміктичні (багаточисельні перемішування, характерні для саван та гірських тропічних лісів) і олігоміктичні (перемішування відбувається дуже рідко, характерно для деяких озер вологих тропічних лісів). У полярній зоні озера аміктичні — весь час вкриті льодом, вода в них не перемішується.

2.5.4. Льодовий режим озер

За характером льодового режиму озера поділяють на чотири групи: 1) без льодових явищ; 2) з нестійким льодоставом; 3) зі стійким льодоставом; 4) з льодоводством на протязі всього року. Льодові явища на озерах третьої групи поділяються на три фази (як і для аналогічних річок): 1) замерзання; 2) льодостав; 3) скресання. Дослідження льодових явищ озер мають велике практичне значення. Взимку деякі з них можна використовувати як тимчасові дороги, аеродроми та ін.

В одних кліматичних (погодних) умовах крупні, глибокі озера замерзають інакше ніж малі та мілкі. Останнім необхідно лише декілька діб з від'ємними температурами повітря для того щоб утворився первинний льодовий покрив. Це відбувається в основному шляхом змерзання заберегів. При різкому похолоданні льодяна кірка може утворитися за одну ніч.

У великих озерах утворення льоду можливе лише після досить тривалого періоду переохолодження поверхневих шарів води. Вітер може зруйнувати молодий льодовий покрив. Тут можуть спостерігатися усі первинні форми льоду (див. 2.1). Потужні забереги називають припаєм. Утворення внутріводного льоду характерне для хвилеприбійних зон. Тут же виділяються особливі льодові утворення (явища): бризове зледеніння, льодові наплески, льодові вали (до 2-3 метрів), льодова галька утворена з шуги та інші. З накопиченням в озері льодового матеріалу може виникнути своєрідний осінній льодохід (під дією вітру).

Формування льодоставу починається на мілководдях та у затишних бухтах. На самих крупних озерах замерзання розтягається на 2-3 місяці, а на самих глибоких частинах льодостав може так і не утворитися.

Структура та потужність льоду під час льодоставу залежить від величини озера та конкретних умов розвитку льодових явищ у даному році. На великих озерах частіше зустрічається зернистий лід з торосами. Він утворюється від змерзання шуги та окремих крижин. Тороси в основному мають висоти до 2 м, але деколи і до 6 м.

В цілому можна виділити три основні форми озерного льоду:

- 1) водний — прозорий, кристалічної структури, утворюється при штилі;
- 2) водно-сніговий (наслуз) — мутний, білуватий, утворюється внаслідок змерзання води, що виступала по тріщинах, та снігу; до нього близький зернисто-шуговатий, що виникає при сильному хвилюванні;
- 3) сніговий — утворюється при підтаюванні та замерзанні снігу та льоду.

Наслуз може утворитися за рахунок тиску снігового покриву великої потужності. Озерний лід часто має шарувату будову.

На протязі зими льодовий покрив зазнає деформації. Можуть виникати тріщини термічного та динамічного походження. При стійких морозах лід стискається і розривається на окремі поля. При потеплінні поля змикаються і підсуваються, утворюючи тороси. Ширини тріщин в основному складають десятки сантиметрів, але можуть досягати і декількох метрів. Їх утворення супроводжується звуками, що нагадують постріли чи вибухи, тільки більш протяжні. Динамічні тріщини можуть виникати при сильному вітрі або при пониженні рівнів — біля берегів. Тріщини можуть поступово заноситися снігом і перемерзати. Потужність льодоставу змінюється від декількох сантиметрів до 2-3 м у суворих кліматичних умовах.

Скресання озер відбувається під дією термічних та динамічних факторів. Теплові переважають для малих озер. Найшвидше підтаює прозорий кристалічний лід. Водно-сніговий лід має більше альbedo, менше пропускає тепло і тане повільніше. Біля берегів утворюються закраїни. Вскриття малих озер запізнюється порівняно з оточуючими річками на один-два тижні.

Процес вскриття великих озер розтягається на 1,5-2 місяці. Для них важливу роль грає вітер. Основна маса льоду тане «на місці», частина викидається на береги, а частина виноситься річками. Для останніх може бути характерним явище другого весняного льодоходу (перший — власний, другий — озерний).

2.5.5. Динаміка озер

Як і для інших водойм, основними різновидами динаміки озер є хвилі, течії та перемішування.

Основними факторами розвитку вітрових хвиль в озерах є швидкість вітру, тривалість його дії, розгін, глибини на шляху розгону та конфігурація берегової лінії. Для характерних розмірів озер швидкість та напрямок вітру можна рахувати постійними (повітряні маси, що рухаються набагато більші ніж озера за площею) у кожен момент часу. Тому їх можна визначати за даними спостережень берегових метеостанцій. На крупних озерах вітер розвиває хвилювання до сталого за декілька годин (8-10 годин). Після припинення його дії хвилювання швидко затухає. Хвилі зибу утворюються рідкою. Максимальні висоти вітрових хвиль досягають 5-6 м (оз. Ладозьке, оз. Мічиган). На малих озерах вона складає до 0,5 м. Параметри хвиль можна визначати за формулами В.Г. Андреенова:

$$h = 0,0208 W_*^{5/4} \cdot L^{1/3} \quad (2.58)$$

та
$$\lambda = 0,304 W_* \cdot L^{1/2} \quad (2.59)$$

де h — висота хвилі (м); λ — довжина (крок) хвилі (м); W_* — швидкість вітру (м/с); L — розгін (км). При добре вираженій стратифікації в озерах виникають також внутрішні хвилі.

Під впливом денівеляцій (перекосів) водної поверхні в озерах виникають сейші. Основні фактори денівеляцій — різкі зміни атмосферного тиску (проходження циклонів) та вітер (згони та нагони). В озерах можуть розвиватися як одновузлові, так і двох- та багатовузлові сейші. Їх можна орієнтовно розраховувати за такою формулою:

$$\tau = \frac{2L_{oz}}{n\sqrt{gh}}, \quad (2.60)$$

де L_{oz} — довжина озера; n — кількість вузлів; h — глибина озера. На рис. 2.73 показано графік сейш оз. Байкал. Періоди сейш на крупних озерах складають від десятків хвилин до десяти та більше годин, зокрема на Байкалі до 4-6 годин. Амплітуди в основному складають десятки сантиметрів, але у виключних випадках можуть досягати 1-2 метра. У стратифікованих озерах також можуть виникати внутрішні сейші. Сейші супроводжуються течіями. У відкритих акваторіях їх швидкості — декілька см/с. Але у вузьких затоках та протоках можуть досягати 0,5-1 м/с і, навіть 2-3 м/с. Наприклад у протоці озера Велике Ведмеже (Канада) такі течії деколи перешкоджають утворенню льодового покриву навіть у суворі зими. Весь комплекс сейшевих рухів

впливає на коливання температур, вмісту газів, зважених часток в озерах. Він сприяє турбулентному перемішуванню, водообміну між відкритими та прибережними акваторіями. Таким чином сейші впливають на гідрологічний режим озер.

Течії в озерах відрізняються від океанічних своїми масштабами, ступенем постійності та системою діючих сил. Постійними можуть бути практично тільки стокові. Тим не менше різноманітність течій досить велика. За Т. Філатовою можна виділити такі їх види:

1) вітрові (дрейфові) — виникають у приповерхневих шарах і супроводжуються компенсаційними глибинними протитечіями;

2) хвильові (стоксові) течії — складова (особлива) частина дрейфових, пов'язана з поступальним рухом води одночасно з орбітальними рухами часток у хвилях;

3) сейшеві;

4) густинні — пов'язані з нерівномірним розподілом температури та мінералізації води;

5) стокові — викликані нахилом водної поверхні за рахунок притоку води в озеро, або стоку з нього;

6) бароградієнтні компенсаційні, спостерігаються при перекосах рівня внаслідок різниці атмосферного тиску на різні частини озера;

7) інерційні — існують після припинення дії сили, що викликала течію;

8) поздовжберегові вітрові та хвилеприбійні.

Швидкості дрейфових течій досягають 50 см/с. Їх можна орієнтовно визначати за формулою:

$$v_{\tau} = K \cdot W_{\epsilon} \quad (2.61)$$

де W_{ϵ} — швидкість вітру; K — коефіцієнт, що складає 0,01-0,02. Компенсаційні до дрейфових течії мають швидкості до 10-20 см/с. Вітрові течії впливають також на перемішування. Воно може мати характер впорядкованої конвекції (рис. 2.74). На поверхні озера при цьому видно довгі паралельні смуги. Відстань між ними може складати 1-12 м (деколи до 20 м). Причиною виникнення цього явища є охолодження води за рахунок дії вітру, який, зокрема, сприяє збільшенню випаровування і відтоку захованої теплоти. Охолоджені приповерхневі шари опускаються, що викликає конвенцію.

Густинні течії найкраще розвинуті у великих глибоких озерах. В основному вони пов'язані з процесами нагрівання та охолодження теплоактивної та теплоінерційної областей. На основний напрямок густинної циркуляції (береги — центр) впливає сила Каріоліса. Тому вона стає замкненою у вигляді кола (по фігурі озера). Вона відбувається у північній півкулі навесні проти годинникової стрілки, а восени — за нею. Такою циркуляцією можуть бути охоплені шари до 50 і навіть 100-150 м. Швидкості у поверхневих шарах досягають 20-30-50 см/с.

Стокові течії характеризуються швидкостями до 10-20 см/с. Крім того на них значний вплив здійснює вітер. Тому вони проявляються на фоні дрейфових. Найбільше вони виражені у транзитних (проточних) водоймах.

Перемішування в прісних озерах значною мірою пов'язане з процесами нагрівання та охолодження. Воно охоплює всю їх глибину. В тропічних та полярних озерах такого явища не спостерігається. Тут, а також в помірних широтах влітку, переважає вимушене (вітрове) перемішування. Перемішування в соляних озерах виражено менше. У найбільш глибоких озерах конвективне перемішування охоплює лише верхні шари до горизонтів 150-300 м. Воно сприяє також, як ми бачили, створенню густинних течій і горизонтальному перемішуванню.

2.5.6. Водний режим озер

Основні фактори водного режиму озер зручно аналізувати за допомогою рівняння водного балансу. Воно може бути записано в об'ємних одиницях або в шарах. Запишемо перший вид рівняння:

$$x + y_{\text{пр}} + y_{\text{гр}} + k - y_{\text{ст}} - y_{\text{ф}} - z = \pm \Delta u, \quad (2.62)$$

де x — опади на дзеркало озера; $y_{\text{пр}}$ — поверхневий притік з водозбора; $y_{\text{гр}}$ — підземний притік; k — конденсація на дзеркало озера; $y_{\text{ст}}$ — поверхневий стік (відтік); $y_{\text{ф}}$ — фільтрація (підземний стік); z — випаровування; $\pm \Delta u$ — зміни запасів води (об'єму озера) за рахунковий період часу Δt . Поверхневий відтік та фільтрація з озера залежать від рівня води в ньому:

$$y_{\text{ст}} = f(H); \quad (2.63)$$

$$y_{\text{ф}} = f(H). \quad (2.64)$$

Для того, щоб перейти до запасу у шарах необхідно об'ємні складові балансу віднести до площі озера. Деякі складові одразу визначаються у шарах.

$$x + \frac{y_{\text{пр}}}{F} + \frac{y_{\text{гр}}}{F} + K - \frac{y_{\text{ст}}(H)}{F} - \frac{y_{\text{ф}}(H)}{F} - z = \pm \Delta H, \quad (2.65)$$

де F — площа дзеркала за даний період (Δt).

Якщо прийняти, що підземний притік та відтік приблизно збалансовані і малі, а також знехтувати K , то отримаємо:

$$x + \frac{y_{\text{пр}}}{F} - z - \frac{y_{\text{ст}}(H)}{F} = \pm \Delta H, \quad (2.66)$$

За багаторічний період коливання рівня (зміни об'єму) озера збалансовані, $\pm \Delta H \rightarrow 0$. Тоді:

$$\bar{x} + \frac{\bar{y}_{\text{пр}}}{F_0} = \bar{z} + \frac{\bar{y}_{\text{ст}}(H_0)}{F_0}. \quad (2.67)$$

При цьому H_0 називають рівнем рівноваги, а F_0 — середня багаторічна площа дзеркала озера. Для безстічного озера рівняння приймає вигляд:

$$(\bar{z} - \bar{x})F_0 = \bar{y}_{\text{пр}}. \quad (2.68)$$

Любе озеро являє собою саморегульовану систему. Наприклад при збільшенні рівнів збільшується відтік, а також площа озера та випаровування з неї. При зменшенні поступання вод саморегуляція спрацьовує в іншому напрямку.

Прихідна та витратна частини водного балансу озера віднесені до його об'єму є непрямым показником процесів заміни води в ньому. Для характеристики їх інтенсивності вводять коефіцієнт зовнішнього водообміну:

$$K_{\text{з.в.}} = \frac{\sum a_{\text{прих.}}}{V} = \frac{\sum a_{\text{витр.}}}{V}, \quad (2.69)$$

де $\sum a_{\text{прих.}}$ — сума складових прихідної частини балансу; $\sum a_{\text{витр.}}$ — сума витратних складових. $K_{\text{з.в.}}$ розраховують для періоду часу Δt . Якщо він відносно невеликий, то $K_{\text{з.в.}} < 1$, якщо ж достатньо великий, то $K_{\text{з.в.}} > 1$. Період часу для якого $K_{\text{з.в.}} = 1$ називають періодом умовного водообміну ($\Delta t_{\text{у.в.}}$). Ці показники залежать від величини (об'єму) озера у порівнянні з дією зовнішніх факторів (наприклад питомим водозбором — ΔF). Інтенсивність дійсних процесів обміну різна в різних частинах озера. Найбільш активно змінюються приповерхневі шари та прибережні води. Період умовного водообміну у найкрупніших озер досягає сотень років (оз. Байкал — $\Delta t_{\text{у.в.}} = 300-380$ років, $K_{\text{з.в.}} \approx 0,02-0,03$; Каспій — $\Delta t_{\text{у.в.}} > 200$ років). Для середніх озер він складає роки та десятки років (в середньому для всіх озер світу $\Delta t_{\text{у.в.}} \approx 17$ років). Вода в дрібних проточних озерах може замінюватися за 10-15 годин.

Структура водного балансу озер (співвідношення між основними складовими) залежить від природних умов, в яких вони знаходяться. Тому вона, як і водний режим, підкоряється закону географічної зональності. Озера вважають індикаторами клімату місцевості, його вікових змін. Багато їхніх характеристик залежить від цього. В областях достатнього і надлишкового зволоження як правило переважають та , хоча можуть існувати верхові озера, що живляться в основному опадами. В областях недостатнього зволоження зменшується кількість стічних озер, у витратній частині балансу переважає випаровування. У прихідній частині в залежності від особливостей клімату і питомого водозбору співвідношення притоку та опадів може бути різним. Притік і стік води у всіх зонах в основному здійснюється поверхневим способом. Озера зі значним підземним живленням або стоком зустрічаються рідко і для цього повинні бути особливі умови (причини).

Головні риси залежності водного балансу та водного режиму озер від природних умов були використані Б.Б. Богословським для створення відповідної їх класифікації.

Групи:	Стокові			Випаровуючі		
Типи:	СП	СН	СД	ВП	ВН	ВД

СП — стоково-приточні (оз. Ері: $y_{ст.} = 87\%$; $y_{пр.} = 99\%$);

СН — стоково-нейтральні (оз. Онезьке: $y_{ст.} = 86\%$; $x = 28\%$; $y_{пр.} = 72\%$);

СД — стоково-дощові (дрібні верхові озера зволжених територій);

ВП — випаровуючі-приточні (оз. Чад: $z = 100\%$; $y_{пр.} = 88\%$);

ВН — випаровуючі-нейтральні (оз. Чани: $z = 100\%$; $y_{пр.} = 43\%$; $x = 57\%$);

ВД — випаровуючі-дощові (оз. Вікторія: $z = 83\%$; $x = 86\%$).

Існують також повністю нейтральні озера. Наприклад оз. Балатон: $y_{пр.} = 58\%$; $x = 42\%$; $y_{ст.} = 42\%$; $z = 58\%$.

Мінливість водного балансу призводить до змін рівнів води в озерах. Існують також короточасні, особливі коливання рівнів пов'язані з перерозподілом заданого об'єму в різних частинах озера (згонно-нагонні, сейшеві, бароградієнтні).

Коливання пов'язані зі змінами водного балансу (об'єму води в озері) можна поділити на 1) вікові та багаторічні; 2) сезонні.

Сезонні коливання, як і у річок, залежать від основних джерел живлення (рис. 2.75). Особливості коливання залежать також від морфометричних характеристик самого озера та його водозбору. Амплітуди коливань пропорційні питомому водозбору.

Вікові коливання рівнів — найбільш яскрава риса водного режиму озер. Їх вивчення може служити також непрямым доказом існування кліматичних змін зволоженості територій. Тому якщо річки, за О. Воєйковим, є продуктом клімату, то озера можна назвати його індикатором. Такого роду дослідження проведені для різних територій. Причини дуже довготривалих коливань можуть бути також тектонічними та іншими. В сучасних умовах все більше впливає антропогенний фактор. Короточасні (анемобаричні) коливання рівнів крупних озер складають десятки сантиметрів, але деколи можуть досягати 1-2 м. Їх тривалість складає від декількох годин до 2-3 діб. Серед другорядних коливань деколи виділяється один основний пік. Коливання пов'язані з ходом швидкості вітру.

Озера впливають також на водний (і весь гідрологічний) режим річок, що з них витікають.

2.5.7. Гідрохімічні та гідробіологічні особливості озер

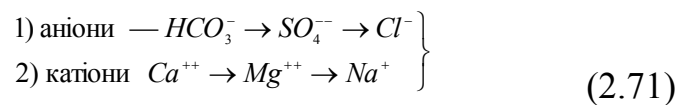
За середньою мінералізацією вод озера поділяють на прісні (мінералізація до 1‰), солонуваті (1-25‰) та солоні (понад 25‰). Найменшу мінералізацію мають озера зони надлишкового та достатнього зволоження.

Загальний вміст солей в озері визначають його сольовим балансом:

$$S_{пр.} + S_{гр.} + S_a - S_{ст.} - S_{ф.} - S_{в.} - S_{ос.} = \pm \Delta S, \quad (2.70)$$

де $S_{\text{пр.}}$ — прихід солей з поверхневим притоком вод; $S_{\text{тр.}}$ — прихід з підземними водами; S_a — прихід з атмосферними опадами; $S_{\text{ст.}}$ — витрати разом з поверхневим стоком; $S_{\text{ф.}}$ — разом з фільтрацією вод; S_v — винос вітром; S_{oc} — осадження на дно; $\pm \Delta S$ — зміни запасу. Як бачимо сольовий баланс тісно пов'язаний з водним. Для прісних озер основне значення мають $S_{\text{пр.}}$ та $S_{\text{тр.}}$. Для досить мінералізованих озер посушливих областей зростає роль $S_{\text{тр.}}$, а також S_{oc} в межах основної частини і особливо у мілководних затоках.

При зростанні мінералізації озер по мірі переходу від зволжених до посушливих областей (або по мірі засолення озер) відбуваються певні зміни їх сольового складу — метаморфізація вод. За схемою М. Валяшко відбувається поступова заміна переважаючих в розчині іонів:



При розпрісненні вод відбувається зворотній процес.

У гідрохімічному режимі озер значну роль грають також розчинені гази. Розподіл O_2 та CO_2 по вертикалі залежить від термічної та сольової стратифікації, перемішування, розвитку життя та інших факторів. У сильно прогрітих влітку (неглибоких) озерах, з розвинутим життям, основна кількість кисню знаходиться у приповерхневому шарі (епілімніоні), де він виробляється фітопланктоном і поступає з повітря. Натомість вміст CO_2 наростає з глибиною. Сезонні коливання їх вмісту значні. Взимку кількість O_2 різко знижується, а CO_2 — росте. У глибоких озерах, зі слабким розвитком життя, прозорою та прохолодною водою, насичення основними газами достатнє і рівномірно розподілене (рис. 2.76).

Особливі гідрохімічні процеси відбуваються у соляних (мінеральних) озерах. Якщо вони вміщують ропу (близькі до насичення солями), то при періодичному досягненні насичення відбувається садка солей. Озера стають самосадочними. Їх поділяють на карбонатні, сульфатні та хлоридні. Осаджені солі бувають досить різноманітні. Вони утворюють донні поклади. Деякі з них розробляються людиною як родовища.

Біологічна класифікація озер побудована на врахуванні умов харчування гідробіонтів — трофічності. Озера поділяють на оліготрофні (гр. *oligos* — мало), евтрофні (гр. *eu* — добре) та дистрофні (гр. *dys* — недостатньо). У водах першого типу озер мала кількість біогенних елементів, життя розвинуте слабо, у донних відкладах переважають мінеральні частки. Евтрофні озера відрізняються великим вмістом біогенних елементів, значним розвитком фітопланктону та макрофітів. Це призводить до неповного колообігу речовин та відкладання потужних товщ донних намулів, збагачених на органіку. До дистрофних відносять переважно озера із заболоченими водозборами. Їхні води вміщують значну кількість гумінових кислот, які не дають розвиватися гідробіонтам. Останні представлені

переважно мохами. З часом дистрофні озера переважно заторфовуються і перетворюються на болота.

