

РОЗДІЛ 1. ВСТУП ДО ЗАГАЛЬНОЇ ГІДРОЛОГІЇ. ГІДРОЛОГІЯ РІЧОК

ЛЕКЦІЯ № 1. ОБ'ЄКТ, ЗАВДАННЯ І МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ В ГІДРОЛОГІЇ

План

- 1.1 Об'єкт і предмет вивчення гідрології, поділ гідрології на розділи
- 1.2 Зв'язок гідрології з іншими науками
- 1.3 Практичне значення гідрології
- 1.4 Види водних об'єктів та їх гідрологічний режим
- 1.5 Методи гідрологічних досліджень

Завдання на самопідготовку

Питання для самоконтролю

1.1 Об'єкт і предмет вивчення гідрології, поділ гідрології на розділи

Земна куля як складна матеріальна система має шарувату будову. Вона складається з ряду оболонок, або сфер, які називаються геосферами. Є зовнішні та внутрішні геосфери. Основними зовнішніми геосферами є повітряна (атмосфера), водна (гідросфера) і тверда оболонка (літосфера), кожна з яких має свій поділ. Всі основні оболонки та їхні частини перебувають у складних взаємозв'язках і в сукупності утворюють географічну (ландшафтну) оболонку.

Географічну оболонку як єдине природне утворення вивчає фізична географія, а окремі компоненти (складові частини) її – рельєф, клімат, води, ґрунти, рослинність тощо – відповідні галузеві науки, які входять до циклу географічних наук. Вивченням води, яка знаходиться на земній кулі, займається наука *гідрологія*. Термін "гідрологія" походить від сполучення двох грецьких слів: *гідро* – вода, *логос* – наука; у перекладі на українську мову воно означає "наука про воду".

Вода є однією з найпоширеніших речовин на земній кулі. Вона займає більшу частину земної поверхні і зосереджена в океанах, морях, озерах, річках, льодовиках, болотах, ґрунтах і гірських породах. Усі ці водні утворення (водні об'єкти) характеризуються певними типовими властивостями і в сукупності утворюють єдину безперервну водну оболонку земної кулі – *гідросферу*.

Верхня межа гідросфери (поверхня океанів і морів, річок, озер, льодовиків і боліт) збігається з поверхнею земної кулі і нижньою межею атмосфери. Вона виражена досить чітко. Нижня межа гідросфери чітко не зціляється, тому що гідросфера в ряді випадків проникає в літосферу (земну кору).

Об'єктом вивчення гідрології є не вода як фізична речовина, а гідросфера в цілому. Вона вивчає властивості гідросфери та її складових частин, процеси й явища, які в них відбуваються, закономірності, за якими ці

явища і процеси розвиваються, а також взаємозв'язок і взаємодію природних вод із землею, атмосферою й атмосферою.

Сучасна гідрологія як наука про гідросферу об'єднує в собі окремі науки про складові частини гідросфери. До них, перш за все, відноситься *загальна гідрологія*, предметом вивчення якої є розподіл та круговорот води на земній кулі, окремі частини гідросфери, взаємозв'язок між ними, найбільш загальні закономірності гідрологічних процесів і явищ, що в них відбуваються у взаємодії з атмосферою, літосферою і біосферою та під впливом господарської діяльності. Термін "загальна" вказує на те, що розглядаються найбільш загальні питання гідрології і що мова йде про всі водні об'єкти Землі.

Основна маса природних вод, як відомо, зосереджена в океанах і морях, значно менша – на суші. Процеси і явища, які відбуваються в океанах і морях, дуже відрізняються від процесів і явищ, що відбуваються у водних об'єктах суші. Тому різні й методи вивчення їх. Через це загальна гідрологія за об'єктами вивчення поділяється на дві великі самостійні частини: *гідрологію суші і гідрологію моря*.

Гідрологія суші, або точніше гідрологія поверхневих вод суші (часто її називають просто гідрологією), вивчає водні об'єкти суші. Залежно від об'єкта вивчення вона поділяється на великі розділи, яких нараховується понад 30.