Природний хід розвитку основної частини озер відбувається від оліготрофних до евтрофних та дистрофних, а далі до боліт. Зміни географічних умов можуть перервати і видозмінити цей процес. Тому існують перехідні типи озер (мезотрофні та інші). Він також може інтенсифікуватися людиною. Явище антропогенного евтрофування широко розвинуте, охоплює навіть крупні озера і створює серйозні екологічні проблеми.

Розвиток гідробіонів тісно пов'язаний як з загальними екологічними умовами (факторами) так і з особливостями гідрологічного режиму озер та їх частин. Найбільш яскраво сезонні зміни проявляються в озерах помірних широт. Особливою послідовністю процесів є заростання відносно невеликих озер. Вони розвиваються за багаторічні періоди.

2.5.8. Донні відклади озер

В озерах поступово накопичуються наноси, розчинені речовини, рештки організмів. Все це призводить до утворення специфічних донних відкладів. Накопичення останніх у свою чергу призводить до змін форми котловин та гідрологічного режиму озер. Розрізняють автохтонні та алохтонні компоненти донних відкладів. Автохтонні включають продукти руйнування берегів, осади, рештки гідробіонів. Алохтонні поступають з водами річок, з вітром, внаслідок діяльності людини та іншими шляхами. Характер процесів поступання наносів і формування донних відкладів можна аналізувати за допомогою рівняння седиментаційного балансу. Можна також окремо аналізувати баланс наносів в озері.

Частки донних відкладів (а за їх переважанням) і самі відклади за походженням поділяють на теригенні, хемогенні та біогенні. Теригенні — поступають з території суходолу (водозбору). Для більшості прісноводних озер переважними видами донних відкладів біогенного типу є: 1) сапропелі; 2) торф'янисті або гумінові намули.

Сапропелі (гнилуваті намули) — складаються в основному з тонкого детриту — залишків планктону з домішками решток вищої водної рослинності та мінеральних часток. Відкладаються у відкритих частинах водойм. В мілководних частинах та захищених від вітру ділянках може відкладатися грубий детрит — рештки макрофітів. Сапропелі утворюються переважно в евтрофних озерах малої та середньої глибини лісової зони. Їх потужність може досягати 20-40 м. Сапропель використовується у сільському господарстві, медицині, промисловості.

Торф'янисті (гумінові) намули утворюються також в озерах лісової зони, але переважно дистрофних. Озера поступово заростають. Структура донних відкладів груба, лапата, торф'яниста.

У прісних озерах можуть утворюватися і деякі мінеральні відклади. Наприклад — залізисті, вапнякові. Можуть утворюватися озерні залізні руди, що мають промислове значення. У накопиченні любых донних відкладів

простежується періодичність сезонного та багаторічного характеру. Вона відображається в утворенні шаруватості. За нею можна визначати вік відкладів, а деколи і особливості умов їх утворення. Частки донних відкладів зазнають складних фізичних, хімічних та біологічних перетворень.

На літоралі відкладаються більш грубі частки, переважно теригенні. Умови для створення намулів тут не сприятливі. В межах профундалі відкладаються найбільш дрібні частки. Вони відрізняються і за хімічним складом, а також за вмістом органічних решток (речовин).

Особливими є донні відклади соляних (мінеральних) озер. Про них ми вже згадували у 2.5.7. Найбільше промислове значення мають відклади галіта (NaCl), мірабіліта ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), соди ($\text{NaCO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$; Na HCO_3), гіпсу ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Особливу групу донних відкладів соляних озер складають лікувальні грязі — пелоїди (гр. *pelos* — грязь, намул). У їх складі переважають мінеральні елементи. Вони вміщують бактеріофаги та антибіотики.

Особливості утворення донних відкладів озер в кінцевому результаті залежить від загальних географічних умов. Найбільш загальною особливістю є формування прісноводних намулів зі значним вмістом органічної речовини в зоні достатнього зволоження і мінералізованих відкладів в областях недостатнього зволоження. Найбільша потужність відкладів в озерах лісових зон. В цілому можна виділити три характерних зони: 1) зона тропічних та субтропічних прісних озер; 2) зона солонуватих та мінеральних озер посушливих областей; 3) зона прісних озер тундри та лісів помірного клімату.

Г і д р о л о г і я о с о б л и в и х т и п і в в о д н и х о б ' є к т і в

Поняття про основні типи водних об'єктів з одного боку має об'єктивну основу (розповсюдженість, частка від об'єму гідросфери), а з другого — суб'єктивну (важливість для людей, історію досліджень). Суб'єктивізм, зокрема, полягає в тому, що ми не користуємось якоюсь чіткою і однозначною класифікацією водних об'єктів Землі (яка фактично ще відсутня). Якщо ж виділяти тільки характерні типи, то завжди залишаються перехідні, а також атипічні об'єкти і, нарешті, поза розглядом залишається питання ієрархії (різних рангів, рівнів будови, і навіть просто розмірів). Таким чином особливість об'єктів, що будуть розглянуті у даному розділі, дещо відносна, а також може бути пов'язана з різними обставинами, показниками. Для одних це буде значний вплив рослинності, для інших — змішаний гідрологічний режим, для третіх — штучне походження та особливі характеристики і т.д. Оскільки вся різноманітність об'єктів дуже велика, постільки ступінь розвитку їх гідрологічних досліджень різний. В даному розділі будуть наведені лише окремі приклади, і фактично всі по поверхні суходолу. Це пов'язано як з більшою різноманітністю умов, так і з відносно більшою значимістю для людей. Найбільш розвинутими є гідрологія боліт, водосховищ, гирл річок, меліоративна гідрологія. Слід

також відмітити, що в межах суходолу практично всі водні об'єкти (окрім крупних водойм) можна рахувати земноводними, тобто такими де і рідка вода і тверда речовина мають важливе значення для формування закономірностей їх розвитку.

2.6.1. Сніговий покрив

При відносно стійких від'ємних температурах повітря сніг, що випав на земну поверхню, залишається лежати на ній у вигляді снігового покриву. Загальна площа постійних та сезонних снігів (тимчасових) на Землі досягає 113 млн. км², тобто понад 22% від площі поверхні планети. В окремі дні сніг навіть не у горах може випадати в дуже низьких широтах (до 20-25° північної широти). Тобто це райони Північної Африки, Сирії, значної частини Флориди, Каліфорнії та інші. Сніговий покрив і сам впливає на клімат, а також на інші природні умови та процеси. В деяких районах світу потужність середньобогаторічного снігового покриву досягає 3-5 м. На Україні найбільші її значення спостерігаються у Карпатах (до 100-150 см), а найменші біля Чорного та Азовського морів (менше 10 см) та на півдні Криму (нестійкий).

Зі сніговим покривом пов'язані сніжники, лавини, процеси утворення льоду, формування снігового живлення річок, підземних вод, озер та інші. Він сам може бути досить складним утворенням і проходить певні стадії розвитку.

Сніжником називають нерухомі скупчення снігу, фірну та льоду в місцях захищених від сонця та вітру. Вони можуть бути сезонні (затримуються на першу частину літа) та постійні («перелітки»). Вони грають певну роль у живленні річок, формуванні мікроклімату та інших процесах.

Сніжні лавини (сніжні обвали) — це маси снігу, що стрімко сходять по крутим схилам і захоплюють з собою нові маси снігу. До основних груп факторів, що впливають на виникнення лавин відносять:

- 1) метеорологічні;
- 2) внутрішні (процеси в середині снігового покриву);
- 3) підстилаючої поверхні.

До метеорологічних факторів в першу чергу відноситься інтенсивне випадання значної кількості снігу. На його перерозподіл впливає вітер. Але за тривалі періоди вітер може також утворювати наст. Велику роль можуть грати відлиги. Вони сприяють сходженню так званих мокрих лавин, оскільки на межі снігу та схилу утворюється водяна плівка (змазка).

До внутрішніх факторів слід віднести утворення гладких льодових кірок та прошарків глибинного інею. У першому випадку при наступному випаданні снігу він дуже слабо затримується на схилах. Глибинний іней виникає внаслідок більш високих температур у нижніх шарах снігу. Водяна пара піднімаючись охолоджується і утворює майже не пов'язані між собою нові кристали льоду. Цей прошарок зменшує стійкість вище розташованих частин снігового покриву і збільшує імовірність сходу лавини.

Стан та характеристики підстилаючої поверхні можуть сприяти, або не сприяти сходу лавин. Гладкі поверхні, полегла за схилом довга трава, розсипи дрібного каміння — сприяють лавинам. Крупне каміння, чагарники — ні.

Таким чином для утворення лавини необхідно поєднання певних факторів які ослабляють зчіплення снігового покриву зі схилом. Стан покриву стає нестійким. Тоді достатньо найменшого, незначного впливу для того, щоб лавина зійшла.

За Г. Тушинським лавини поділяють на три основні типи: 1) осови (снігові осипи), 2) лоткові, 3) стрибаючі. Осовими називають ковзаючий широким фронтом сніг поза фіксованими руслами. Лоткові лавини навпаки — рухаються за строго фіксованими руслами. Біля підніжжя схилу вони утворюють конус виносу. Стрибаючі лавини рухаються по ярах (западинах) з ділянками відвісних схилів. Тут вони вільно падають на дно долини. Вони рухаються найбільш швидко. Це найбільш небезпечний вид лавин.

За дослідженнями в Українських Карпатах виявлено, що лавино-небезпечними є схили з крутизною понад 20° . Схили з крутизною $15\text{--}20^\circ$ називають потенційно лавинонебезпечними. Їх площі складають $12\ 000\text{ км}^2$ (приблизно половину всієї площі гір). Важливим фактором довжини пробігу лавин та потужності їх удару є глибина розчленування рельєфу. Вона може досягати $800\text{--}1000\text{ м}$ і сприяє формуванню потужних лавин з довжиною пробігу понад $3\ 000\text{ м}$. Особливістю лавиноутворення в Українських Карпатах є лісові лавини. Як правило, це відносно невеликі мокрі лавини. І взагалі переважна кількість лавин сходять у лютому та березні. Більшість з них пов'язано або з адвекцією тепла, або зі значними снігопадами та хуртовинами. У високогір'ях лавини сходять частіше і на протязі всієї зими.

2.6.2. Гідрологічні явища та процеси в зоні багаторічної мерзлоти та холодного клімату

Багаторічною («вічною») мерзлотою називають багаторічномерзлі породи (мерзлі породи), що вміщують лід, мають від'ємну чи нульову температуру, яка зберігається на протязі багатьох років, або навіть тисячоліть. Існує також сезонна мерзлота. Осередки гірських порід з додатними температурами і рідкою водою називають таликами. Буває також пошарове чергування мерзлоти та таликів — шарувата мерзлота. Загальна площа розповсюдження багаторічної мерзлоти перевищує 35 млн. км^2 (біля 24% площі суходолу). Потужність її в суворих кліматичних умовах може перевищувати 1000 м . В межах зони мерзлоти розрізняють області (підзони) суцільного, несучільного та острівного розповсюдження. У вертикальному розрізі виділяють: 1) діяльний шар (такий що відтаює влітку, потужність від 5 см до 5 м), 2) шар багаторічномерзлих порід з таликами та тріщинами; 3) шар порід з температурами вище 0°C .

Мерзлота впливає як на підземні так і на поверхневі води. Це, разом з кліматом, надає значну специфіку гідрологічним явищам та процесам.

Підземні води даної зони поділяють на надмерзлотні, міжмерзлотні та підмерзлотні. Їх вивчає гідрогеологія.

Підмерзлотні води знаходяться повністю у рідкій фазі і є напірними. Вони широко розповсюджені у гірських районах, масивах кристалічних порід та артезіанських басейнах. Дослідження режиму цих вод затруднено, що пов'язано з особливостями живлення та розвантаження під впливом мерзлоти.

Міжмерзлотні води включають рідку та тверду фазу. Переважає остання. Це підземні («викопні») льоди. Вони залягають в мерзлих породах у вигляді пластів, лінз, жил, клинів (потужністю від метрів до десятків метрів). Рідкі міжмерзлотні води можуть бути пластовими, карстовими та тріщинно-жилевими. Також вони пов'язані з таликами у давніх руслах, алювіальних відкладах. В зонах тектонічних порушень формуються також наскрізні міжмерзлотні талики. Існування рідких вод пов'язане як з їх постійним рухом (і перенесенням тепла), так і з підвищеною мінералізацією.

Надмерзлотні води поділяють на води діяльного шару та надмерзлотних таликів. Перші взимку перемерзають від поверхні. Цей процес може досягнути поверхні мерзлоти, або ні. При цьому прошарок рідкої води стає напірним. Основне джерело живлення надмерзлотних вод — це атмосферні опади.

Сезонний та багаторічний режим та динаміка вод в зоні багаторічної мерзлоти супроводжуються періодичним замерзанням, яке приводить до виникнення особливих природних (гідрологічних) явищ.

Пагорби пучення виникають внаслідок процесів міграції води та перемерзання вологих або насичених водою рихлих відкладів (торф, пісок, глина). Рихлі породи вбирають значну кількість води, а вона при замерзанні збільшується в об'ємі. Вбиранню води сприяє те, що сусідні води напірні.

Термокарст — це наслідок нерівномірного просідання, або провалу ґрунту та порід при таненні підземного льоду. Воно пов'язане або з тимчасовим (сезонним), або з багаторічним підвищенням температур повітря. Основна форма прояву термокарста — утворення западин. Вони як правило заповнені озерами. Їх поперечні розміри від метрів до багатьох кілометрів, глибини — від десятків сантиметрів до десятків метрів.

Найбільш розповсюдженими формами, пов'язаними з перемерзанням вод є наледі. Існують цілі розділи гідрогеології та гідрології суходолу присвячені їх дослідженням. Наледі можна поділяти на наземні та підземні, підмерзлотних, річкових та змішаних вод.

Підземні наледі являють собою лінзи відносно чистого льоду в ядрах пагорбів пучення. Вони поділяються на однорічні (сезонні) — в межах діяльного шару, та багаторічні — гідролакколіти. Перші мають висоти до 2 м і діаметр 60-80 м та більше. Крутизна їх схилів досягає 40°. Крупні багаторічні пагорби пучення з підземною наледдю у ядрі мають місцеву якутську назву — булгунняхи. Основним джерелом гідролакколітів є між- та підмерзлотні напірні води. Вони поступово руйнуються (починаючи з

південної сторони). В кінцевому результаті на їх місці утворюються озера протаювання.

Наземні (поверхневі) наледі зустрічаються в ярах, річкових долинах, на привододільних схилах, вододілах. Розміри їх можуть досягати декількох кілометрів квадратних, а потужність десятків метрів. В умовах природного розвантаження підземних вод наледі формуються постійно діючими джерелами, що прив'язані до регіональних зон розломів, або до вододільних інсоляційних таликів. У південній частині зони багаторічної мерзлоти наледі утворюються у підніжжях північних схилів та скелястих уступів гір.

В умовах промерзання водоносних систем зверху наледі формуються за рахунок прориву на поверхню напірних вод. Вони відносно невеликі.

Утворення та розвиток наледей поверхневих вод відбувається при закупорках русел річок шугою та льодом, перемерзанні, просіданні льодового покриву, утворенні торосів, змінах витрат води взимку та ін. Особливими є наледі біля країв льодовиків. Вони одні з найбільших. Також можуть замерзнути талі снігові води.

Наледі досить часто бувають спільного (змішаного) походження — від підземних та поверхневих вод. Розміри та форми наледей змінюються. Поверхня їх горбиста і має тріщини, за якими на поверхню виливається рідка вода. Схема річкової наледі представлена на рис. 2.77. Розповсюдження наледей залежить від характеру багаторічної мерзлоти в цілому та від рельєфу місцевості.

Особливим явищем є повне перемерзання ділянок (верхів'їв) річок, які можуть включати навіть значні водоспади. Взимку ці водоспади існують у замерзлій формі. Руйнування льоду на промерзлих ділянках відбувається своєрідно. Талі води течуть поверх льоду. Лід поступово руйнується і впливає окремими крижинами, або полями, у першу чергу на перекатах, де він має меншу потужність. На відносно крупних річках може спостерігатися двошарова течія вод (над та під льодом), а при тимчасових похолоданнях навіть трьохшарова. Це одна з найбільш яскравих особливостей режиму таких річок.

2.6.3. Селі

Селями (від арабського — бурхливий потік) називають короткочасні бурхливі паводки на тимчасових, або постійних водотоках з великими похилами дна, що складаються з суміші води і надзвичайно великої кількості рихлоуламкової породи. Розрізняють три основних типи селей: 1) грязеві; 2) грязекам'яні; 3) наносоводні (водакам'яні). Для перших двох видів об'єм твердої речовини складає більше половини загального об'єму суміші. Крім того, у грязевих потоках переважають частки наносів з діаметром значно менше ніж 1 мм. Наносоводні потоки вміщують частки різного діаметру, об'єм твердої фази складає менше половини від загального (але більше 20-25%). Наносоводні потоки в основному виникають при проходженні паводку по річці і значному розмиві її дна (зрушенні маси донних відкладів). За різними даними середня густина селевих мас складає від 1100 кг/м³ до 2 000 кг/м³ та

дещо більше. Концентрація власне твердого матеріалу в потоці при цьому досягає приблизно $1\,600\text{ кг/м}^3$. Вище цієї межі спостерігаються опливини (або, за іншою термінологією, зв'язані селі). Вони виникають внаслідок порушення рівноваги і переходу в стан текучості морен, конгломератних зсувних товщ та інших рихлоуламкових масивів. Їх рух ламінарний (на відміну від турбулентного у основних типів селей), або структурний — коли ядро потоку майже не деформується, а деформації мають місце лише у відносно тонкому градієнтному прошарку. Вони розповсюджуються по відносно невеликих похилах.

Виникненню селей сприяють:

- 1) достатньо круті схили та значні похили потоків;
- 2) поєднання умов накопичення значних мас рихлих відкладів з можливостями виникнення інтенсивних злив, або сніготанення;
- 3) прорив завальних, моренних (прильодовикових), надльодовикових озер, внутрільодовикових порожнин, а також виверження вулканів з льодовиково-сніговим покривом. Вулканогенні селеві потоки («лахари») пов'язані з різким таненням льодовиків та снігів на високих вулканічних конусах під час їх виверження. Існують також «холодні лахари», що пов'язані не з талими а зливовими дощовими водами.

Швидкість руху селей коливається від 2 м/с до 10 м/с та більше. Максимальні витрати можуть досягати декількох тисяч $\text{м}^3/\text{с}$. Об'єми виносу досягають мільйонів метрів кубічних, а маса окремих брил 10 т та більше. В таких умовах очевидною стає небезпека, яку несуть з собою селі. Їх руйнівна сила пов'язана також з тим, що при зіткненні з перешкодою вони не обтікають її, а, по можливості, пробивають наскрізь, що пояснюється їх гідродинамічними особливостями. Небезпека також пов'язана із можливостями занесення та замулення значних площ.

Селева маса грязевого потоку рухається у вигляді валу, досить крутого у лобовій частині («голова» потоку). Для грязе-кам'яних та водо-кам'яних селевих потоків характерний переривчастий рух кам'яної маси, пов'язаний з періодичним зменшенням та збільшенням швидкостей течії. Це явище обумовлене процесами масових зупинок (осадження) каміння, їх нагромадженням і наступним проривом нагромаджень. Цьому сприяють звуження та повороти русел. Таким чином селі може рухатися декількома хвилями. Висота валів може досягати $2\text{--}4\text{ м}$. Інтервал руху — декілька хвилин. Загальна тривалість селей в основному складає декілька годин, хоча може деколи перевищувати добу. Прориви впливають також на витрати селей.

Швидкість руху та концентрація наносів у селі залежать від об'ємів поступаючої води (величини потоку) та похилу його ложа. Наприклад концентрація наносів, за М.Мостковим, збільшується від 7% до 90% при збільшенні поздовжніх похилів русла від 5‰ до 300‰ .

Передбачити початок селю досить важко, оскільки він відбувається під впливом складної системи факторів в умовах потенційної нестабільності рихлих відкладів на крутих схилах. Цим селі подібні до лавин.

Селі виконують ерозійну, транспортну та акумулятивну роботу. Селеві русла характеризуються хаотичним нагромадженням матеріалу, врізаністю, наявністю селевих терас та валів. Останні являють собою берегові вали і складаються з найбільш крупних включень селевої маси. Вони залишаються свідками навіть дуже давніх селевих потоків. В нижній частині течії селі утворюють відклади у вигляді полів та конусів виносу. Положення русла тут дуже нестійке. Відклади можуть формуватися в різних місцевостях (навіть в лісі). Закономірності розвитку таких форм рельєфу ще досліджують.

На Україні селі проявляються в Українських Карпатах, Кримських горах і навіть на крутих схилах Дністровського каньйону. Особливістю Карпат є абсолютне переважання наносоводних потоків (транспортний процес за Ю.Б. Виноградовим). Їх випадки складають 65% від загальної кількості. Грязеві потоки формуються у 28% випадків (транспортно-здвиговий процес), а грязекам'яні лише у 7% випадків (здвиговий процес). Це пов'язано як з відносно малими висотами гір так і зі значною їх обводненістю. Останній фактор впливає також на те, що рихлі маси постійно вимиваються зі схилів. Тому для виникнення селей потрібна дещо більша їх крутизна (до 400-450‰).

2.6.4. Гідрологія водосховищ

Водосховищами називають штучні водойми, створені для накопичення та використання води, а також регулювання стоку річок та тимчасових водотоків. Історія створення водосховищ налічує майже 5 000 років. Але їх гідрологічні дослідження розпочалися лише у XX столітті. Площі та об'єми найбільших водосховищ світу досягають значень характерних для середніх озер. Кількість всіх водосховищ складає біля 40 000.

Водосховища класифікують за різними ознаками: характером ложа, способом заповнення водою, географічним положенням, місцем в межах гідрографічної сітки, характером регулювання стоку.

За характером (морфологією) ложа виділяють:

- 1) долинні водосховища;
 - а) руслові;
 - б) заплавно-долинні;
- 2) котловинні водосховища;
 - а) котловинно-запрудні (підпружені озера);
 - б) котловинно-наливні (штучно заповнені природні котловини);
 - в) котловинно-приморські;
 - г) котловинні у штучних виїмках;
- 3) Малі водосховища (площею до 1 км²) — стави.

Приклади водосховищ наведені на рис. 2.78.

За способом заповнення водою виділяють запрудні та наливні водосховища.

За географічним положенням водосховища ділять на гірські (висота греблі до 300 м та більше); передгірські (напір 50-100 м); рівнинні (напір до 30 м) та приморські (напір в основному складає декілька метрів).

За місцем у річковій системі виділяють верхові, низові та водосховища каскадного розташування.

За характером регулювання стоку виділяють водосховища багаторічного, сезонного, тижневого та добового регулювання. Водосховища характеризують за допомогою певних стандартних показників. Вони можуть бути морфологічні, динамічні, гідрологічні, технічні, географічні. Рівень, який вважають оптимальним на майбутній багаторічний період використання водосховища називають нормальним підпірним рівнем (НПР), або нормальним підпірним горизонтом (НПГ). Значні його перевищення не допускаються. Підвищені рівні називаються форсованими. З різних причин пониження рівнів води у водосховищах можливі тільки до певної межі (мінімального значення). Це рівень мертвого об'єму (РМО). Відповідно до основних рівнів виділяють характерні об'єми (частини) водосховищ: мертвий об'єм (МО); корисний об'єм (КО) — між РМО та НПР, а також резервний об'єм (РО) — між НПР та форсованим рівнем. Відносно напірних споруд (наявність греблі) розрізняють поняття верхнього та нижнього б'єфу. Це ділянки річки (можливо разом з озером) розташовані вище та нижче греблі. У верхньому б'єфі можна виділити зони: змінного підпору, верхню, середню та нижню (найближчу до греблі).

Гідрологічний режим водосховищ включає водний, термічний та льодовий, гідрохімічний та гідробіологічний, режим наносів (замулення), режим переробки берегів, режим водних мас, а також санітарно-екологічний і геосистемний. Останні два пов'язані зі змінами та якістю середовища.

Водний режим водосховищ включає зміни складових та структуру водного балансу, зміни рівнів, динамічні явища. Більшість водосховищ це стоковоприточні водойми. Частка опадів та випаровування складає декілька відсотків. Лише для водосховищ з малим питомим водозбором, розташованих в областях жаркого клімату їх частка (і в основному випаровування) може досягати 15-25%. Крім притоку по головній річці для водосховищ окремо виділяють бокову приточність ($y_{бок}$). Її співвідношення з притоком по головній річці може бути досить різноманітним. Це залежить від термінів проходження повеней на паводків, а також від структури річкової сітки. Помічено також, що в умовах надлишкового та достатнього зволоження $y_{ст} > y_{пр}$ (водосховище збільшує стік), а в умовах недостатнього — $y_{ст} < y_{пр}$ (водосховища зменшують стік). Коефіцієнт зовнішнього водообміну у водосховищ більший ніж у озер. В основному він складає 1-10. Тобто період умовного водообміну змінюється від 1 року до 1 місяця. Для крупних водосховищ $K_{з.в.} = 0,3 — 0,5$ (тобто період водообміну — 2-3 роки).

Коливання рівнів води у верхньому та нижньому б'єфах відображають в основному процеси штучного регулювання стоку (рис. 2.79). Відповідно водний режим характеризується двома основними періодами: 1) наповнення;

2) спрацьовки. Перший з них як правило пов'язаний з проходженням повені, або паводку по головній річці. На рівнинних водосховищах амплітуди коливань рівнів досягають 5-7 метрів, а на гірських 50-80 м. Добові коливання (пов'язані з додатковим виробництвом електроенергії у нічні години) набагато менші. Найбільші коливання рівнів властиві нижній зоні верхнього б'єфу. У зоні виклинювання підпору їх хід подібний до річкового. У нижньому б'єфі під час спрацьовок утворюються штучні паводки, так-звані хвилі попусків. Вниз за течією вони поступово розпластуються. Для мілководь крупних водосховищ властиві також згоннонагонні коливання рівнів. Їх амплітуда може досягати 1 м та більше. При наявності каскаду водосховищ рівневий режим значно змінюється вздовж всієї річки.

Течії найбільш розвинуті (та вивчені) у крупних водосховищах. Вони утворюють складну систему. Найбільш чітко проявляються стокові, вітрові та компенсаційні. Їх швидкості складають сантиметри на секунду. Стокові течії проявляються у зоні виклинювання підпору та верхній ділянці водосховища. Також вони можуть бути пов'язані з крупними притоками. В нижній частині водосховища вони пов'язані зі скидами води через турбіни ГЕС, або через водозливні отвори. Такі течії розповсюджуються на декілька кілометрів від греблі (до 10-20 км та більше) і мають ближче до неї швидкості до 1-1,2 м/с, а далі — до 0,2-0,3 м/с. Вітрові та компенсаційні течії помітні в межах озероподібних розширень водосховищ. Вони нестійкі за напрямком та швидкістю, хоча і досить часті. У великих водосховищах виникають також поздовжберегові течії. Якщо два гудровузла розташовані близько і водосховище нижнього являється нижнім б'єфом верхнього, то при різкій зупинці його роботи в цьому водосховищі можуть утворитися від'ємні похили вільної поверхні і зворотна стокова течія. Це специфічний вид течій.

У водосховищах може розвиватися значне вітрове хвилювання. Зафіксовані хвилі висотою понад 3 м. Системи хвиль у водосховищах досить мінливі. Це у першу чергу пов'язано з наявністю мілин та порізаністю (складною конфігурацією) берегової лінії. На вузьких ділянках та у затоках декілька систем хвиль накладаються, часто утворюється товчея. Розвиток хвиль також залежить від рівнів води (наповненості водосховища).

Характерною рисою є утворення довгих хвиль у водосховищах. При різких попусках води рівні біля греблі швидко понижуються і утворюється довга зворотна хвиля, що охоплює всю товщу води і регресивно рухається вверх по водосховищу. При відбиванні її від берегів може утворитися і пряма хвиля. Довгі хвилі розповсюджуються на відстані 200-400 км та більше. Її фазова швидкість складає біля 40 км/год., а висота 20-60 см.

У водосховищах більш розвинуті процеси вимушеного перемішування ніж в озерах. Це пов'язано як із впливом головної річки та приток, так і з штучними факторами (попусками води та супутніми явищами).

Штучні фактори також впливають на особливості термічного та льодового режиму водосховищ. Основні відмінності — це нестабільність та складне поєднання рис річкового та озерного режиму. Озерний тип термічного

режиму найбільш характерний для нижньої зони верхнього б'єфу. Тут спостерігається вертикальна температурна стратифікація. В інших частинах значний вплив здійснюють річкові води. Процеси розвитку температурної стратифікації також дещо подібні до мілководних озер.

Період льодових явищ на водосховищах, як і на озерах, дещо більший ніж на річках. Товщина льоду в цілому також більша. Але швидкі коливання рівнів розтягають та ускладнюють період та умови замерзання. Під час зимової спрацьовки на берегах залишаються (осідають) великі об'єми льоду.

Особливими є невеликі водосховища, які використовуються для охолодження вод ТЕС та АЕС. Тут температурний режим повністю залежить від скидів теплих вод.

У водосховищах формуються специфічні водні маси. З їх переміщенням пов'язані перенесення тепла, розчинених речовин (солі, газу), завислих органічних та мінеральних речовин. Для їх виділення використовується комплекс показників: температура, колір, прозорість, електропровідність, вміст окремих іонів. Формування водних мас та їх характерні особливості простежуються на протязі всього року. Розрізняють первинну (річкову) та основну водну масу, подібну до озерної. Роль річкових вод більша ніж для озер. Їх частка під час повені, або паводку може досягати 30-50%. У найглибших частинах водосховищ (біля греблі) може формуватися специфічна придонна водна маса. Трансформація річкових водних мас є загальною характерною рисою водосховищ, яка впливає також і на гідрохімічний та гідробіологічний режим. Це особливо чітко проявляється при їх поступових змінах у перший період після заповнення водосховища. Особливим є режим гірських, глибоких водосховищ.

Загальний процес відкладання наносів у водосховищах називається замуленням. Цей же термін відносять до процесів пов'язаних тільки з дрібними частками (завислими наносами). Для позначення процесів перевідкладання придонних наносів, що відбуваються у верхній частині водосховища, використовують термін — занесення. Воно проявляється у поступовому просуванні вниз гряди занесення і особливих руслових форм на її тілі. Замулення відбувається більш рівномірно по всьому дну водосховища. Замулюється в першу чергу мертвий об'єм. Період його замулення ($\tau_{\text{зам}}$) можна визначити за формулою:

$$\tau_{\text{зам}} = \frac{V_{\text{мо.}}}{W_R(1-a)}, \quad (2.72)$$

де $V_{\text{мо.}}$ — мертвий об'єм (м^3); W_R — середній річний стік завислих наносів річки (м^3); a — частина стоку наносів, що проходять через водосховище транзитом. Для деяких рівнинних водосховищ вона може досягати 0,3-0,4, а для глибоких гірських водосховищ вона практично дорівнює нулю. Періоди замулення надзвичайно різні (від 10-15 років до багатьох сотень років). Вони визначають терміни ефективної експлуатації водосховищ та гідровузлів. Замулювання призводить до утворення специфічних гирлових ділянок річок

у зоні виклинювання підпору, а також, разом з явищем підходу ґрунтових вод, може дати початок процесам болотоутворення.

У перший період розвитку водосховищ важливим і небезпечним процесом є також формування їх берегів та берегових відмілин. Внаслідок абразії формується береговий уступ та абразійна відмілина у верхній частині берегового схилу. Найбільш інтенсивно руйнуються береги складені рихлими породами. За перші 10 років існування водосховища берег може відступити на 200 м та більше. Але в скельних породах процес іде набагато повільніше. Найбільш крупні фракції продуктів руйнування ідуть на формування акумулятивної частини відмілини. А більш дрібні відкладаються у глибоких місцях. Особливою рисою водосховищ є те, що за рахунок періодичних змін рівнів води абразійні процеси можуть розвиватися в різних частинах берегового схилу. Внаслідок цього можуть утворюватися декілька абразійних відмілин.

Створення водосховищ змінює характер цілих регіонів: їх геосистеми, екосистеми, господарство, розміщення населення та інше. Змінюються мікроклімат, водний баланс, гідрологічні явища та процеси, геоморфологічні явища та процеси, ландшафти, екосистеми. Зміни носять як позитивний так і негативний характер. Існують різні погляди на цю проблему, що відображає її масштаби та складність.

2.6.5. Канали та гідромеліоративні системи

Будівництво каналів та систем зрошування має ще більш давню історію ніж водосховищ. Канали виконують різноманітні функції: подача та відведення води, судноплавство, спрямлення звивин річок, розведення риби та інші. Будівництво великої кількості різноманітних каналів є свідомством їх великого значення для людини. Основною гідрологічною функцією любого каналу є транспортування води. В гідрологічному словнику О. Чеботарьова їм дається таке визначення: «канали — штучно створені водні артерії, що характеризуються руслом правильної форми. За призначенням канали поділяються на енергетичні (гідросилові), зрошувальні, осушувальні, дренажні, обводнювальні, лісосплавні, судноплавні, рибоводні. Часто крупні канали виконують декілька функцій».

Найбільші канали мають довжину більше тисячі кілометрів і можуть пропускати витрати сотні м³/с. Фактично це складні комплекси споруд. Крім того вони складаються з окремих ділянок, що характеризуються власною специфікою.

Канали перерозподіляють водні ресурси. У посушливих районах поздовж них утворюються оази. Тобто вони змінюють природне середовище. В деяких випадках за рахунок фільтрації води з каналів в оточуючих понижених місцевостях можуть підніматися рівні ґрунтових вод, проходити заболочування і навіть утворюватися невеликі озера. Разом з водою канали переносять розчинені речовини та наноси. Велика кількість наносів, їх скупчення ускладнюють питання експлуатації каналів. В неукріплених каналах з часом починають проявлятися процеси розвитку їх русел.

Гідравлічні характеристики (і в тому числі пропускна здатність) таких каналів тісно взаємопов'язані з характером русла на різних ділянках.

Таким чином з каналами пов'язані цілий комплекс технічних та природничих питань (проблем), вони можуть змінювати гідрологічні та екологічні умови цілих районів. Аналогічний вплив здійснюють гідромеліоративні системи.

Під меліорацією розуміють (лат. *melioratio* — покращення) систему організаційно-господарських, технічних та інших заходів направлених на покращення земель та загальне оздоровлення територій. Основною складовою (видом) цих заходів є гідромеліорація. Її завдання — покращення водного (гідрологічного) режиму території. Виділяють зрошувальні, обводнювальні, осушувальні, комплексні, протиерозійні та інші види гідромеліорацій. Відповідно до основної мети до гідромеліорацій також можна віднести боротьбу з наводненнями. Таким чином коло питань досить широке. Але до власне гідромеліоративних систем треба віднести системи осушення, зрошення та подвійної дії. Важливою складовою їх функціонування є моніторинг стану об'єктів. Він будується на основі гідрологічних спостережень (експлуатаційна гідрометрія). До складу цих робіт входять: спостереження за режимом основних природних водних об'єктів (водоприйомників, або джерел відбору води); облік води при водозаборі, водорозподіленні, поливі; контроль за станом осушувальної, колекторно-дренажної та іншої мережі; спостереження за наносами, розчиненими речовинами, забрудненням та якістю води та інші. Розмах гідромеліорацій дуже великий. Зокрема меліоративні землі складають більше третини всіх орних.

2.6.6. Гідрологія боліт

Важливою рисою практично всіх водних об'єктів суходолу є значний вплив на закономірності їх розвитку речовини літосфери. Ступінь цього впливу різний. Для підземних вод це провідний фактор, для озер та льодовиків — додатковий. Включення твердих часток (наносів) важливе для річок і невід'ємна частина основних властивостей — для селей. Особливу групу утворюють приповерхневі «земноводні» об'єкти: підтоплені землі, періодично затоплювані землі, болота і фактично всі ґрунти. Часово-просторові співвідношення води та ґрунту можуть бути різні, але без води немає специфіки цих об'єктів. При значному зволоженні і достатній кількості тепла важливою їх складовою стає рослинність. Вона впливає на хід розвитку та основні риси об'єктів. Їх дослідження лежать на межі гідрології, ґрунтознавства, біології та географії.

Таким чином ми можемо говорити про існування цілого ряду рослино-земноводних об'єктів в якому виділяються перезволожені ділянки поверхні суходолу — болота у широкому розумінні. Їх можна визначати так: це перезволожена ділянка поверхні суходолу, на якій відбувається накопичення органічної речовини у вигляді неповністю розкладених рослинних решток.

Серед всіх боліт виділяють особливу групу — торф'яні, які значно розповсюджені у помірних широтах. Ними називають: природні утворення, що являють собою відклади на поверхні мінеральних порід органічного матеріалу насиченого водою — торфу, товщина якого перевищує 30 см і на якому росте специфічна болотна рослинність, що пристосована до умов застійного, або слабопроточного зволоження.

Фактори перезволоження територій і утворення боліт досить різноманітні: підступання до поверхні ґрунтових вод; періодичне підтоплення та затоплення морями, озерами, водосховищами, річками; застій поверхневих вод над слабоводопрониклими шарами, або в межах низин; поступове заростання і замулювання відносно невеликих водойм та інші.

Заболочування суходолу властиве багатьом природним зонам Землі. Основні його шляхи — затоплювання та підтоплювання територій. В свою чергу затоплювання також поділяється на два види: 1) переважання опадів над випаровуванням при відсутності значних фільтрації та відтоку вод з даної ділянки (тропічні ліси, тундра та ін.); 2) затоплення водами річок, озер, морів відносно невисоких та вирівняних ділянок. Підтоплювання пов'язане з підвищенням рівня ґрунтових вод.

Заростання та заболочування водойм відбувається в умовах помірного та теплого клімату. Воно починається від мілких берегів. Обміління озера сприяють відклади наносів. Рослинність від берегів до центральних частин розташована концентричними смугами (рис. 2.80). Спочатку ростуть просто вологолюбні рослини, далі земноводні, далі (на глибинах до 2 м) — очерет, далі напівзанурені рослини (кувшинки та інші), вони покривають поверхню. Наступними розташовані вже підводні рослини. Залишки рослин разом з наносами сприяють облімнінню озера. Зменшення глибин призводить до зсування смуг рослинності все більше до центру. На дні накопичуються специфічні намули. Мала рухомість прибережних, зарослих вод частково створює анаеробні умови і сприяє початку утворення торфу. Досить часто в зоні плаваючої рослинності, за рахунок високої її щільності, утворюється поверхневий килим, який складається як з живих рослин, так і з їх решток та принесених вітром твердих часток. Частини цього килима можуть відриватися і плавати у вигляді острівців (сплавин). Описані процеси призводять до поступового замулювання та заболочування озера.

Враховуючи специфіку переробки і розпаду решток рослин всі болота поділяють на дві крупні групи: 1) торф'яні болота; 2) заболочені землі, або болота без значного шару торфу. В другу групу можна віднести: трав'яні болота тундри, очеретові та осокові болота лісостепу, засолені болота пустель та напівпустель (солончаки та ін.), заболочені тропічні ліси, прісноводні тропічні болота сезонного зволоження, солонуваті приморські болота (марші), солоні мангрові болота, прісноводні та солонуваті болота лиманів та інші.

Загальна площа всіх типів боліт на Землі складає понад 3,5 млн. км², з них на торф'яні болота приходить 2,7 млн. км². Основна область розповсюдження

останніх — північна частина зони лісів помірного клімату, лісотундра та тундра. Торф'яні болота характеризуються певними різновидами, що залежать від фізико-географічних умов місцевості. Зокрема проявляється географічна зональність в їх розташуванні. Зональними ознаками боліт вважають:

- 1) прив'язаність до певних морфологічних елементів суходолу (низини, схили, вододіли);
- 2) переважання певного типу рослинності та певної структури болотних фацій;
- 3) середня товщина торф'яного покладу та характерні форми рельєфу поверхні боліт;
- 4) загальний ступінь заболоченості територій.

Особливості рельєфу місцевості впливають на утворення боліт як безпосередньо, так і через зміни клімату. Безпосередній вплив визначає особливості водного живлення, будови та розвитку боліт. В кліматичній зоні надлишкового зволоження помірного поясу болота можуть бути розташовані і на вододільних плато, і на пологих схилах межиріч, і на терасах і у низинах. Це їхня зональна ознака. В зоні недостатнього зволоження болота розташовані тільки у від'ємних формах рельєфу. В їхньому живленні основними факторами стають поверхневий та підземний притік.

В межах кліматичних зон виділяють власне зони боліт за особливостями рослинних асоціацій, структури болотних утворень, товщиною (потужністю) торф'яних покладів. В зоні надлишкового зволоження: зону арктичних мінеральних осокових боліт; зону горбастих боліт та опуклих оліготрофних боліт. В зоні недостатнього зволоження: зону євтрофних гіпноосокових та осокових боліт та зону засолених очеретяних боліт. В перехідній зоні нестійкого зволоження (кількість опадів перевищує випаровування не більше ніж на 100 мм) на рівнинах розвинуті євтрофні та оліготрофні сосново-сфагнові болота. Вони можуть утворюватися навіть на виположених перезволожених ділянках поверхні хребтів (наприклад в Українських Карпатах).

Враховуючи розташування боліт на різних елементах рельєфу була розроблена їх геоморфологічна класифікація.

Перша група — болота вододільних міжрічкових просторів. Типи:

- 1) болота плоско-вододільного залягання;
- 2) вододільно-схиліві болота плоского залягання;
- 3) болота котловинного залягання.

Друга група — болота річкових долин. Типи:

- 1) терасові;
- 2) заплавні;
- 3) стариць та староріччів.

Спрощено (узагальнено) говорять також про низинні, перехідні та верхові болота. Але ці назви пов'язані не тільки з характером первинного рельєфу, але і з розвитком рельєфу самих боліт (накопиченням торф'яного покладу).