Всі розділи гідрології мають свою специфіку, багато з них уже є самостійними науками, інші ще тільки розвиваються в цьому напрямку. Зокрема, до самостійних розділів належать гідрологія підземних вод, гідрологія річок, гідрологія озер, гідрологія боліт, гідрологія льодовиків і повітряна гідрологія. Вони мають свій предмет досліджень і вивчення, яким не займаються інші науки.

Гідрологія підземних вод вивчає походження, поширення, режим, динаміку, ресурси і фізико-хімічні властивості підземних вод та розробляє методи розвідування і добування їх для народногосподарського використання.

Гідрологія річок вивчає формування їхнього стоку, водний режим, характеристики річкового стоку, термічний і льодовий режим річок, хімізм води, річкові наноси, руслові процеси тощо.

Гідрологія боліт вивчає походження, поширення, розвиток і гідрологічний режим боліт, а *гідрологія озер* (лімнологія) – ці ж характеристики озер.

Гідрологія льодовиків, або гляціологія, вивчає умови й особливості походження, існування та розвитку льодовиків, їхній склад, будову, фізичні властивості, геологічну і геоморфологічну діяльність, географічне поширення та різні форми взаємодії з оточуючим середовищем.

Повітряна гідрологія вивчає водні процеси в атмосфері – утворення опадів, випаровування, конденсацію, вологість у зв'язку з повітряними течіями, теплообміном, сонячною радіацією тощо. Останнім часом у самостійні науки виділилися *гідрологія водосховищ* і *гідрологія морських гирл*.

річок; сформувався новий напрямок у гідрології, завданням якого є розробка наукових основ раціонального використання та охорони водних ресурсів; формується як самостійний розділ гідрології *екологічна гідрологія*, предметом вивчення якої є сукупність зв'язків між гідрологічними процесами і явищами та живими організмами у водних об'єктах, сучасний якісний та кількісний стан водних об'єктів у порівнянні з їхніми природними характеристиками. Екогідрологія оцінює також вплив господарської діяльності на водні об'єкти та водні ресурси і розробляє ; заходи щодо покращення або оптимізації їхнього стану.

Гідрологія моря виділилася в самостійну науку, яка вивчає процеси і явища, що відбуваються у Світовому океані, їхню взаємодію з навколишнім середовищем, а також окремі моря та океани. Відповідно до цього гідрологія моря поділяється на *океанологію* й *океанографію*.

Океанологія – наука про Світовий океан; вивчає фізичні, хімічні, геологічні й біологічні процеси та явища, які відбуваються у Світовому океані.

Океанографія – це частина океанології, яка вивчає режим Світового океану і фізико-хімічні особливості морської води.

Залежно від мети і способів вивчення водних об'єктів, а також видів використання водних ресурсів, у гідрології виділилися окремі наукові дисципліни, які належать або до всіх, або до окремих частин чи розділів гідрології. Так, вивчення водних об'єктів завжди пов'язане з проведенням різних спостережень і вимірювань – рівнів і витрат води, глибин, температури та хімічного складу води, льодових явищ, швидкостей протікання води, хвилювання, течій тощо. Ці вимірювання, незважаючи на деяку специфічність у проведенні їх на різних водних об'єктах, мають багато спільного.

Методи всіх вимірювань і спостережень з метою вивчення гідрологічного режиму водних об'єктів і методи обробки результатів спостережень та вимірювань розглядаються в такій науковій дисципліні, як *гідрометрія*. Вона поділяється на *гідрометрію річкову, морську, озерну, гідрометрію боліт, підземних вод, льодовиків*.

Окрема самостійна дисципліна *гідрографія* займається вивченням і описом конкретних водних об'єктів, а також встановленням закономірностей географічного розподілу вод на земній кулі і особливостей їхнього режиму та господарського значення. Вона поділяється на *гідрографію океанів і морів (океанографію)* і *гідрографію водних об'єктів суші*.