Розвиток торф'яних боліт у більшості випадків починається з певних локальних центрів (осередків). Як правило це понижені частини рельєфу. Спочатку тут утворюється низинне болото з плоскою, або ввігнутою поверхнею. Сюди попадають не тільки атмосферні опади, але також стікають багаті на мінеральні речовини поверхневі та підземні води. Багате водномінеральне живлення сприяє розвитку відповідних видів рослин. Така рослинність, як і болото, називається євтрофною. Торф, відкладений тут, має велику зольність (6-7%). Він може використовуватися як добриво. Далі болото вступає у перехідну стадію розвитку. Їй відповідає мезотрофна рослинність. При значному накопиченні торфу настає стадія верхового болота з оліготрофною рослинністю (рис. 2.81). За рахунок опуклості поверхні та нашарувань торф'яного покладу води від центральної частини відтікають. Сюди попадають тільки бідні на мінеральні речовини атмосферні опади. Тому рослинність тут оліготрофна. Тут накопичується торф малої зональності (до 4%).

Розглянута система розвитку болотного масиву являється ідеалізованою. Насправді процеси розвитку значно більш різноманітні. Тим не менш вона важлива з точки зору виділення певних головних закономірностей і лежить в основі більш складних схем.

З одного осередку заболочування розвивається один болотний масив (болотний мезоландшафт). При їх злитті утворюється складний масив — макроландшафт (рис. 2.82). На поверхні любого болота розвиваються також певні локальні утворення — пасма, мочарі, купини, міжкупинні пониження, горби, трясовини, драговини, мікроозера-озерця та ін. Вони тісно взаємопов'язані з особливостями рослинності та водного режиму. Різновиди цих комплексних утворень називають болотними мікроландшафтами. Вони є основним показником типу болота і тому з ними пов'язана основна класифікація.

Торф'яні болота характеризуються певною будовою і специфічною гідрографічною сіткою. Сформований торф'яний поклад характеризується наявністю багатьох шарів. Кожен шар має специфічний склад торфу, що відображає зміни видового складу рослинності і загальних умов на певних стадіях розвитку болота. Узагальнено весь поклад поділяють на інертний та діяльний (активний) шар (рис. 2.83). Інертний шар займає основну частину покладу. Рух та зміни вмісту води тут майже відсутні. Сюди не поступає кисень. Діяльний шар це приповерхнева частина болота, область руху вод, розвитку рослинності, торфонакопичення. Його товщина може складати 40-95 см. Нижній горизонт діяльного шару приблизно відповідає середньому багаторічному значенню з мінімальних річних рівнів ґрунтових (болотних) вод.

Основний рух вод в болоті відбувається шляхом фільтрації в діяльному шарі. Фільтрація відбувається за законом Дарсі (див. 1.2.17). Коефіцієнт фільтрації досить швидко змінюється з глибиною (рис. 2.84). Об'єми стікання можуть бути дуже великі (до 150 м³ з одного гектара за добу). Через інертну товщу проходить лише 1% витрат води. Напрямки горизонтальних

фільтраційних потоків відповідають похилам поверхні болота. При котловинному заляганні та опуклій формі поверхні (верхове болото) рух іде від центральних частин до периферії. Тут болотні води разом з поверхневими та ґрунтовими, що стікають з оточуючих схилів, утворюють драговини, мочарі, трясовини, а також струмки. На ввігнутій поверхні низинного болота рух води направлений до центру.

Болота мають специфічну гідрографічну сітку. Болотні водойми — це озера та озерця. Вони мають береги з торфу. Деколи на їх поверхні мандрують мохові сплавини. Озерця пов'язані з мікрорельєфом поверхні та болотними мікроландшафтами. Це елемент мікроландшафту (пасмово-озерцевого). Їх можуть бути десятки, сотні. Болотні водотоки (річки, струмки) здійснюють основне відведення води з боліт. Ті водойми та водотоки, що залишилися від початку торфонакопичення і мають мінеральне ложе, називають первинними, інші — вторинними.

Структура водного балансу боліт залежить від їх типу, а також складається з балансів окремих ландшафтів. Для верхових боліт у прихідній частині переважають опади. Для низовинних — поверхневий та підземний притік. У витратній частині практично завжди переважає випаровування. Для низинних боліт зони недостатнього зволоження його частка може досягати 100%. Найбільшу кількість води випаровують плавні та заболочені дельти річок в умовах сухого субтропічного клімату (до 1 300 мм на рік). Багато випаровують також заболочені тропічні ліси. В умовах помірного клімату найбільше випаровують певні види трясовин — до 600 мм за теплу пору року). Сезонні зміни складових водного балансу призводять до закономірних коливань рівня ґрунтових вод у болоті, тобто формують його водний режим. Характерний графік ходу рівнів води для торф'яних боліт помірних широт показано на рис. 2.85.

Тепловий режим таких боліт залежить не тільки від змін зовнішніх факторів, але і від водно-теплових характеристик боліт. Чим більший вміст води у торфі тим більша його теплоємність. Теплопровідність дуже низька. Добові коливання температур помітні до глибин 15-25 см, а сезонні — до 3-3,5 м. Замерзання боліт відбувається пізніше ніж невеликих озер та річок (приблизно через 15-17 діб після стійкого переходу температур повітря нижче 0°). Максимальна товщина шару перемерзання досягає лише 60-65 см.

Цікавим прикладом не торф'яних боліт є марші. Це смуга низинних узбережь морів, що затоплюється лише під час найвищих припливів, або нагонів води. Її ширина досягає 30 км. Тут поєднуються луки та болота. Ґрунти багаті на гумус, рослинність галофітна. Значна частина маршів відгороджена дамбами і перетворена на поля. Марші можуть утворюватися на намулах, мулистих пісках або піщанистих намулах. На пісках вони не утворюються. Піски занадто рухливі і мають значні коефіцієнти фільтрації. Типовими фізико-географічними особливостями територій маршів є наявність кріків (вузьких потоків, що дренують ґрунтові води) та пенів — западин заповнених водою. Останні бувають первинними, вторинними, а також відсіченими вер-хів'ями кріків.

Первинні рослинні асоціації сильно затоплюються під час припливів. Але з появою рослин інтенсивність відкладання наносів значно підвищується. Рівень суші піднімається і умови середовища змінюються. З'являються нові рослинні асоціації. Таким чином характерною особливістю рослинності маршів є смугастий (мікрозональний) розподіл в залежності від умов середовища. Марші поступово наступають на море. Перші стадії розвитку приморського солоного болота проходять за 25-50 років, але повна суцесія може тривати декілька сот років. Останні її стадії залежать від умов на межах маршів. Це виражається в наявності крайових дюн, контакту з луками, притоку прісних вод. В останньому випадку суцесія продовжується до появи солонуватоводних спільнот і кінцевого перетворення маршу у прісноводне болото.

Болота відіграють важливу роль у загальному гідрологічному режимі територій. Внаслідок підвищеного випаровування та транспірації болота зменшують середню величину стоку води з територій. Різниця у випаровуванні з боліт та оточуючих територій нарастає із загальним зменшенням зволоженості територій (збільшенням сухості клімату). Таким чином при осушенні боліт випаровування зменшується, а стік збільшується. Вплив боліт на максимальний та мінімальний стік неоднозначний. Відомо, що осушення боліт в цілому вирівнює сезонні коливання стоку. Болота також впливають на гідрохімічний склад річкових вод. Слід також зауважити, що технології меліорації боліт повинні бути гнучкими і високорозвиненими. При неправильному осушенні можуть створюватися пилові бурі (видування вітром легких осушених часток торфу та намулу).

2.6.7. Гідрологія гирл річок

Гирлові ділянки річок зазнають впливу водойм — водоприйомників (морів, озер). Гідрологічний режим річок тут значно змінюється (гирлами називають також місця впадіння приток в головну річку, але ці випадки ми не будемо тут розглядати). В широкому розумінні гирло охоплює і частину річки і частину водойми. Для позначення такого комплексного перехідного водного об'єкту вводять поняття — гирлова область. Для морських гирл вона включає: 1) гирлову ділянку річки; 2) гирлове узмор'я. Деколи також виділяють передгирлові ділянки річок та передгирлові акваторії морів. Верхня (річкова) межа гирлової області визначається або розповсюдженням специфічних коливань рівнів води пов'язаних з морськими факторами (припливи, нагони), або початком дельтових розгалужень. Розповсюдження припливів у річках може проявлятися у вигляді специфічних хвиль, які рухаються проти течії і мають дуже крутий передній схил (висотою до 3 м) та дуже пологий задній. В різних місцевостях вони отримали різні власні назви: бор; маскаре; поророка та інші. Віддаль розповсюдження самих припливів на Амазонці сягає 1 400 км, на р. Св. Лаврентія — 700 км, Янцзи — 600 км. Хвилі створюються не скрізь, і розповсюджуються менше (на Амазонці на 300 км). Цікаве явище спостерігається на річці Сент-Джон, що впадає у затоку Фанді. Недалко від гирла вона протікає у вузькій скелястій

ущелині. При розповсюдженні припливної течії проти течії річки рівні перед звуженою ділянкою дуже швидко підвищуються. При цьому утворюється водоспад направлений проти течії річки. Відплив виражений так само різко. Тепер утворюється вже прямий водоспад у верхній частині ущелини.

Морська межа гирлової області визначається за розташуванням зони розпріснених річкою вод, або за особливостями рельєфу дна, що пов'язаний зі специфічними відкладами наносів. В цілому визначення гирлових областей ведеться за комплексом ознак. Їх межі деколи виражені не чітко. Крім того, якщо враховувати тільки одну ознаку, то можна зробити помилку. Наприклад багато річок створюють підводні конуси виносу, але вони розташовані вже в межах морських акваторій. Наприклад конус виносу Гангу з Брахманутрою займає більшу частину Біскайської затоки.

Вплив річки, окрім розпріснених вод, може проявлятися у виникненні зон мутних вод, стокових течій та ін. Вплив моря (озера) також проявляється не тільки у змінах рівнів, але і у зміні поля швидкостей потоку, вторгненнях солоних вод, зміні процесів транспорту наносів, розвитку русел (проток) та ін.

Гирлові області річок поділяють на однорукавні (нерозгалужені, бездельтові) та багаторукавні (розгалужені, дельтові). Назва «дельта» виникла ще у Давній Греції і пов'язана з подібністю гирлової ділянки р. Ніл до відповідної літери (Δ). Гирла поступово розвиваються. Особливості розвитку проявляються у загальному їх вигляді (будові, морфології) і залежать від сукупності геоморфологічних, геологічних, географічних та гідрологічних факторів.

Різноманітність процесів розвитку можна звести у певну формалізовану схему (рис. 2.86). Ця схема створена В. Михайловим. Він розглядає принципово можливі стадії розвитку гирлових областей і виділяє основні їх типи (табл. 2.6.).

В. Михайлов відмічає, що перехід від одної стадії до другої (від одного типу до другого) визначається перш за все інтенсивністю заповнення морських заток, або підтоплених ділянок долин річковими наносами. Утворення цих акваторій він відносить до часу завершення останнього значного післяльодовикового підвищення рівня води Світового океану (5-6 тисяч років тому). Інтенсивність заповнення в свою чергу залежить від величини стоку наносів в річці, ємності гирла (затоки) та протидії (віднесення наносів) окремих морських факторів — припливів, нагонів, течій, хвиль.

Таблиця 2.6.

Типи гирлових областей річок

Тип гирлової ділянки річки	Гирлове узмор'я		Гирлова область річки		
	Тип	Підтип	Група	Тип	Підтип
1	2	3	4	5	6
Однору- кавний (без- дельто- вий)	Напів- закрите	вузька затока, лиман, губа	Без- дельтова	I напівзакрита бездельтова	I-а лиманна
		Лагуна			I-б лаунна
		Естуарій			I-в естуарна
	Відкрите	—		II відкрита бездельтова	—
Розгалу- жений (дельто- вий)	Напів- закрите	Вузька затока, лиман, губа	Дельтова	III напівзакрита дельтова (з дельтою заповнення)	III-а лиманно- дельтова
		Лагуна			III-б лагунно- дельтова
		Естуарій			III-в естуарно- дельтова
	Відкрите	—		IV відкрита дель- това (з дельтою висування)	—

Особливості водного режиму гирлових областей проявляються у швидкому розпластуванні хвиль, паводків та повеней, періодичному затопленні низовинних територій, складному перерозподілі стоку в межах дельт, особливому режимі рівнів води, періодичних вторгненнях морських вод (які можуть відбуватися в різних шарах потоку, утворюючи складну конфігурацію епюри швидкостей), ослабленні та зникненні річкового струменя (струменів) в межах узмор'я та ін. Особливим є не тільки водний, але і весь гідрологічний режим гирл. Це стосується режиму наносів та руслових деформацій, термічного та льодового, гідрохімічного, гідробіологічного режиму.

Ч а с т и н а 3

З А Г А Л Ь Н І Г І Д Р О Л О Г І Ч Н І Я В И Щ А Т А П Р О Ц Е С И

«Воді була дана чарівна влада стати соком життя на Землі».

Леонардо да Вінчі

«Картина видимої природи визначається водою».

В.І. Вернадський

«Людина не цінує води доти, доки не висохне джерело».

П р и р о д н і в о д и і а т м о с ф е р а З е м л і

Поверхневі частини планет це специфічні космічні утворення, де відбувається складна взаємодія внутрішніх та зовнішніх факторів розвитку. Вони, як складні системи, проходять через певні стани стабільності та змін, що можуть повторюватися циклічно. Все це відбивається і на кліматі (метеорологічній складовій системи). Специфікою Землі є наявність потужної, розвинутої гідросфери. Це невід’ємна складова як усієї приповерхневої (географічної) оболонки, так і кліматичної системи. Тому взаємодія природних вод та атмосфери це один з основних географічних процесів.

3.1.1. Кліматична система Землі і природні води

За сучасними визначеннями кліматична система Землі включає атмосферу, гідросферу, літосферу, кріосферу та біосферу. При такому підході вона виступає аналогом географічної оболонки та біосфери в широкому розумінні. Очевидно, що поступово повинна відбуватися ув’язка уявлень про ці складні системи.

Ланки кліматичної системи мають різні фізичні властивості.

Таблиця 3.1.

Характеристики складових кліматичної системи Землі

Характеристика	Атмосфера	Поверхня суші ¹	Океан		Кріосфера	
			Поверхневий ²	Глибинний	Материковий лід	Морський лід
Маса, 10^{18} кг	5,3	3,0	79	1260	29	0,046
Маса відносно маси атмосфери	1	0,55	14,9	238	5,4	0,009
Питома теплоємність, $\frac{Дж}{кг \cdot K}$	103	800	$4,2 \cdot 10^3$		$2,1 \cdot 10^3$	10^3
Відносна теплоємність, K^{-1}	1	0,45	68,5	99,7	11,3	0,019
1) Поверхневий шар ґрунтів та порід товщиною 10м і питомою вагою $2 \frac{г}{см^3}$						
2) Шар товщиною 240 м						

Різниця у фізичних властивостях атмосфери та гідросфери впливає на те, що перша з них набагато більш рухлива і мінлива. Але і гідросферу слід вважати досить рухомим середовищем.

Кріосфера, як ланка кліматичної системи, складається з материкового, морського льоду та снігового покриву. За даними зі штучних супутників Землі вони займають в середньому 10% площі її поверхні (біля $59 \cdot 10^6$ км²).

Порівняно з іншими ланками кліматичної системи літосфера найбільш консервативна. Основні фізичні характеристики її поверхневого шару (діяльного шару), змінюються порівняно повільно. Але деякі — швидше: альbedo, теплопровідність та інші.

Властивості біосфери, як частини кліматичної системи, визначаються в основному рослинністю.

Компоненти кліматичної системи знаходяться у складних, нелінійних зв'язках, що приводить до саморегуляції та автоколивань. Обмін кількістю руху між атмосферою та океаном, не дивлячись на відносно малу масу першої, викликає основні рухи в океанах та морях. З тропічних широт у високі переносяться маси теплої води. У холодну пору року океан різними шляхами віддає тепло атмосфері, він в цілому впливає на особливості її динаміки (циркуляції). За її рахунок на континенти переносяться тепло і волога. В залежності від стану поверхні суходолу, інтенсивності атмосферної циркуляції, властивостей повітряних мас відбувається певний обмін теплом та вологою між атмосферою та континентом. Обмін вологою між суходолом та океаном виражається через стік вод річок та стік льодовиків.

Складна взаємодія відбувається між атмосферою, океаном та кріосферою. Морський лід на протязі року змінює своє положення. Від нього залежать меридіональні контрасти температур та особливості циркуляції атмосфери.

Для покривних льодовиків при порушенні рівноваги між їх потужністю та швидкістю руху характерно виникнення крупних обвалів. Вони викликають додаткове розповсюдження льоду на великі площі (сьордж). Вони мали велике значення при розпадах льодовиків у минулому. Це, в свою чергу, приводило до різких похолодань. Скиди льоду у Північну Атлантику та Антарктичні води викликали повернення льодовикових умов на багато століть.

Особливу роль в кліматичній системі грає хмарність. При утворенні хмар виділяється значна кількість енергії, що впливає на температурний режим атмосфери і на її динаміку. Хмари відбивають та засвоюють потоки променевої енергії, змінюють радіаційний баланс.

Стан екологічних систем визначається ресурсами тепла та вологи. З іншого боку рослинний світ часто визначає альbedo, приймає участь в процесах волоообороту, є основним джерелом кисню, впливає на вміст CO₂ у повітрі.

Існує гіпотеза, що стан кліматичної системи визначається не стільки зовнішніми впливами, скільки складною внутрішньою взаємодією, яка викликає особливі види циклічності, автоколивання. Внаслідок цього при одних зовнішніх умовах на Землі можуть існувати різні клімати (різні генеральні сукупності кліматичних характеристик). Такі системи називають інтразитивними. Гіпотеза інтранзитивності клімату потербує ще осмислення і додаткових досліджень.

Найбільш значними змінами глобального клімату Землі є чергування теплих та льодовикових режимів. В їх дослідженнях також проявляються різні погляди на функціонування кліматичної системи. Одні автори підкреслюють роль автоколивань, а інші — зовнішніх умов. Відомою є робота В.Я. Сергіна та С.Я. Сергіна (1978 р.). Їх дослідження показало, що в системі льодовики — океан — атмосфера існують автоколивання завдяки перекачці мас води та енергії між двома інерційними підсистемами: океаном та льодовиками. Інерційні властивості океану пов'язані з великою теплоємністю, а льодовиків — з малою швидкістю накопичення маси та танення. Ці підсистеми об'єднані нелінійними прямими та зворотніми зв'язками. Розрахунки на моделі були представлені, зокрема, у вигляді теоретичних кривих льодовикових коливань. Вони також допомогли встановити неодноразовість (затримки) в коливаннях маси льодовиків, температури та вологості приземного повітря. Таким чином не можна говорити ніби зледеніння повністю, жорстко контролюється повітрям. Міжльодовиків'я та перші фази зледеніння характеризуються відносно вологим кліматом, а самі зледеніння та початки міжльодовиків'я — відносно сухим.

Поєднання коливань зовнішнього та внутрішнього походження приводить до ускладнення періодичності, виникнення складних ритмів. Вони також розвиваються нелінійно, своєрідно. Це ще одна властивість складної системи. Після завершення крупного ритму система не повертається точно у вихідний стан. Вона еволюціонує. Об'єктивне поєднання (діалектика) періодичних, коливань та однонаправлених змін характеризує процеси еволюції.

Аналіз можливих причин і механізмів впливу зовнішніх умов на розвиток зледеніння можна продемонструвати за поглядами В.О. Зубакова. Вони базуються на даних палеокліматичної інформації, і особливо з глибоководних океанічних та морських відкладів. Він пропонує в основу класифікації палеокліматів покласти відомий з геології висновок про існування „космічних» (галактичних) зим та літ, тобто гляціоер та термоер. За останні 2,7 млрд. років на Землі п'ять раз існував льодовиковий режим (і кожен раз більше ніж по 50 млн. років). „Відмічена періодичність являється найбільш яскравою та безсумнівною особливістю історії клімату Землі». Співставлення цих даних з палеокліматичною (палеогідрологічною) інформацією, отриманою по глибоководним колонкам, показало, що температуру глибинних шарів океану можна використовувати в якості кількісного параметра, який відображає зміни глобального термічного режиму Землі за періоди десятки мільйонів років та більше. Під час гляціоер працюють механізми утворення у приполярних широтах холодних солоних вод. Вони розповсюджуються у низькі широти і утворюють біля дна океану так-звану психросферу (що фіксується особливостями відкладів). Це і є основний механізм, що впливає на виникнення зледеніння на суходолі. Він утримує всю кліматичну систему в певному стані. Причини ж його виникнення глибокі тектонічні перебудови в мантиї та земній корі, пов'язані з галактичними та власними еволюційними процесами. По-суті — це ще більш

інерційна система, що впливає на менш інерційну. Зубаков запропонував називати два основних режими функціонування кліматичної системи кліматоокеанічними. Чергування льодовикових та міжльодовикових епох в межах гляціоер впливало на зміни всіх компонентів природи (в тому числі і природних вод, водних об'єктів). Опишемо це на прикладі перших.

Сильне похолодання клімату (на $10-15^{\circ}\text{C}$) приводить спочатку до утворення потужного снігового покриву, а потім льодовиків. Найбільше розповсюдження льодовиків спостерігалось в областях достатньо вологого клімату. Язика льодовиків у північній півкулі досягали 40° пн. широти. Збільшувались площі розповсюдження морського льоду, сезонних снігів, багаторічної мерзлоти. Льодовики та похолодання призводили до змін природної зональності. Арктичний пояс розповсюджувався до $50-40^{\circ}$ пн. ш. На континентах біля льодовиків існували тундра та тундростеп. Пояси помірного, субтропічного та тропічного клімату були звужені і зміщені (стиснуті). Максимуми зледеніння в цілому приводили до посушливості клімату, що спрацьовувало як від'ємний зворотній зв'язок і гальмувало їх ріст. Рівень світового океану знижувався на 100-150 м. Розвивались також гірські зледеніння (навіть в Африці та на островах Тихого океану). Північна півкуля ставала холоднішою ніж південна і термічний екватор зміщувався.

Геологічні, палеоботанічні та палеонтологічні дослідження показують, що в субтропічному поясі (тепер в основному посушливому) підвищувалась вологість та знижувалась температура. У безстічному Великому Басейні Північної Америки знаходились гігантські прісноводні озера Лахонтон та Боннвілл, про що свідчать давні берегові тераси. Доказано, що вони не могли житися талими льодовиковими водами. Вони розвивались внаслідок зволоження клімату. Подібні озера існували і у Євразії. Але поряд з цим існували також і великі прильодовикові озера. Величезні прильодовикові території зазнавали впливу флювіагляціальних процесів. Залишки їх діяльності дуже добре збереглися до наших днів.

У льодовикові епохи різниця між температурами низьких та високих широт в північній півкулі складала $55-70^{\circ}\text{C}$, а у міжльодовикові — $30-35^{\circ}\text{C}$. Збільшені контрасти приводили до інтенсифікації атмосферної циркуляції. Зміщення циклонів у більш низькі широти приводило до зволоження посушливих областей (про що свідчать, зокрема, наведені дані про озера). Це такі області як: Південна Європа, Північна Африка, Аравія, Центральна Азія, посушливі території Північної Америки та інші. Періоди підвищених опадів у цих областях називають плювіалами. Саме в цей час на рівнинах Сахари, Аравії, Гобі, пустель Північної Америки та інших формувалась розгалужена гідрографічна сітка, що включала річки та озера.

В тропічних областях, що були зміщені до екватору, в цей час навпаки, існував більш посушливий клімат. Але вони були досить звужені.

У міжльодовикові епохи клімат і характер природних вод ставали подібними до сучасних. Деколи клімат бував ще теплішим. Таким чином як розташування (гідрографічна сітка) так і режим водних об'єктів значно змінюється разом з кліматом (характеристиками атмосфери).

Що стосується термоер, то вони переважали в історії Землі. В їх час не могли розвиватися зледеніння. Навіть в полярних районах існував теплий клімат і відповідна гідрографічна сітка. Про це свідчать палеокліматичні дослідження і, зокрема, дані про викопну флору та фауну. Флора була представлена теплолюбивими лісами.

3.1.2. Взаємодія океану та атмосфери

Взаємодія океану та атмосфери — найважливіша складова кліматичної системи Землі. Розглянемо її більш детально.

Основним джерелом енергії як океану, так і атмосфери виступає Сонце. Але атмосфера достатньо прозора, тому фактично вона отримує енергію в основному від океану. Це пояснює характер температурної стратифікації тропосфери. Важливу роль грає також парниковий (оранжерейний) ефект. Він пов'язаний з різними компонентами атмосфери, в тому числі і з водяною парою. Поряд з вертикальними потоками тепла важливу роль грає її горизонтальний перерозподіл. Основний його напрямок екватор — полюси. Крім сонячної енергії помітну роль в океані та атмосфері грає енергія припливів.

Крім загальних джерел енергії океан та атмосфера характеризуються специфікою фізичних та географічних законів розвитку. Вони мають спільне походження і геохімічну історію. Їх описують за допомогою принципово єдиної системи фізичних законів, які вивчає геофізична гідродинаміка. Ці закони описують не тільки механічні рухи, але і потоки енергії, фазові переходи, обмін речовиною та інше. Вони можуть включати також електромагнітні явища. Таким чином вони носять синтетичний характер і описують складні природні системи.

Теплова взаємодія океану та атмосфери описується за допомогою рівняння теплового балансу. Дослідження показують, що для середніх річних величин його складових, для діяльного шару океану, основними є:

- 1) R — радіаційний баланс;
- 2) P — турбулентний теплопотік між поверхнею океану та атмосферою;
- 3) A — обмін теплом з нижніми шарами океану;
- 4) LE — витрати тепла на випаровування (L — захована теплота випаровування; E — швидкість випаровування чи конденсації).

Рівняння має вигляд:

$$R = LE + P + A. \quad (3.1)$$

Додатково можуть впливати процеси утворення, танення та дрейфу льоду та снігу. Тепло, пов'язане з ними позначимо — D . Але вони більше відносяться до сезонних балансів (величин).

Максимальні значення радіаційного балансу спостерігаються в тропіках (менша хмарність порівняно з екваторіальними широтами). Середні широтні величини витрат тепла на випаровування також найбільші тут. Середні широтні величини турбулентного потоку тепла з поверхні океану в атмосферу збільшуються зі збільшенням широти (океан обігріває атмосферу). Перенесення тепла течіями здійснюються в основному з субекваторіальних

широт у помірні. Узагальнені дані про тепловий баланс наведені в таблиці 3.2.

Таблиця 3.2.

Складові теплового балансу океанів та частин світу (ккал/см² рік)

Частини поверхні Землі	R	LE	P
Європа	39	24	15
Азія	47	22	25
Африка	48	26	42
Північна Америка	40	23	17
Південна Америка	70	45	25
Австралія	70	22	48
Атлантичний океан	82	72	8
Тихий океан	86	78	8
Індійський океан	85	77	7

Неспівпадіння для океанів R та $(LE + P)$ означає перенесення частини тепла течіями з океану в океан. Але їх значення невелике. Основні витрати тепла пов'язані з випаровуванням.

Важливою складовою взаємодії океану та атмосфери є формування водного балансу. Осереднене рівняння для океану записують так:

$$x + y = z, \quad (3.2)$$

де x — опади, y — стік, z — випаровування. Середні широтні зміни цих елементів представлені на рис. 3.1. Оскільки спостереження в океанах нерівномірні і специфічні точність цих даних не може бути дуже високою. Для Атлантичного та Індійського океанів характерний невеликий від'ємний водний баланс, а для Тихого — позитивний. Дані про Північний льодовитий океан недостатньо точні.

Океани впливають на погоду та клімат. Це відбувається як за рахунок різноманітних процесів передачі тепла, так і за рахунок особливостей розподілу океанів та суходолу. Різниці температур поверхні створюють різниці тиску. Влітку тиск над океанами вищий, що створює рух повітря на суходіл — літній мусон. Взимку навпаки — мусон дме з суходолу на океан. Механізм мусону пояснюють так. У вищих шарах атмосфери в сторону областей ущільненого, холодного повітря як у котловини відбувається стікання (рух) додаткових його мас. Це призводить до додаткового тиску і відтоку повітря у приземних шарах. Воно рухається від області підвищеного тиску в область пониженого.

Влітку контрасти температур між океаном та материком менший, ніж зимою. Але і їх достатньо для розвитку інтенсивної мусонної циркуляції. Вона виявляється неоднаковою біля різних берегів внаслідок взаємодії з зональною циркуляцією атмосфери. В цілому океан є причиною формування двох характерних різновидів клімату: морського та континентального.

Певний вплив на особливості розподілу тиску та атмосферну циркуляцію здійснює також система морських течій. Зокрема, наявність теплої Північно-Атлантичної течії в районі Ісландії і посилює циклонічну діяльність. Аналогічний вплив здійснює течія Куросіо біля Алеутських островів.

Особливий вплив здійснює океан на циркуляцію тропічної атмосфери. Тут можна спостерігати перехід теплової енергії в механічну шляхом розвитку тропічних циклонів (ураганів, тайфунів). Їх діаметр складає 400-1800 км. Поступальна швидкість руху 10-20 км/год. Швидкість вітру (обертові швидкості) досягає 200-400 км/год. В центрі спостерігається штилева зона («око бурі») діаметром до 30 км. Зародження тайфунів відбувається між 5° та 20° широт, при температурах поверхні океану понад 27°C. Це викликає настільки потужну вертикальну конвенцію, що вона приводить до зародження вихорів на основі синоптичних хвильових збурень у східному потоці повітря. Середня тривалість їх життя складає 6-7 діб. Помічено, що їх траєкторії прямують до теплих поверхневих вод океану. Вони ніби підживлюють циклон. Енергія тайфунів надзвичайно велика (за одну годину великий тайфун виділяє її стільки, скільки могли б виділити десятки водневих бомб). Тайфуни живлять атмосферу енергією та вологою. Їх кількість складає в середньому 120 на рік. Три чверті припадають на північну півкулю. Інтенсивність зародження змінюється на протязі року. Основні траєкторії показані на рис. 3.2.

З циркуляцією атмосфери тісно пов'язані циркуляція вод океану та дрейф морського льоду. Найбільш яскравою особливістю океанічних течій є їх зв'язок з областями високого тиску у тропічних широтах. Субтропічні антициклони створюють пасатні зони, де утворюються потужні пасатні течії. Біля східних берегів материків вони відхиляються і несуть теплі води у високі широти. Біля західних берегів їх компенсують холодні течії, які також пов'язані з пасатами. Таким чином утворюються антициклонічні кола циркуляції. Їх доповнюють інші течії та частини циркуляції. У високих широтах також існують значні дрейфові течії. Особливо це виражено навколо Антарктиди — циркумантарктична течія (ЦАТ).

Крім обміну енергією та вологою океан та атмосфера обмінюються іншими речовинами. Глобальні цикли більшості біологічно важливих речовин пов'язані з океаном. Крім того океан значно впливає на парниковий ефект. Зокрема він може поглинати значну частину CO₂ з атмосфери. Така їх взаємодія є важливою складовою як кліматичної системи, так і біосфери та географічної оболонки.

3.1.3. Атмосферна ланка колообігу води

Атмосферна волога, її фазові переходи та вологообіг грають велику роль у формуванні клімату і водного режиму суші. На випаровування з поверхні океану та суходолу витрачається біля 30% поглиненої Сонячної радіації. При конденсації водяної пари в атмосфері це тепло передається повітрю. Вміст водяної пари змінюється в залежності від фізико-географічних умов, циркуляції атмосфери, пори року та інших факторів. Біля земної поверхні процентний його вміст в середньому складає від 0,2% у полярних районах до 2,5% біля екватора.

Щорічно з поверхні Землі випаровується 577 тис. км³ води (1,130 м). Більша частина припадає на Світовий океан — 505 км³. Річна сума опадів, що випадають на поверхню океану складає 458 км³. Різниця, у вигляді водяної пари, переноситься атмосферними потоками на суходіл (47 тис. км³) і утворює тут річки, озера, болота, підземні води, льодовики. Такий же об'єм повертається в океани у вигляді стоку (річок, підземних вод, льодовиків).

Вологообіг над суходолом поділяють на зовнішній та внутрішній. Під першим розуміють такий, що включає випадіння опадів з водяної пари принесеної ззовні. Якщо взяти певну територію суходолу, то випаровування з неї і формування місцевих опадів називають внутрішнім вологообігом.

Основні запаси вологи в атмосфері зосереджені до висот 7-9 км. В теперішній час існують достатньо повні відомості про основні закономірності горизонтального перенесення вологи в цих шарах. Найбільший інтерес представляють зональні складові цього процесу. Вони перевищують меридіональні у 3-4 рази. На рис. 3.3 показано зональні складові перенесення вологи для січня. Знак «+» прийнято для напрямку з заходу на схід. Як бачимо в пасатній зоні переноситься основна частина вологи, в основному над океанами і у східному потоці. В Індійському океані та над Індонезією в районі екватору існує західна протитечія. В Атлантиці сильно виражені південні пасати, які переходять у північну півкулю. У цій півкулі в субтропічних широтах над океанами формується значний західний потік вологи. Він також переважає у помірних широтах, але з меншою інтенсивністю. Західний потік над Євразією та Північною Америкою переважає майже скрізь. Він досягає Якутії та Забайкалля. Дещо північніше — над Гренландією та Північною частиною Тихого океану розвинуті осередки східного переносу. Вони частково захоплюють північно-східні частини материків. У південній півкулі надзвичайно сильно виражена смуга (зона) західних вітрів навколо Антарктиди («ревучі сорокові»).

На рис. 3.4 показано зональні складові потоків вологи для липня. Як бачимо, всі зони зсунуті на північ і дещо трансформовані. У приекваторній зоні над Індією сформована дуже потужна зона мусонів з західним потоком вологи. Збільшився східний перенос у помірних та приполярних широтах північної півкулі. А у південній півкулі він навпаки розширив свою зону, але зменшив інтенсивність. Сформовано також осередок західного переносу над Австралією.

Крім описаних закономірностей проводяться також дослідження по оцінці деяких загальних параметрів зонального перенесення вологи в атмосфері, які характеризують вологообіг. Розрахунки показують, що повне оновлення водяної пари в атмосфері відбувається за 8,1 доби. Таким чином швидкість умовного вологообігу складає приблизно 45 раз на рік. Абсолютні швидкості зонального перенесення вологи складають в середньому 2,9 м/с. Але в зонах східного та західного переносу вона збільшується. Наприклад на 60° пн. широти вона складає 4,1 м/с.

Орієнтовні розрахунки показують, що для Земної кулі в цілому число замін вологи за один оберт поздовж паралелі складає Якщо б не було випаровування, то з повітря, що поступило з океану на материк, могло б виділитися тільки 0,5 вологи. Далі, при незмінній температурі, конденсація не відбувалася б і волога проходила б транзитом. Таким чином вплив випаровування приводить до збільшення можливих опадів у 27 раз. Не дивлячись на це все одно приблизно 34% океанічної вологи проходить над материками транзитом (над Азією, Пн. та Пд. Америкою — 20%, над Африкою — 38%, над Європою — 48% і над Австралією — 76%).

Зволожуючий вплив океанів проявляється не завжди. Для цього необхідні певні умови. У першу чергу це загальні напрямки потоків повітря, які можуть змінюватися посезонно. По-друге, може впливати відносний розподіл вмісту вологи у повітрі. Наприклад, влітку в районі арктичних морів вміст вологи набагато менший ніж над континентом. Тому їх вторгнення приводять до прогріву, пониження відносної вологості і можуть викликати посуху. Ще одним фактором є сприятлива для утворення опадів стратифікація атмосфери. Таким чином не скрізь і не завжди близькість до океану та його вплив приводять до збільшення опадів та зволоженості територій.

Загальний розподіл опадів показано на рис. 3.5. Але кількість опадів не визначає автоматично зволоженість територій. При однакових кількостях опадів утворюються, наприклад, заболочена тундра та напівпустеля. Це означає, що слід враховувати також термічний режим (тепловий баланс) поверхні. Такий вплив враховують індекси сухості. Найбільш відомим є радіаційний індекс сухості М.І. Будико:

$$K_r = \frac{R}{LX}, \quad (3.3)$$

де R — радіаційний баланс, L — захована теплота пароутворення, X — опади. Він показує — яка частка радіаційного балансу витрачається на випаровування. При $K_r < 0,45$ клімат характеризується як надлишково вологий. При $K_r = 1$ — вологий, при 1,0-3,0 — недостатньо вологий, а при $> 3,0$ — сухий. З цим показником пов'язане розповсюдження рослинності (ландшафтні зони). Він також генералізовано, разом з радіаційним балансом, впливає на коефіцієнт стоку (див. 2.4.6.). Його використовують у класифікації клімату. Таким чином можна підкреслити взаємопов'язаність клімату, зволоженості територій та ландшафтів.

В о д н и й б а л а н с т а с т і к в о д и з с у х о д о л у

Практично всі водні об'єкти суходолу існують завдяки атмосферним опадам, які в свою чергу є складовою функціонування кліматичної системи Землі. На суходолі клімат формується у взаємодії з особливою діяльною поверхнею. Вона дуже різноманітна, мінлива, зі складними фізичними параметрами. Все це призводить до відповідної різноманітності та складності вологообігу і водного балансу територій. Наслідком додатнього співвідношення між опадами та випаровуванням є стік води з суходолу.

3.2.1. Водний баланс територій

На поверхні суходолу відбуваються складні гідрологічні процеси: випадають опади різних типів, вода рухається по поверхні, або в ґрунтах та породах, акумулюється різним чином, випаровується та конденсується, споживається рослинами і випаровується з них. Але за багаторічні періоди осереднено, генералізовано встановлюється такий вид балансу:

$$x = y + z, \quad (3.4)$$

де x — загальні опади; y — загальний стік з даної території; z — загальне випаровування. Якщо розглядати більш короткі періоди і конкретні умови то рівняння балансу буде ускладнюватися, будуть виникати численні його різновиди. Різноманітність наземних фізико-географічних умов може бути відображена системою ландшафтів різних рангів (ієрархічного положення). Відповідно і водний баланс і клімат територій є складними, ієрархічно побудованими системами. Вони, визначають основні риси гідрологічного режиму водних об'єктів. Якщо ж віднести це поняття не тільки до водних об'єктів, але і для територій, то водний баланс стає його головним показником.

Не дивно, що вивченню водного балансу присвячена значна частина гідрологічних досліджень. Одною з перших ґрунтових робіт була праця Е. Ольдекопа «Випаровування з поверхні річкових басейнів» (1911 р.). Він виходив з таких положень. При малих кількостях опадів вони повинні повністю випаровуватися. По мірі збільшення опадів величина випаровування також збільшується. Але відповідність зростання поступово порушується оскільки випаровування поступово наближається до певної природної межі. Наростаюча різниця між опадами та випаровуванням створює стік.

В роботі Ольдекопа також були проаналізовані форми залежностей $z = f(x)$ та $y = f(x)$. Це дозволило йому виділити два крайніх типи річкових басейнів. В одних з них (при малих опадах) залежність $y = f(x)$ виражена слабо, а $z = f(x)$ — добре. В других (при значних опадах) — навпаки.

В дійсності впливає не тільки кількість опадів, але і тепловий баланс. Це врахував М.І. Будико, який ув'язав водний та тепловий баланс:

$$\frac{z}{x} = f\left(\frac{R}{LX}\right), \quad (3.5)$$

де R — радіаційний баланс, L — захована теплота пароутворення. В посушливих умовах $\frac{z}{x} \rightarrow 1$, $\frac{R}{LX}$ — має великі значення. Обмеженість ресурсів тепла призводить до того, що швидко наближається до $z_0 = \frac{R}{L}$ (випаровуваність). Тому при значному (достатньому) зростанні опадів $\frac{z}{x}$ та $\frac{R}{LX}$ зменшується. Це відображає наростання зволоженості та стоку.

Результати обчислень за даною методикою представлені у вигляді номограми (рис. 3.7).

В цілому методики оцінки зволоженості територій та елементів водного балансу досить різноманітні і поступово розвиваються. Найбільш складним для спостереження елементом є випаровування. (Також важко спостерігати за підземним стоком та деякими особливими процесами). Спостереження за стоком води поступово накопичуються, що дає змогу більш точно його оцінювати. Дані про опади вивчає метеорологія та кліматологія. Для суходолу вони достатньо точні. Випаровування оцінюють в основному непрямо, розрахунковими способами.

На різних ієрархічних рівнях фізико-географічних умов система факторів водного балансу та стоку — різна. Це значно ускладнює їх розрахунки. Систематизувати їх допомагає метод гідрологічного районування. Його принципи подібні до загальногеографічних та ландшафтних. По-суті це один зі способів дослідження складних природних систем.

3.2.2. Формування стоку

Дослідження водного балансу тісно пов'язані з дослідженнями стоку, водного режиму. Облік, розрахунки прогнози стоку мають надзвичайно важливе практичне значення. Це головні завдання інженерної гідрології. Основні кількісні показники були наведені у 2.4.6.

Стік води залежить від складної системи факторів. Розглянемо деякі з них. Джерелом, потенціалом стоку є опади. Ступінь їх використання залежить від температурного режиму (випаровування) та характеристик діяльної поверхні (швидкість інфільтрації, концентрації в струмки та річки, інше). Виділяють три основних види опадів: 1) рідкі; 2) тверді; 3) горизонтальні. Роль останніх як правило невелика (але може бути важливою для рослин в умовах сухого клімату).

Рідкі опади, що випадають на поверхню ідуть на її змочування, заповнення мікрозападин, інфільтрацію в ґрунти, випаровування, транспірацію, утворення стоку. Все це крім стоку називають втратами. Кількість втрат до початку утворення стоку називають шаром початкових втрат. Він змінюється по території і в часі. Найбільш характерними його значеннями є 10-30 мм. Всі дощі, шар опадів яких більше шару початкових втрат називаються стокоутворюючими. Таким чином утворення паводків значною мірою залежить від стану поверхні на початок дощу. Зволожена, або замерзла поверхня мають незначний шар початкових втрат, суха пориста і тепла — найбільший.

Дощі прийнято характеризувати наступними показниками: шар опадів (мм), їх інтенсивність (мм/хв., мм/год.), площа зрошення (км²) та іншими. В залежності від них виділяють основні типи дощів:

- 1) зливи;
- 2) зливові дощі;
- 3) обкладні дощі.

Зливи випадають протягом 2-4 годин при середній інтенсивності 10-20 мм/год. Площа зрошення як правило складає десятки, рідко сотні км². Вони найбільш характерні для лісостепової та степової зони. Бувають конвективного та фронтального походження. Найбільші зливи помірного поясу спостерігаються влітку, при проходженні холодних фронтів. Шар опадів при цьому може досягати 100-150 мм. Особливими є зливи екваторіальної області. Вони повторюються щоденно і охоплюють величезні території. Певними особливостями характеризуються також зливи мусонного клімату, особливо над схилами високих гір. Вони мають велику інтенсивність. Зливі дощі випадають протягом від декількох годин до декількох діб. Їх інтенсивність в областях помірного клімату складає до 2-10 мм/год. Екстремальні значення у найбільш дощових місцевостях світу можуть досягати 5-10 мм/год. при майже постійній тривалості (понад 2500 мм на місяць). Зливі дощі розповсюджені в зонах мусонного клімату, а також зонах достатнього зволоження помірного поясу. Площа зрошення може досягати десятків і сотень тисяч км². Зливі дощі можуть давати шар опадів 150-300 мм. В мусонному кліматі часте їх повторення призводить до утворення розтягнутої багатопікової літньої дощової повені на річках. Особливими є зливі дощі пов'язані з тропічними циклонами.

Обкладні дощі можуть випадати тривалий час (декілька діб, більше тижня) з рівномірною інтенсивністю, яка є найменшою серед всіх типів дощів.

Характерною особливістю дощів зливових типів є змінна інтенсивність в часі та по території. Крім того виявлена зворотна залежність між інтенсивністю та інтервалами часу що розглядаються, або площами зрошення. Такі залежності мають стандартний характер для певних територій.

Інтенсивність, тривалість та розповсюдження різних дощів визначають характеристики паводкових хвиль в річкових системах та режим поповнення запасів підземних вод. Окремі різкі зливи можуть формувати високі паводки лише на відносно невеликих річках. Вони також мало впливають на зміни запасів підземних вод. Зливі дощі можуть формувати високі паводки на любых річках, особливо при періодичному повторенні і значних шарах. Вони значно поповнюють запаси підземних вод. Обкладні дощі в теплу пору року як правило не формують паводки на річках. Їх волога в основному витрачається на зволоження ґрунтів та випаровування. Частково вони поповнюють підземні води. Взимку та восени вони можуть сформувати невисокі паводки на середніх, і частково на великих річках.

Для значної частини помірних та субполярних широт основну роль у формуванні стоку води і водного режиму річок грає тимчасовий сніговий покрив. Тверді опади акумулюються в холодну пору року. Навесні за їх рахунок формується водопілля і значно поповнюються запаси підземних вод. У цей період на багатьох річках може проходити від 30-40 до 100% річного стоку води. Для таких річок висоти повеней значно перевищують висоти (максимальні витрати) паводків.

Тимчасовий сніговий покрив формується поступово, а також трансформується, розвивається за певними законами. Його може доповнювати замерзання вологи в ґрунтах (сезонне промерзання ґрунтів). Крім того потужність снігового покриву змінюється в межах певних місцевостей в залежності від форм рельєфу, розподілу рослинності та інших факторів. Під час хуртовин сніг здувається з вододільних просторів та навітрених схилів і накопичується у від'ємних формах рельєфу, на узбіччях лісів та чагарників. Ступінь нерівномірності розподілу потужності снігового покриву в даній місцевості можна характеризувати за допомогою певних статистичних показників. Для цього необхідно провести вимірювання його параметрів за певною схемою. Для слабо розчленованого рельєфу коефіцієнти варіації складають 0,3-0,5; а для сильного розчленованого 0,5-1,0.

Танення снігового покриву починається при додатньому тепловому балансі його поверхні. Але поступання води в ґрунти та руслову сітку (водовіддача) відбувається не одразу. Сніговий покрив, як рихле середовище, має значну водоутримуючу здатність. Кількісними показниками власне процесу сніготанення є інтенсивність та тривалість.

За комплексом показників сніготанення та водовіддачі (сніготанення в широкому розумінні) час їх прояву поділяють на три характерних періоди:

- 1) початковий (суцільне залягання снігового покриву майже не порушене);
- 2) період сходу основної маси снігу (залягання плямисте);
- 3) період завершення танення снігу.

У перший період вся тала вода утримується в межах снігового покриву. Відбувається танення приблизно 30% снігозапасів, але водовіддачі нема. З'являються перші проталини. Їх загальна площа до 2,5%. Другий період основний у формуванні весняного водопілля і поповнення запасів підземних вод. В цей час проходить танення ще біля 50% снігозапасів і формується потужна водовіддача, яка спочатку поступово перевищує темпи (інтенсивність) сніготанення, а потім вирівнюється з ним. Таким чином вона складає 80% від загальної. В кінці цього періоду приблизно половина площі водозбору звільняється від снігу. Третій період характеризується рівністю сніготанення та водовіддачі. Їх інтенсивність максимальна. До них можуть приєднуватися дощі. Під кінець періоду площа снігового покриву не перевищує 2,5%. Сніг лежить в окремих, захищених від сонця, пониженнях рельєфу. За рахунок невеликих снігозапасів і максимальної інтенсивності їх танення тривалість третього періоду як правило мала.

Для розрахунків закономірностей описаних процесів розроблено цілий ряд методик, підходів, формул та математичних моделей. Вони мають велике практичне значення.

В залежності від переважання певних факторів танення снігу виділяють характерні типи весен:

- а) адвективний (характеризується похмурою, хмарною погодою з додатними температурами повітря на протязі доби і відсутністю прямої сонячної радіації);

б) плювіальний (переважання дощових днів);

в) солярний, або радіаційний (переважають сонячні дні з температурами повітря слабовід'ємними, або біля 0°C).

Можна виділяти також деякі перехідні, змішані типи. За тривалістю весни поділяються на: тривалі (ранні) та дружні (пізні). Останні часто пов'язані з адвекцією значних мас теплого повітря. Характеристики весен визначають особливості процесів сніготанення. Їх враховують у дослідженнях цього процесу.

Крім прямого фактору (потенціалу) формування стоку — опадів слід розглянути ряд опосередкованих (непрямих). Найперший — це випаровування. Його ми частково вже розглядали у розділі 3.1. Слід зауважити, що це дуже складний природний (фізичний) процес. Спостереження за ним також малоефективні. Тому його часто оцінюють за допомогою розрахункових методик, які базуються на різних принципах. Важливим методом є оцінка випаровування через рівняння водного балансу (якщо інші складові відомі).

Наступним фактором стоку є характер ґрунтів та порід водозбору. Він у першу чергу впливає на процеси інфільтрації, а також підземного живлення. Тип та механічний склад ґрунтів впливають на їх водопроникність. Це основний фактор інфільтрації. Для помірних та субполярних широт (помірного та холодного клімату) він проявляється в основному влітку. Значну роль грає також водоутримуюча здатність ґрунтів. Склад порід, їх характеристики, геологічна будова басейну впливають на підземне живлення, а деколи і на характер гідрографічної сітки території. Рівномірне та значне підземне живлення річок пов'язане з дренаванням ними добре обводнених горизонтів пористих або тріщинуватих порід. Особливий вплив здійснюють карстові породи. Його значення може бути провідним для відносно невеликих річок. На поверхні карстових плато річкова сітка взагалі може бути відсутня. Джерела та річки можуть з'являтися по їх периферії, там де карстові породи підсилюються водотривкими. В деяких випадках карст може впливати на перерозподіл стоку між сусідніми річковими поверхневими водозборами (неспівпадіння поверхневих та підземних водозборів).

На характер підземного живлення річок може також впливати розташування їх басейнів відносно артезіанських басейнів. В областях живлення останніх частини вод може не попадати в річки, або навіть відтікати (фільтруватися) з них. За дослідженнями Б. Куделіна втрати річкового стоку в басейнах річок Дніпровсько-Донецької западини (верхня течія р. Сейм) досягають $1-2 \text{ л/с. км}^2$ в середньому за рік.

З геологічними факторами тісно пов'язаний вплив ерозійного врізу долин річок, а також рельєф водозбору. Вплив рельєфу найбільше здійснюється через такі характеристики: висотне положення водозбору, розчленованість території, експозиція схилів відносно сонячного проміння, а також відносно вологоносних вітрів.

Збільшення висот водозборів в межах рівнин як правило призводить до збільшення опадів та загальних величин стоку. Гори повністю змінюють всі

фактори стоку. Тут проявляється висотна поясність фізико-географічних умов. На рівнинних просторах, або плато певну роль грають також локальні від'ємні форми рельєфу. Вони можуть частково сприяти живленню підземних вод, а частково випаровуванню.

Розчленованість територій впливає як на величини врізу, так і на швидкості поверхневого стікання, тобто на співвідношення між інфільтрацією, випаровуванням та поверхневим стоком. Розчленованість також впливає на характер тимчасового снігового покриву.

Різниця в експозиції схилів до сонячного проміння впливає в основному в помірних та субполярних широтах, а також у горах — на особливості сніготанення та танення льодовиків. Вплив цього фактора може призводити до змін у випаровуванні та накопиченні вологи у ґрунтах. Експозиція відносно вологих вітрів (потоків повітря) впливає на кількість опадів. Це стосується як гір так і височин та кряжів в межах рівнин. В деяких випадках навітрені схили можуть бути обводнені, а підвітрені — напівпустельними.

Ще одним важливим фактором стоку є рослинність. Вона впливає на просочування води, випаровування (транспірацію), частково на опади (ліс). Вплив лісу вивчали провідні вчені географи, ґрунтознавці, гідрологи. Але виявилось, що він неоднозначний і сам залежить від інших факторів. Ліси та лісосмуги затримують взимку сніг. Лісові ґрунти як правило добре водопроникні. Таким чином можна стверджувати, що ліс впливає на поповнення ґрунтових вод і відповідне живлення річок. Ліс протистоїть ерозійним процесам і формуванню різких паводків. Хоча ступінь такого впливу в різних умовах — різний.

На особливості формування стоку впливають також озера, болота, льодовики, наледі та інші природні об'єкти. Цей вплив частково вже був розглянутий у другій частині підручника. Нагадаємо, що озера в основному зарегульовують стік, а в зонах недостатнього зволоження зменшують його. Вплив боліт залежить від природних умов. Льодовики та наледі живлять річки влітку і накопичують власну масу взимку. Наледі можуть поєднуватися з повним перемерзанням річок. В умовах досить плоского, слабо розчленованого рельєфу, при наявності в басейні річки значної кількості безстічних озер, її стік зменшується. Тут яскраво проявляється різниця між поняттями «басейні» та «водозбір».

Цілу окрему, специфічну і важливу групу факторів формування стоку складають різні види антропогенного впливу на водозбір та на водні об'єкти. Це побудова водосховищ, зміни характеру поверхні водозбору, гідрографічної сітки, відбори та скидання води, міжбасейнове перекидання вод (перерозподіл стоку), будівництво зрошувальних систем та каналів, осушення боліт та переволоження земель та інші.

Деякі автори окремо виділяють умовні фактори стоку. Це конкретні кількісні показники, які використовують у його розрахунках: площі водозборів, їх середні висоти, кути нахилу поверхні, густина та глибина розчленування, параметри форм водозборів та інші. Особливо слід відзначити перший параметр. Він пов'язаний, зокрема, із загальними фізико-

географічними умовами. Малі річки можуть бути зональними або азональними (специфічними, під впливом локальних, особливих умов). Середні за площею водозбору річки як правило зональні, характерні для даного типу ландшафтів. Великі річки часто полізональні. Процеси формування стоку і водний режим тут неоднорідні і складні.

3.2.3. Стік води в річках

Основний стік води з суходолу в океан відбувається у річках. Тому річковий стік є визначальним (його часто ототожнюють зі стоком в цілому). За ним ведуться спостереження як на розвинутій гідрологічній мережі, так і в експедиційних умовах та дистанційно. Відносній зручності спостережень сприяє концентрація вод в чітко виражені річкові струмені.

Облік стоку води в річках — розвинута ланка гідрології та гідрометрії. Він може базуватися на традиційних вимірюваннях витрат та рівнів води, застосуванні методу змішування, гідрологічних витратомірів, використанні даних роботи технічних систем і приладів та інших методиках. Ці методики розглядаються в річковій гідрометрії і частково у прикладних гідрологічних науках. Основними є перша та остання групи методів. У першій вимірювання витрат проводять за допомогою гідрометричних млиноків та поплавків різної конструкції. Кількість вимірювань в основному не перевищує — десятки на рік. Тому для обліку стоку використовують їх зв'язок з рівнями води (криві витрат, див. 2.4.5.), які вимірюють по декілька раз на добу. Характер зв'язку деколи буває досить складний. Тому розроблено цілий ряд методик його додаткового аналізу. Таким чином отримують середньодобові витрати води.

Остання група методів обліку стоку пов'язана з існуванням значної кількості гідротехнічних споруд на річках. Вода, що проходить через турбіни, затвори, шлюзи, або перекачується насосами може бути добре облікована. Як правило точність такого обліку вища (1-2%) ніж за першою групою методів (5-15%). Тому він дуже важливий.

На базі обліку стоку від початку XX століття розвинулась наука про його розрахунки, оцінки, передбачення (прогнози). Фактично це комплекс наук: гідрологічні розрахунки, гідрологічні прогнози стоку, певні розділи гідрометрії, розділи загальної гідрології, частина водогосподарських розрахунків, математичне моделювання водного режиму річок та інші. В цих дослідженнях розрізняють генетичний та імовірно-статистичний підходи. Вони певною мірою об'єднуються в сучасних підходах з використанням ЕОМ.

Генетичні дослідження річкового стоку прослідковують його розвиток як фізичного процесу, зв'язок з основними факторами, природними умовами. При цьому основну увагу приділяють причинно-наслідковим зв'язкам. Вони тісно взаємопов'язані з дослідженнями водного режиму, класифікаціями річок за ним, гідрологічним районуванням територій. Тут широко застосовують географо-гідрологічні методи. Зокрема: методи гідрологічної аналогії, гідрологічної інтерполяції, регіональних коефіцієнтів, водного балансу, розчленування гідрографів стоку за джерелами живлення

(генетичного розчленування) та інші. До генетичних методів можна віднести також певні види моделей стоку (метод ізохрон стоку, детерміновані моделі та ін.).

Імовірносно — статистичні методи базуються на уявленні про те, що характеристики стоку утворюють статистичні ряди (сукупності). Їх аналіз, дослідження повинні проводитися методами теорії імовірностей та математичної статистики. Такий підхід надзвичайно розвинутий і має велике прикладне значення. Він дозволяє аналізувати стік як в часі так і в просторі, виявляти деякі генеральні закономірності.

Характеристики водності річок (стоку) відносяться до різних періодів часу. Це можуть бути виміряні витрати води, середньодобові, середньодекадні, місячні, річні, багаторічні. Об'єми стоку (або просто стік) можна рахувати за паводок або повінь, за місяць, сезон, рік, багаторічний період. Відповідно розглядають і інші показники. Осереднення, або інтегрування за сезон та більше приховує вплив окремих фаз водності. Особливо це стосується річних та багаторічних показників. Довготривалі і короткотривалі характеристики відрізняються між собою не тільки у статистичному відношенні, але і генетично. Тому прийнято окремо розглядати середній багаторічний стік, максимальний стік (паводки та повені) і мінімальний стік (періоди межені).

Дослідження середнього стоку базуються на середніх річних витратах, або інших відповідних показниках. Тому його також називають річним. Основним завданням цих досліджень є визначення норми стоку — середнього значення за багаторічний період такої тривалості, при збільшенні якої отримане значення суттєво не змінюється. Основний спосіб розрахунку норми — побудова кривих забезпеченості для статистичних рядів, що складаються з середніх річних витрат води в річці. Достатньою величиною ряду вважають 25-30 років та більше. У теперішній час цьому критерію задовольняють практично всі ряди спостережень. Криві забезпеченості можуть бути емпіричними та теоретичними (відповідати певному математичному закону, рівнянню). Якщо крива для даного пункту спостережень відповідає необхідним вимогам, то витрата, або інший показник, забезпеченістю 50%, знятий з неї буде нормою. Для перетинів річок де відсутні дані спостережень норма розраховується іншими способами (за допомогою карт ізоліній стоку, певних розрахункових формул, методом аналогії та ін.).

Як бачимо з визначення, норма повинна відноситися до репрезентативного ряду. Тобто до такого, який буде адекватно представляти генеральну статистичну сукупність. Останнє поняття пов'язують з генеральними умовами, основними закономірностями формування даного роду випадкових величин. Репрезентативність ряду не завжди легко визначити (доказати). Середній річний стік має досить складні закономірності змін як в часі так і у просторі. Не всі вони ще вивчені. Існують періодичні, циклічні та однонаправлені зміни які відбуваються під дією складної системи факторів (як і клімат, що в першу чергу їх визначає). Таким чином дослідження середнього стоку мають різні аспекти.

В поняття максимального стоку включають: максимальні витрати, модулі, шари, стік за період паводку або повені і просто процеси формування високого стоку в річках (в сезонному аспекті). Умови формування максимального стоку різноманітні та специфічні. Тому існує велика кількість методик та способів розрахунку його показників. Існує також особливість розгляду максимального стоку: до нього можна включати лише найбільші річні значення (що характерно для снігових повеней), або всі максимуми (що характерно для паводків, що повторюються по декілька раз на рік). Специфіка формування максимального стоку впливає також на те, що його важко картувати. Як правило, складають карти показників, що мають вирішальне значення (шари та модулі опадів, сніготанення та інші). Існує досить багато математичних моделей максимального стоку. Одною з найперших була генетична формула (теорія) стоку, або метод ізохрон (одиничного гідрографа). Вона зберегла своє значення до наших днів. В її основі лежать уявлення про процеси добігання поверхневого стоку від схилів (вододілів) до замикаючого (даного) створу. Вони розробляються ще з початку XX століття.

Паводок, що визначається одиничним гідрографом, також називають одиничним, елементарним. Це ідеалізоване поняття. Весняна повінь, або дощові паводки формуються внаслідок додавання елементарних порцій (витрат) води, що поступають з різних частин водозбору. В основу схеми одиничного гідрографа покладено час добігання при умові сталої інтенсивності поступання води від дощів чи сніготанення. Він залежить від відстані до замикаючого створу (l) та швидкості руху води (v) :

$$\tau = \frac{l}{v}.$$

В залежності від найбільшого часу добігання вибирають розрахункові інтервали часу τ_0 , та відповідні розрахункові відрізки руху $l_0 = \tau_0 \cdot v$. Починаючи від даного (розрахункового, замикаючого) створу вгору по річках відкладаються l_0 . Системи рівновіддалених точок з'єднуються плавними лініями, які називаються ізохронами стоку (рис. 3.8). Їх напрямки в цілому співпадають з напрямками (положенням) ізогіпс, оскільки лінії стікання поверхневих вод повинні бути перпендикулярні до них. Якщо q_1 — інтенсивність поступання води за перший розрахунковий інтервал часу, то витрати в замикаючому створі буде складати:

$$Q_1 = q_1 \cdot f_1, \quad (3.6)$$

де f_1 — площа, обмежена першою ізохроною. Для кінця другого інтервалу часу будемо мати:

$$Q_2 = q_1 \cdot f_2 + q_2 f_1. \quad (3.7)$$

Прийнявши $q_1 = q_2 = \dots = \text{const}$ можемо записати:

$$Q_3 = q \sum_{i=1}^3 f_i \quad (3.8)$$

та

$$Q_t = q \sum_1^t f_i, \quad \text{чи} \quad Q_i = \int_0^t q \frac{\partial f}{\partial \tau} d\tau. \quad (3.9)$$

Остання формула називається генетичною формулою стоку, або формулою одиничного гідрографа. Пряме її використання значно затруднене у зв'язку зі значним ступенем ідеалізації процесу. Але вона лежить в основі багатьох більш досконалих математичних моделей. Існують також інші принципові схеми опису гідрографів паводків, або повеней.

Мінімальний стік пов'язаний з меженню. Він включає такі характеристики: добові, середні місячні та 30-денні за кожен межень, середні багаторічні їх значення, мінімуми різної забезпеченості; абсолютний мінімум. Як і у дослідженнях максимального стоку тут розроблені різноманітні методики розрахунку необхідних показників.

Все різноманіття процесів формування стоку відповідає різноманітності руху та фазових переходів води на територіях (водозборах) різного масштабу — від локального до глобального. На різних ієрархічних рівнях і в різних умовах діють особливі закони формування, що характерно для складних систем. Тим не менше існують спроби виділення найбільш загальних законів.

П р и р о д н і в о д и і т в е р д е т і л о З е м л і

Не дивлячись на те, що різні питання впливу мантиї, літосфери, земної кори, тектонічних процесів на природні води з одного боку, і впливи природних вод та гідрологічних процесів на земну кору — з іншого надзвичайно широко досліджені, узагальнення такої взаємодії не представлені у підручниках з гідрології.

Гідросфера, разом з атмосферою, утворилися в ході геологічного розвитку Землі. Сучасні уявлення про першоджерела води склалися у середині ХХ століття. Розігрівання Землі на самій ранній стадії розвитку (стискання) привело до поділу її на оболонки. Внаслідок цього на поверхню поступали легкоплавкі речовини — базальтова магма, що включала воду та розчинені гази. Після зняття надкритичного стану (+374°C) вода почала поступово переходити в рідку фазу. Так утворилась гідросфера. Первинний розчин води отримав назву ювенільного. Мантия і далі залишається основним генератором природних вод. Вона вміщує приблизно $20 \cdot 10^{18}$ т води всіх станів. Саме частина цих вод мігрувала до поверхні і утворила сучасну гідросферу Землі. Кількість видаленої з мантиї води оцінюють приблизно у $3,4 \cdot 10^{18}$ т.

Зі свого боку приповерхневі води впливають на розвиток земної кори. Еволюція цих процесів досліджена лише частково. Природні води приймають участь в розвитку осадових та метаморфічних порід. На великих глибинах флюїди приводять до гідророзривів. Магматичні породи, які з глибин попадають у нові фізико-хімічні (геологічні) умови, поступово змінюються, трансформуються у зоні гіпергенезу. Важливу роль тут грають підземні води. Велике значення для розвитку приповерхневих частин Землі

мають гідрогеохімічні процеси. За участю вод відбувається формування кір вивітрювання та ґрунтів.

Природні води приймають активну участь в розвитку форм рельєфу та у формуванні різноманітних відкладів. Як відомо, рельєф розвивається внаслідок складної взаємодії ендегенних та екзогенних факторів. Екзогенні більшою частиною пов'язані з дією природних вод. З свого боку ендегенні чинники впливають на характеристики та розвиток водних об'єктів і їх систем.

3.3.1. Літосфера та підземні води

Підземні води — невід'ємна частина геологічного середовища. Хімічно зв'язана вода є частиною мінералів. Водні розчини та флюїди виконують значну геохімічну та геологічну роботу. Ювенільні води пов'язані з магмою, магматичними породами та вулканічною діяльністю. Води приймають активну участь у процесах гіпергенезу та вивітрювання.

Циркулюючи у земній корі, підземні води приймають участь в геологічних процесах. Вони розчиняють одні мінеральні сполуки і виносять їх в океан, озера, внутрішні безстічні області, і створюють інші, відкладаючи їх на своєму шляху (наприклад у тріщинах або при виході на поверхню). При переході у зв'язаний стан підземні води приймають участь у побудові багатьох геологічних утворень. Багато фізико-механічних, водних, теплових та інших властивостей гірських порід обумовлені вмістом в них вод різного походження та хімічного складу. Вода приймає участь у процесах магматизму, літогенезу, метаморфізму, здійснює великий вплив на зміни гравітаційного, магнітного та електричного полів Землі. Вода також є складним та динамічним природним розчинником та сильним каталізатором. Вона приймає участь в хімічних та біохімічних реакціях, перенесенні тепла, органічної речовини, газів та хімічних елементів. В.І. Вернадський писав: «Вода охоплює, проникає наскрізь, як пливкова губка і як пара, всю земну кору... Тому не дивно, що завжди і скрізь, де б ми не почали проникати в земну кору, не почали бурити, — ми зустрінемо в кінці кінців воду у краплинно-рідинних її масах».

Якщо розглядати геохімічну роль води, то слід сказати, що практично всі хімічні елементи в ній розчиняються, разом з нею мігрують, а багато які з неї виділяються (у формі газів, осадів, мінералів та ін.). По відношенню до води Вернадський всі хімічні елементи поділяв на дві великі групи:

- 1) гідрогенетичні (для яких характерна водна рівновага, і значна частина атомів яких проходить через водні розчини);
- 2) пірогенетичні (присутні у природних розчинах у незначних кількостях і тільки у стані розсіювання; не можуть виділятися у формі мінералів).

Поза сумнівом вода грає виключну роль у геохімічних процесах в земній корі та літосфері починаючи від магматичних, пегматитових та гідротермальних процесів і завершуючи різноманітними гіпергенними. При взаємодії з природними твердими тілами вода поступово перетворюється у розчин, який вміщує в тій чи іншій кількості елементи зі складу цих тіл.

Суттєві зміни відбуваються і з самими твердими тілами. Окрім розчинення, широке розповсюдження і велику роль мають два важливих процеси: 1) гідратація; 2) утворення колоїдних систем. При гідратації молекули води входять хімічно у тверде тіло, стають його складовою частиною. При колоїдних процесах відбувається подрібнення часток мінералів, поступовий перехід до високодисперсних систем, коли важливу роль починають грати поверхневі властивості твердої речовини. З іншого боку колоїдної системи утворюються і зворотнім шляхом — внаслідок укрупнення систем молекул в розчині.

Велике значення мають природні води у формуванні кір вивітрювання, верхньою частиною яких є ґрунти.

Якщо розглядати аспект переважного впливу літосфери на підземні води, то слід у першу чергу сказати, що особливості їх залягання, розповсюдження, багатьох властивостей визначаються геологічними структурами та тектонічними процесами. Крім того хімічний склад підземних вод формується в основному за рахунок контакту з гірськими породами, відкладами, мінералами. Літосфера через утворення особливостей мегарельєфу своєї поверхні (гір, рівнин, океанічних котловин) впливає на особливості живлення, режиму та умов знаходження підземних вод.

3.2.2. Ендогенний вплив на поверхневу гідросферу

Ендогенні процеси на протязі геологічної історії Землі формували основні риси рельєфу поверхні твердого тіла Землі, а також особливості геологічної та тектонічної будови приповерхневих шарів земної кори. Все це впливало і впливає на стан об'єктів поверхневої гідросфери. Вплив ендогенних процесів на її походження вже був розглянутий раніше.

Найбільш крупним масштабом рельєфу і поділу водних об'єктів є виділення системи Світового океану і системи поверхневих водних об'єктів суходолу. Розвиток океанічних котловин визначається переважно механізмами руху літосферних плит. Але і розташування та характеристики водних об'єктів на поверхні суходолу також пов'язані в внутріземними факторами. Котловини озер, малюнок річкової сітки, розташування та особливості льодовиків визначаються тектонікою. Тектоніка та геологічна будова впливають на процеси різного масштабу (рівня) — від окремих скелястих виступів чи закладання яру у тектонічно обумовленій тріщині до формування найкрупніших річкових систем (яскравим прикладом служить система Амазонки).

Дослідження впливу тектонічних процесів та структур на розвиток гідрографічної сітки почали з'являтися у середині ХХ століття, коли стало ясно, що тектонічні рухи відбуваються постійно і скрізь.

Змінюється лише їх інтенсивність та напрямок. Найбільшу інтенсивність вони мають в областях молодих гір та рифтогенезу. Тут відбуваються найбільші перебудови гідрографічної сітки. Наприклад озеро Вікторія і сучасна гідросітка навколо нього утворилися лише у пізньочетвертинний час внаслідок розвитку Головного східно-африканського склепіння і скидової

рифтової долини у його центральній частині. В цей же час існувало велетенське озеро у центральній частині системи р. Конго, яке потім було спущене в сторону Атлантики.

Одним з перших, хто ґрунтовно дослідив вплив тектоніки на гідрографічну сітку рівнин був К.І. Геренчук. Він розглянув цей вплив на прикладі Східноєвропейської рівнини (включаючи відповідну частину України). Зокрема він дослідив такі питання: відношення річкових систем до тектонічних структур, планові обриси річкових систем, тектонічну зумовленість річкових звивин, поздовжні профілі річкових долин, асиметрію річкових долин, умови їх виникнення (закладання), стійкості річкових систем та вододілів, річкові перехоплення, успадкування давніх ерозійних шляхів та інші. У теперішній час такі дослідження значною мірою розвинуті. Цьому допомагають геологічна та палеогеографічна інформація. Зокрема сформувався напрямок палеографічних та палеогідрологічних досліджень — історія розвитку річкових систем та гідрографічної сітки.

Ендогенні процеси впливають на поверхневу гідросферу не тільки прямо і механічно, але і опосередковано та геохімічно. Важливий напрямок впливу — зміни кліматичної системи. Вона розвивається як невід’ємна, органічна складова всієї планети та системи її геосфер. Крім того на клімат окремих регіонів впливають гірські системи, височини, розташування океанів та морів і деякі інші фактори.

На формування хімічного складу та режиму поверхневих водних об’єктів впливають також геохімічні процеси, пов’язані з мантиєю, літосферою та землею корою. За тривалі проміжки часу цей вплив стає суттєвим.

Таким чином поверхнева гідросфера, як і підземна тісно пов’язана з твердим тілом Землі.

3.3.3. Природні води і рельєф

У вступі ми вже згадували про те, що рельєф формується внаслідок взаємодії ендогенних та екзогенних факторів. Основними екзогенними процесами вважають: 1) схиліві, гравітаційні (частково пов’язані з дією природних вод); 2) флювіальні; 3) карстові; 4) гляціальні; 5) пов’язані з багаторічною мерзлотою, мерзлотні; 6) еолові; 7) берегові (морські та озерні); 8) процеси на дні океану. Як бачимо лише еолові і частково схиліві процеси не пов’язані прямо з дією природних вод.

Всі процеси, завдяки яким продукти вивітрювання гірських порід видаляються з місць їх утворення і переміщуються на нижчі висотні рівні, називають зносом або денудацією (лат. *denudare* — оголювати). Головною руйнівною силою в процесах денудації є сила тяжіння. Вона може проявлятися безпосередньо (обвали, лавини та ін.), або опосередковано (рух води, льоду). Екзогенні агенти крім денудації виконують акумуляцію (накопичення) твердого матеріалу. Як в денудації так і в акумуляції основну роль грають природні води.

Виділення геоморфології у самостійну галузь знань та поява перших наукових загальногеоморфологічних конценцій нерозривно пов’язані з

іменами американського вченого В. Девіса та німецького — В. Пенка. Девіс розробив вчення про географічні (геоморфологічні) цикли (1899 р.). Він виділяв «нормальний» (водно-ерозійний), льодовиковий та аридний (еоловий) цикли розвитку рельєфу. Кінцевою стадією циклів є вирівнювання рельєфу, утворення майже рівнини — пенеплену.

В. Пенк («Морфологічний аналіз», 1924 р.) основну увагу приділив зв'язку процесів денудації з вертикальними рухами земної кори. Він вважав, що при швидкому та значному піднятті долини річок енергійно поглиблюються, але їх поздовжній профіль стає опуклим. При відносній рівності підняття і глибинної ерозії утворюється майже прямолінійний поздовжній профіль. При тривалій стабільності земної кори річки утворюють вироблений, ввігнутий поздовжній профіль. Профілі можуть бути також складними.

Як бачимо зародження геоморфологічної теорії тісно пов'язане з аналізом діяльності природних вод. Ця дія може бути розглянута в різних часово-просторових масштабах. Відповідно будуть виникати різні форми рельєфу.

Знесення гірських порід починається з найвищих вершин, а завершується в межах Світового океану. Денудаційна діяльність льодовиків надзвичайно потужна, не дивлячись на малі швидкості їх руху. Їх діяльність приводить до певних обмежень у зростанні висот гір, а в інших випадках навіть до пониження цих висот. Нижче кліматичної снігової лінії на схилах важливими агентами денудації є селеві потоки, зсуви, опливини. Вони постачають зруйновані гірські породи в долини річок і частково в озера. Основним фактором денудації на більшості територій є діяльність водних потоків різного виду та масштабу — ерозія. Вона включає площинний змив, струменеву ерозію на схилах, яркову ерозію, діяльність річок. Ерозійні процеси можуть розвиватися, у специфічній формі, також на дні світового океану — підводні каньйони з намуловими потоками в межах материкового схилу. Особливим процесом розвитку рельєфу є також гляціодислокації — зрушення покривними льодовиками значних масивів гірських порід. З льодовиками можуть бути пов'язані пониження поверхні земної кори, прогинання (наприклад в Антарктиді).

Найбільшим масштабом часу прояву денудаційних процесів є періоди розвитку та руйнування гір. Вони можуть охоплювати час у сотні мільйонів років. Їх кінцевим результатом не завжди є рівнини. Це можуть бути просто старі невисокі гори, кряжі, дрібносопковик та інші утворення. Можливо існують також цикли пов'язані зі змінами континентів.

Денудаційні процеси не тільки створюють екзогенні форми рельєфу, але і проявляють, ви členовують структури земної кори. Тому їх дослідженням займається також і структурний напрямок геоморфології.

3.3.4. Гідрогенні відклади та акумулятивні утворення

Поряд з процесами денудації та руйнування гірських порід в межах гідросфери постійно ідуть процеси акумуляції та утворення нових відкладів, мінералів, конкрецій, рудних тіл та іншого. Відклади формуються в основному на днищах водойм. В їх утворенні велику роль грає біосфера та

біогеохімічні процеси. За геологічну історію Землі відклади поступово створили особливу сферу розповсюдження осадових порід — стратисферу. Її потужність може перевищувати 15 км (у прогинах). В межах материкових платформ вона складає декілька кілометрів, а океанічних — сотні метрів, деколи 1-1,5 км. В межах океанів найбільша потужність відкладів спостерігається у материковому підніжжі (до 2-3 км).

Практично всі агенти денудації не тільки сприяють видаленню матеріалу, але і його накопиченню на нижче розташованих ділянках земної поверхні. Це можуть бути підніжжя схилів, річкові та інші долини, котловини озер, передгірні рівнини, низовини, гирлові ділянки річок, дно океанів та морів. Значні частини континентів (як в горах так і на рівнинах) вкриті льодовиковими відкладами. Це в основному морени. Основна морена являє собою як правило не шарувату суміш різних часток від колоїдних розмірів, до валунів та брил величиною з невеличкий будинок. З поверхні морена часто перекрита покривним суглинком потужністю до 2-5 м. Імовірно він відкладався у водоймах з талою льодовиковою водою. Валуні включені в морену можуть за своїм складом відповідати місцям зародження в області живлення льодовика. Їх шлях показує, що покривні льодовики розповзалися радіально, не зважаючи на нерівності ложа. Генетично пов'язані з первинними гляціальними відкладами флювіогляціальні. Форми рельєфу пов'язані з льодовиковими відкладами надзвичайно різноманітні. Тут також може формуватися специфічна гідрографічна сітка.

Найбільше розповсюджені відклади пов'язані з діяльністю водних потоків. Вони також можуть бути досить різноманітними, що пов'язано з особливостями процесів денудації та накопичення. Вони утворюють окремі смуги, плащі відкладів, конуси та поля виносу, алювіальні рівнини. Масштаби цих об'єктів можуть бути найрізноманітнішими.

Крім описаних можуть бути мерзлотні, карстові, гідротермальні, зсувні, прибережні (абразійного та змішаного походження) та інші види відкладів і акумулятивних форм.

Слід зауважити, що практично всі вони мають певну специфіку будови, складу та інших характеристик. Це відповідає певним умовам утворення. Тому дані про викопні, реліктові відклади широко використовують у палеогеографії та палеогідрології для реконструкції цих умов, а також для датування часу утворення.

П р и р о д н і в о д и т а е в о л ю ц і й н і п р о ц е с и

Еволюція — розвиток процесів та явищ у природі, суспільстві, мисленні (лат. *evolutio* — розгортання). В процесі еволюції внутрішні, сутнісні процеси та закономірності проявляють, реалізують себе. Еволюційні процеси відрізняють від просто будь-яких змін. Їх вивчення дає можливість пізнавати найбільш загальні закономірності буття, судити про співвідношення хаосу та порядку (організованості), поступових та стрибкоподібних змін, неперервності та дискретності, симетрії та іншого.

Створення уявлень про еволюцію Всесвіту, галактик, інших космічних об'єктів, Сонячної системи, планет значно розширюють погляди на еволюцію.

Сучасна планетологія базується на дослідженнях планет Сонячної системи. Вона включає питання про їх походження, розвиток надр, приповерхневих газово-рідинних оболонок, геофізичні параметри. Розвиток надр включає процеси первинної перебудови, розшарування, динаміки, створення електромагнітним полів та інші. З внутрішніми (тектонічними) процесами тісно пов'язані процеси у приповерхневих оболонках та полях. Планети Сонячної системи включають дві основні групи: 1) земну (Меркурій, Венера, Земля, Марс), та 2) гіганти (Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун). Вони відрізняються астрономічними параметрами, особливостями будови та еволюції. Земля характеризується оптимальною для розвитку життя сукупністю параметрів.

3.4.1. Еволюція географічної оболонки та її складових

Поля гравітації, астрономічні параметри, рухи, обставини розвитку та склад планет визначають їх фігуру та будову. В полях гравітації будова як правило концентрична — планетосферна. Планети та їх сфери проходять певні стадії розвитку (еволюціонують), що пов'язано у першу чергу з їх внутрішніми (тектонічними, планетологічними) процесами. Дія зовнішніх факторів також впливає на конкретні прояви цієї еволюції. Особливі процеси відбуваються у приповерхневих частинах планет. Тут виникає баланс зовнішніх та внутрішніх чинників розвитку. Крім того відомо, що на поверхнях, тобто в зонах контакту різнорідних середовищ (контактні поверхні) завжди відбувається ускладнення, збільшення різноманіття, активізація та прискорення природних процесів. Чим більша площа поверхні, тим більша активність процесів. Таким чином внаслідок якихось первинних ускладнень поверхня (контактна поверхнева система) може далі еволюціонувати, розвивати власну структуру, до встановлення певного балансу. Щось подібне відбувається у приповерхневих частинах планет — епіпланетосферах (гр. ері — на, над, зверху, при, після).

Епіпланетосферу Землі прийнято називати географічною оболонкою (хоча існують і інші назви). Вона характеризується певними властивостями та параметрами. Її дослідження розпочалися у першій половині ХХ століття. Унікальною і надзвичайно важливою її складовою є природні води (гідросфера). Частиною географічної оболонки є також ландшафтна сфера, яку пов'язують з системою контактних поверхонь в межах першої, а також з наявністю біопростору.

Слід сказати, що епіпланетосфери це майже плівкові складні системи. Наприклад вертикальна потужність географічної оболонки за поглядами різних дослідників складає 25-60 км, що дорівнює 0,004-0,01 радіуса Землі. Не дивлячись на це вона сама має надзвичайно складну будову, включає геосистеми різного типу та рангу. Прикладами можуть служити кліматична система, поділ на материки та океани, фізико-географічні країни, області,

зони, пояса та інші. При наближенні до поверхні твердого тіла Землі та океану різноманітність та складність геосистем, процесів в них, фізико-географічних явищ значно наростає. Можливо це різноманіття, динамізм і особливі умови привели до наступної фази еволюції — виникнення життя.

Таким чином географічною оболонкою можна назвати складну приповерхневу систему Землі найвищого рангу (глобальну), яка виникла і розвивається в зоні контакту літосфери, гідросфери та атмосфери, а згодом біосфери і соціосфери. Географічна облонка це не простий, механічний набір об'єктів (природних тіл) а складна, ієрархічно побудована система, що характеризується власними, внутрішніми закономірностями розвитку, структурою, взаємопов'язаністю та взаємодією елементів. У теперішній час системно-організаційні дослідження географічної оболонки швидко розвиваються. Це дає змогу більш глибоко розкривати закономірності її еволюції.

Відрізняють три основних етапи розвитку географічної оболонки та її складових: 1) добіогенний; 2) біогенний (570 млн. років тому — 40 тис. років т.); 3) антропогенний (40 тис. років — 0 років).

Добіогенний етап означає не відсутність впливу біосфери, а те, що вона ще не займала панівного положення у всій географічній оболонці (первинний етап коеволюції?). Дані про історію Землі та геосфер в першу чергу пов'язані з вивченням геологічних порід різного віку. Але найстарші відомі породи мають вік до 3,8-4 млрд. років. Етап розвитку від 4,6 до 4,0 млрд. років називають догеологічним. В цей час навіть земна кора була нестабільною. Тому судити про розвиток гідросфери та атмосфери також важко. Надалі вони почали швидко наповнюватися газами, що виділялись при вулканічних виверженнях, виливах магми, та дегазації у рифтових долинах. Насичена ними атмосфера мала відновлювальний характер, тому що у ній майже не було кисню. Великі кількості CO₂ та водяної пари забезпечували значний парниковий ефект, що мало важливе значення для еволюції географічної оболонки.

Сучасні дослідження в області порівняльної кліматології планет показують, що початкові стадії еволюції газово-рідинних оболонок на Венері, Землі та Марсі подібні. Але надалі вона пішла різними шляхами. На Венері притік Сонячної енергії вищий. Тому тут склалися умови для інтенсивного випаровування. Це призвело до надпотужного парникового ефекту. Тобто спостерігається взаємне посилення факторів — ефект «прискореного розігрівання». Тонка атмосфера Марсу та менша тектонічна активність (менша інтенсивність дегазації) спільно з меншим поступанням Сонячного проміння привели до швидкого вимерзання первинної гідросфери і перекачки води та інших речовин до полюсів. Це явище називають ефектом «прискореного охолодження».

Лише на Землі процеси відбувалися відносно збалансовано, що дозволило стабілізувати приповерхневі температури в межах, що сприяють наявності рідкої гідросфери. Наступний її розвиток був пов'язаний з основними тектонічними та геохімічними процесами. Вважають, що маса гідросфери

Землі поступово, але не зовсім монотонно, збільшувалась (рис. 3.9). Разом з тим розвивався також сольовий склад вод океану. Інші типи природних вод в основному залежали від поступання речовин з атмосфери та літосфери. Поступово наступила відносна стабілізація як маси (балансу) так і хімічного складу (гідрохімічного балансу) гідросфери.

3.4.2. Біогенний етап розвитку природних вод

Вплив життя (біосфери) на розвиток приповерхневої частини Землі — встановлений факт. Тому закономірно виникає питання про відповідні особливості розвитку природних вод.

Біосфера це відносно самостійна планетна система, матеріально-енергетична стійкість якої визначається сукупністю всіх органічних форм, а також наслідками їх попередньої діяльності. Як і всяка система вона характеризується власними закономірностями еволюції. Джерелом розвитку біосфери виступають протирічиві взаємодії між всією живою та мертвою речовиною у поверхневій оболонці Землі. Рішення протиріч відбувається за рахунок процесів обміну речовиною. В.І. Вернадський відрізняв біосферу в широкому розумінні від тільки органічного світу (живих організмів). Він пропонував вивчати еволюцію найбільш загальних показників в ув'язці з частковими. Зв'язок еволюції органічного світу з загальною будовою біосфери найбільш яскраво проявився у змінах її геохімічних процесів, загальної біомаси, біопродуктивності, енергетики, концентраційних біохімічних функцій, інформаційної «ємкості» та загальнопланетарного біотичного колообігу. В ході еволюції біосфери поступово важливі геологічні та геохімічні процеси перетворювались у біогеологічні та біогеохімічні. Це пояснюється збільшенням «тиску» життя на оточуюче середовище та ускладненням їх взаємодії. Це не могло не вплинути і на природні води. Цей вплив відбувається через біогеохімічні процеси, зміни клімату, накопичення шарів осадових порід, зміни особливостей водного балансу територій, ерозійних процесів та характеру гідросітки. Вирішальна роль живої речовини проявлялась у визначенні хімічної активності природних вод та загального термодинамічного та хімічного балансу біосфери. Перехід від відновлювальної атмосфери до кислотної був центральною подією у геохімічній еволюції біосфери. Він викликав відповідні зміни у гідросфері та літосфері. Крім того еволюція живого привела до поступового зменшення кислотності вод і перетворення їх у лужні. Вплив біосфери на природні води в основному розглядають на прикладі Світового океану. Але важливі зміни відбувались також і у водах суходолу. Є. Посохов вважав, що розвиток гідросфери йшов постійно в бік створення умов, найбільш сприятливих для життя. Подібні зміни хімізму водного середовища відбувались за участю як самих організмів, так і продуктів їх життєдіяльності. Особливо значною для гідросфери фанерозою виявилася еволюція наземної рослинності. З її появою збільшилась різноманітність іонного складу континентальних вод, відбулося їх збагачення органічною речовиною та сполуками CO_2 ; H_2S , NO_3 . Рослини

також виявились важливим фактором гідрохімічної — географічної зональності ґрунтових вод.

О. Перельман основну увагу приділяв диференціації природних вод у зв'язку із виникненням геохімічних бар'єрів. Так, у місцях окислення сульфідів формувались сірчаноокислі води. Єдине слабовідновлювальне середовище розділилось на два протилежних: різко окислювальне та різко відновлювальне. Останнє стало характерним для боліт, придонних горизонтів озер та водоносних шарів літосфери.

Але біосфера все ж таки не може абсолютно повністю змінити закони розвитку географічної оболонки. Існують зовнішні та внутрішні (внутріземні) фактори, які також визначають особливості еволюції. В цих умовах можливо слід говорити про коеволюцію, що стосується зокрема і природних вод. Це особливо важливо з точки зору їх унікального значення для життя. Існують досить розповсюджені уявлення про так-звану просторову еволюцію біосфери. Багато дослідників вважають, що у заселенні організмами земної поверхні можна виділити три основних етапи (просторові фази еволюції). Перша фаза пов'язана з прибережними ділянками океанів та морів. Складність та різноманітність процесів, що протікають тут, могли стати вирішальним фактором виникнення життя. Друга фаза полягає у заселенні всього океану за рахунок рослин, які оволоділи фотосинтезом. Відносно однорідні умови дозволили організмом заселили значні простори. Третя фаза пов'язана з заселенням поверхні суходолу. Саме тут еволюція проявилась найбільш яскраво і досягла найвищого рівня.

3.4.3. Антропогенний етап розвитку природних вод

Зародження людини сучасного типу відносять до періоду останнього міжльодовиків'я (30-40 тис. років тому). Але відчутний вплив її діяльності на природу, природні води розпочався пізніше, (7-10 тис. років тому). Його, дещо умовно, можна вважати антропогенним етапом розвитку природних вод. Спочатку переважав вплив пов'язаний з винищенням лісів та чагарників, розвитком скотарства. Потім з розвитком хліборобства, зрошення, побудовою перших гребель та каналів. Ще донедавна природні води вважали практично невичерпним ресурсом і основною задачею було їх підкорення, освоєння. Суттєве зростання використання водних ресурсів розпочалося на межі XVIII та XIX століть. В цей же час відмічено перші локальні екологічні проблеми, пов'язані з ними. Так у 1830 році в Лондоні спалахнула епідемія холери, причиною якої було забруднення питної води фекальними стоками мільйонного міста. Оцінки об'ємів сучасного використання вод наведено на рис. 3.10. Нагадаємо, що весь стік річок Землі складає 41,37 тис. км³/рік. Таким чином невдовзі значна частка ресурсів річок буде використана. У недостатньо обводнених регіонах вона вже досягла 100%. Але ресурс визначається не тільки загальною кількістю, але і якістю. Якщо враховувати тенденції забруднення прісних вод (рис. 3.11) то стає очевидним, що їх доступні ресурси невдовзі будуть майже повністю використовуватися. У

зв'язку із цим постає питання розвитку екологічно оптимізованих технологій (і стратегій) їх використання.

Як і біосфера, людство являє собою окрему еволюційну підсистему, яка розвивається за власними законами. Але можливості їх пристосувань, перебудов, швидкість «метаболізму» набагато вищі ніж у біосфері. За В.І. Вернадським людство стає провідною геологічною силою у приповерхневій частині планети. При цьому характер коеволюції ускладнюється і переходить у новий етап. Оцінка його тенденцій і перспектив — одне з головних завдань сучасної науки.

Крім використання ресурсів прісних вод важливий комплекс проблем пов'язаний зі світовим океаном. Вплив людини тут проявляється як у локальному та і, особливо, у глобальному масштабі. Це пов'язано з тим, що океан являє собою цілісну природну систему, тісно пов'язаний і іншими компонентами природи (геосферами), а також є кінцевою ланкою різноманітних стоків, глобальним відстійником. Все це вплинуло на те, що, здавалося б, безмежні його ресурси і можливості самоочищення, самовідновлення виявилися також дещо обмеженими. Під забрудненням океанів та морів розуміють введення людиною безпосередньо чи опосередковано речовин, енергії в морське середовище, що призводить, або може призвести до негативних наслідків. Джерел та шляхів такого забруднення дуже багато. Поля забруднення беруть початок, як правило, біля берегів. Найбільша концентрація забруднень спостерігається у прибережних зонах та у відносно малорухомих районах океану — зонах уповільнення та розпаду течій. Забруднення окремими шкідливими речовинами набуло глобального характеру. Навіть в Антарктиці виявлено деякі канцерогенні речовини.

Вплив людини на природні води може відбуватися також через атмосферу, літосферу, біосферу. Це ще раз підкреслює тісну взаємопов'язаність, комплексність природних систем. Вплив через біосферу, а також зміни умов її функціонування можна вважати особливим етапом (проявом) коеволюції. Людина, відповідно, сама залежить від умов середовища. Соціальні процеси не являються абсолютно відокремленими і незалежними. Роль біосфери можна розглядати також у позитивному відношенні. Вона є потужним природним фільтром вод. З нею пов'язані важливі біотехнології.

З А К Л Ю Ч Е Н Н Я

Н о в і т н і й е т а п р о з в и т к у г і д р о л о г і ї

Люба наука проходить певні етапи розвитку, що визначаються як внутрішніми закономірностями, фундаментальними дослідженнями і відкриттями, так і зовнішніми факторами — вимогами практики, змінами об'єктів досліджень, загальнонауковими тенденціями, зміною методології, розвитком близьких, суміжних наук. В умовах сучасної загальної екологізації науки в цілому, а також значних антропогенних змін водних об'єктів та гідрологічних процесів виникає логічне запитання: чи не веде це до нового

етапу розвитку гідрології? Відповідь напевно повинна бути позитивною. Екологічні запити створюють принципово нові підходи. Якщо раніше основними завданнями гідрології вважалися: як забезпечити достатню кількість води для використання?, як правильно оцінити (розрахувати, спрогнозувати) цю кількість?, то тепер акценти зміщуються на якість. Весь гідрологічний режим водних об'єктів та територій врешті буде переглянуто «крізь призму» якості.

Крім того інтенсивно розвиваються змінені, штучні водні об'єкти, водно-господарські, водно-технічні системи, які також повинні бути введені в коло питань загальної гідрології. «Класична» гідрологія ще далеко не вичерпала свій ресурс, вона продовжує розвиватися. Але її вже суттєво доповнюють галузі пов'язані з проблемами оптимізації використання природних вод (гідроекологія, екогідрологія, рекреаційна гідрологія, науки пов'язані з водним господарством, водне право, історична гідрологія та інші). Багато питань ще мало досліджені. Розвиток комплексу гідрологічних наук стимулює також увагу до методологічних питань, прогресу загальної гідрології.

В теперішній час продовжується дослідження гідрологічних процесів у різних типах водних об'єктів, а також на глобальному рівні; розвиваються системи спостережень, моніторингу, обліку вод; вдосконалюються методи гідрологічних розрахунків та прогнозів, методи моделювання гідрологічних явищ та процесів; поглиблюються знання про основні географічні закономірності формування водних ресурсів, режиму водних об'єктів, розширюються палеогідрологічні уявлення; формуються знання про роль води в різноманітних природних екосистемах, ландшафтах, про гідрогеохімічні процеси. Сучасна гідрологія характеризується також прогресом теоретичних, методологічних та методичних основ та поглядів, використанням новітніх наукових досягнень.

Важливою складовою розвитку гідрології є гідрологічна освіта. Це стосується не тільки підготовки спеціалістів-гідрологів, океанологів, але і суміжних, споріднених спеціальностей. Система освіти повинна відповідати стану розвитку науки, практичним запитам у даній галузі, а також сучасному рівню вимог до освіти в цілому.

СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Бисвас А.К.* Человек и вода. Из истории гідрології. /Пер. с англ./ Л.: Гидрометеиздат, 1975. — 288 с.
2. *Богословський Б.Б., Самохин А.А., Соколов Д.П.* Общая гідрологія. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 422 с.
3. *Винников С.Д., Проскуряков Б.В.* Гидрофизика. — Л.: Гидрометеиздат, 1988. — 348 с.
4. *Давыдов Л.К., Дмитриева А.А., Конкина Н.Г.* Общая гидрология. — Л.: Гидрометеиздат, 1973. — 462 с.
5. *Догановский А.М., Малинин В.Н.* Гидросфера Земли. — С. — Пб.: Гидрометеиздат, 2004. — 630 с.
6. *Егоров Н.И.* Физическая океанография. — Л.: Гидрометеиздат, 1974 — 455 с.
7. *Жуков Л.А.* Общая океанология. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 376 с.
8. *Карасев И.Ф., Васильев А.В., Субботина Е.С.* Гидрометрия. — Л.: Гидрометеиздат, 1991. — 376 с.
9. *Левківський С.С., Хільчевський В.К., Ободовський О.Г. та ін.* Загальна гідрологія. — К.: Фітосоціоцентр, 2000. — 264 с.
10. *Лосев К.С.* Вода. — Л.: Гидрометеиздат, 1989. — 272 с.
11. *Лучшева А.А.* Практическая гидрология. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 440 с.
12. *Михайлов В.Н., Добровольский А.Д.* Общая гидрология. — М.: Высшая школа, 1991. — 368 с.
13. *Михайлов Л.Е.* Гидрогеология — Л.: Гидрометеиздат, 1985. — 263 с.
14. *Ободовський О.Г.* Руслові процеси. — К.: ВПЦ “Київський університет”, 1998. — 134 с.
15. *Основи загальної гідрології / За ред. С.С. Левківського.* — К.: Вища школа, 1975. — 190 с.
16. *Самохин А.А., Соловьева Н.Н., Догановский А.М.* Практикум по гидрологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 296 с.
17. *Синюков В.В.* Вода известная и неизвестная. — М.: Знания, 1987. — 176 с.
18. *Сніжко С.І.* Оцінка та прогнозування якості природних вод. — К.: “Ніка-Центр”, 2001. — 264 с.
19. *Сненглер О.А.* Слово о воде. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 152 с.
20. *Спицын Н.П., Соколова В.А.* Общая и речная гидравлика. — Л.: Гидрометеиздат, 1990. — 359 с.
21. *Степанов В.Н.* Природа мирового океана. — М.: “Просвещение”, 1982. — 192 с.
22. *Хільчевський В.К.* Водопостачання і водовідведення: гідроекологічні аспекти. — К.: ВПЦ “Київ. ун-т”, 1999. — 319 с.
23. *Хільчевський В.К.* Гідрохімія океанів і морів. — К.: ВПЦ “Київ. ун-т”, 2003. — 114 с.
24. *Чеботарев А.Н.* Общая гидрология. — Л.: Гидрометеиздат, 1975. — 544 с.

25. Чеботарев А.Н. Гидрологический словарь. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 308 с.

26. Ющенко Ю.С. Геогідроморфологічні закономірності розвитку русел. — Чернівці: “Рута”, 2005. — 320 с.

З М І С Т

Передмова	3
Частина 1 НАУКА ПРО ПРИРОДНІ ВОДИ	4
Розділ 1.1. Предмет і об'єкт гідрологічних досліджень	5
1.1.1. Уявлення про природні води до Нового часу	6
1.1.2. Формування основ наукової гідрології	10
1.1.3. Сучасна гідрологія	11
1.1.4. Природні води — об'єкт дослідження гідрології	16
1.1.5. Різноманітність водних об'єктів Землі	19
1.1.6. Колообіги та циркуляції природних вод	20
1.1.7. Зміни водних об'єктів в часі	24
1.1.8. Основні гідрологічні поняття та терміни	25
Розділ 1.2. Фундаментальні основи гідрологічних досліджень	27
1.2.1. Молекули та надмолекулярні структури води	27
1.2.2. Агрегатні стани та фазові переходи води	33
1.2.3. Густина води	37
1.2.4. Теплові властивості води	40
1.2.5. В'язкість, поверхневий натяг та змочування	43
1.2.6. Деякі фізичні властивості снігу та льоду	49
1.2.7. Умови перебування води в ґрунтах та породах	51
1.2.8. Механіка рідини і дослідження природних вод	56
1.2.9. Основи статистики природних вод	57
1.2.10. Загальні поняття та визначення гідродинаміки	60
1.2.11. Види руху водних потоків	66
1.2.12. Два режими руху рідини	68
1.2.13. Рівняння нерозривності	74
1.2.14. Рівняння Бернуллі	75
1.2.15. Рух поверхневих водотоків	79
1.2.16. Спокійні та бурхливі потоки	85
1.2.17. Приклади ламінарного руху	91
1.2.18. Течії у водоймах	94
1.2.19. Хвилі у воді	101
1.2.20. Стратифікація, стійкість та переміщення природних вод	111
1.2.21. Природні води як хімічний розчин	114
1.2.22. Основні типи домішок у природних водах	118
1.2.23. Гідрохімічна класифікація природних вод. Зміни їх складу	122
1.2.24. Забруднення та якість природних вод	124
Розділ 1.3. Методи гідрологічних досліджень	126
1.3.1. Математичні методи, інформатика	126
1.3.2. Системний підхід	128
1.3.3. Експеримент та моделювання	128
1.3.4. Порівняння, типізація, класифікація	130

1.3.5. Історичний метод	131
1.3.6. Прогнозування	132
1.3.7. Експедиційний метод	133
1.3.8. Вимірювання, спостереження, моніторинг	134
1.3.9. Балансові методи	137
1.3.10. Картографічні методи	140
1.3.11. Географо-гідрологічні методи	141
1.3.12. Еколого-гідрологічні методи	143
Частина 2. ГІДРОЛОГІЯ ВОДНИХ ОБ'ЄКТІВ	145
<i>Розділ 2.1. Гідрологія океанів і морів</i>	146
2.1.1. Поділ Світового океану	146
2.1.2. Рельєф дна та донні відклади Світового океану	148
2.1.3. Розподіл основних гідрологічних характеристик та водні маси океану. Процеси перемішування	153
2.1.4. Морський лід	162
2.1.5. Морські хвилі	165
2.1.6. Припливи в океані	168
2.1.7. Морські течії	175
2.1.8. Рівень океанів і морів	177
2.1.9. Життя в океані	178
2.1.10. Моря України	179
<i>Розділ 2.2. Гідрологія льодовиків</i>	184
2.2.1. Процеси утворення льодовиків	184
2.2.2. Рух льодовиків	186
2.2.3. Розповсюдження, основні типи, будова та гідрографічна сітка льодовиків	187
2.2.4. Баланс та режим льодовиків	190
2.2.5. Процеси та явища пов'язані з льодовиками	192
<i>Розділ 2.3. Гідрологія підземних вод</i>	195
2.3.1. Походження підземних вод	196
2.3.2. Класифікації підземних вод	197
2.3.3. Води зони аерації	199
2.3.4. Ґрунтові води	201
2.3.5. Артезіанські води	203
2.3.6. Підземні води у тріщинуватих та закарстованих породах	205
2.3.7. Структури підземної гідросфери	206
2.3.8. Рух підземних вод	208
2.3.9. Підземний стік	211
2.3.10. Природні явища та процеси пов'язані з підземними водами	216
<i>Розділ 2.4. Гідрологія річок</i>	218
2.4.1. Річкові системи	219
2.4.2. Річкові водозбори	224
2.4.3. Річкові долини	226

2.4.4. Русла та заплави річок	227
2.4.5. Рух води в річках	230
2.4.6. Поняття про водний режим річок	238
2.4.7. Процеси водного живлення річок	240
2.4.8. Аналіз водного режиму річок	241
2.4.9. Рівневий режим річок	245
2.4.10. Утворення та основні характеристики річкових наносів	246
2.4.11. Основні категорії та стік наносів	250
2.4.12. Поняття про русловий процес річок	255
2.4.13. Типізації та класифікації руслового процесу	258
2.4.14. Термічний режим річок	262
2.4.15. Льодовий режим річок	264
2.4.16. Гідрохімічний режим та особливості гідробіології річок	266
Розділ 2.5. Гідрологія озер	268
2.5.1. Котловини озер	270
2.5.2. Морфометрія та морфологія озер	270
2.5.3. Термічний режим озер	273
2.5.4. Льодовий режим озер	278
2.5.5. Динаміка озер	279
2.5.6. Водний режим озер	283
2.5.7. Гідрохімічні та гідробіологічні особливості озер	287
2.5.8. Донні відклади озер	289
Розділ 2.6. Гідрологія особливих типів водних об'єктів	291
2.6.1. Сніговий покрив	291
2.6.2. Гідрологічні явища та процеси в зоні багаторічної мерзлоти та холодного клімату	293
2.6.3. Селі	296
2.6.4. Гідрологія водосховищ	298
2.6.5. Канали та гідромеліоративні системи	304
2.6.6. Гідрологія боліт	305
2.6.7. Гідрологія гирл річок	313
Частина 3. ЗАГАЛЬНІ ГІДРОЛОГІЧНІ ЯВИЩА ТА ПРОЦЕСИ .	316
Розділ 3.1. Природні води і атмосфера Землі	317
3.1.1. Кліматична система Землі і природні води	317
3.1.2. Взаємодія океану та атмосфери	321
3.1.3. Атмосферна ланка колообігу води	326
Розділ 3.2. Водний баланс та стік води з суходолу	332
3.2.1 Водний баланс територій	332
3.2.2. Формування стоку	334
3.2.3. Стік води в річках	340
Розділ 3.3. Природні води і тверде тіло Землі	345
3.3.1. Літосфера та підземні води	346

3.2.2. Ендогенний вплив на поверхневу гідросферу	347
3.3.3. Природні води і рельєф	348
3.3.4. Гідрогенні відклади та акумулятивні утворення	350
Розділ 3.4. Природні води та еволюційні процеси	352
3.4.1. Еволюція географічної оболонки та її складових	352
3.4.2. Біогенний етап розвитку природних вод	354
3.4.3. Антропогенний етап розвитку природних вод	356
Заключення. Новітній етап розвитку гідрології	360
Список рекомендованої літератури	362

НАВЧАЛЬНЕ ВИДАННЯ

*Ющенко Юрій Сергійович, Гринь Григорій Іванович,
Масікевич Юрій Григорович, Моїсєєв Віктор Федорович,
Солодкий Володимир Дмитрович, Змарада Анатолій
Олександрович, Байрачний Володимир Борисович*

ГІДРОЛОГІЯ

Навчальний посібник

Підписано до друку 12.12.2005 р.
Формат 60 x 90 1/16. Папір офсетний. Гарнітура Таймс.
Ум. др. арк. 21,39. Зам. 05-28. Тираж 300 прим. Ціна договірна.

Друк видавництва редакції «Зелена Буковина»,
58012, м. Чернівці, вул. Некрасова, 27. Тел. (0372) 58-48-59.

Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи до Державного реєстру
видавців, виготівників і розповсюджувачів видавничої продукції
— ДК № 563 від 10 серпня 2001 р.