Дуже важливою дисципліною, котра об'єднує ряд розділів гідрології суші, є *інженерна гідрологія*, завданням якої є розробка методів визначення характеристик гідрологічного режиму водних об'єктів, необхідних для проектування гідротехнічних споруд і планування водогосподарських заходів. На даних інженерної гідрології ґрунтуються проекти використання водних об'єктів для певних цілей (гідроенергетики, зрошення, осушення, промислового і комунального водопостачання, водного транспорту, лісосплаву тощо) і заходи щодо боротьби зі шкідливою дією вод (повеннями,

водною ерозією, заболочуванням і засоленням ґрунтів, підтопленням, селями тощо). Без гідрологічних розрахунків неможливе будівництво на річках і навіть на невеликих водотоках будь-яких споруд – гребель, мостів, водозаборів, труб у насипах доріг для пропускання весняних снігових та зливових вод.

Багато заходів, пов'язаних з використанням вод, потребують обґрунтування не тільки засобами гідрологічних розрахунків. Наприклад, для планування робіт при будівництві споруд на великих річках, для експлуатації вже збудованих споруд (гідроелектростанцій, водозаборів, водосховищ), для планування використання водних ресурсів, судноплавства, заходів щодо боротьби з повеннями, велика роль належить *гідрологічним прогнозам*. Ця наукова дисципліна розробляє методи прогнозування гідрологічних характеристик (рівнів, витрат води, замерзання, скресання криги тощо) на майбутній період.

Вода, як усяке природне тіло, має ряд фізичних властивостей. Пізнання і розуміння суті процесів, котрі відбуваються в гідросфері та окремих її частинах неможливі без знання властивостей води. Вони вивчаються окремими науковими дисциплінами. Однією з характерних властивостей води є її рухомість. Вивченням законів руху і рівноваги рідин, зокрема води, та їхньої взаємодії з твердими тілами займається *гідромеханіка* та її прикладний розділ – *гідраліка*. Фізичні властивості води як речовини і процеси, що відбуваються у водній масі, вивчає *гідрофізика*, а хімічний склад і процеси – *гідрохімія*.

Гідрохімія в буквальному розумінні цього слова – хімія природної води. Остання відрізняється від штучних водних розчинів специфікою якісного і кількісного складу, одночасною присутністю в розчинах іонів, газів, колоїдів, наявністю органічної речовини і залежністю складу не лише від фізичних умов навколишнього середовища, але і від біологічних (у тому числі і мікробіологічних) процесів.

Від хімічного складу води залежать її фізичні властивості – температура замерзання, величина випаровування, прозорість, характер протікання реакції. Тому визначення хімічного складу води має важливе практичне значення при водопостачанні, гідротехнічному будівництві, зрошенні, веденні рибного господарства.

Особливо важливою в сучасних умовах зростаючого антропогенного впливу є проблема забруднення природних вод. Джерелами забруднення їх є промислові і господарсько-побутові стічні води, які надходять з сільськогосподарських угідь. Вирішення цієї проблеми вимагає гідрохімічного вивчення водойм і водотоків, необхідного контролю їх стану, дослідження процесів самоочищення.

Гідрохімія поділяється на кілька розділів. Вивчення хімічного складу вод річок, озер і водосховищ базується на методах і висновках *гідрології*, органічного життя у водах – *гідробіології*. Дослідження хімічного складу вод океанів і морів пов'язані з *океанологією*, підземних вод – з методами *гідрогеології* та *геохімії*.

В цілому гідрохімія з гідрологією, гідробіологією та іншими суміжними дисциплінами в найближчій перспективі буде формувати гідроекологію.

Гідроекологія – вчення про взаємозв'язки між гідрологічними, гідрохімічними і гідробіологічними процесами у водах, які містяться у різних компонентах навколишнього середовища та впливають на життєдіяльність організмів і мають склад і властивості, сформовані під дією природних і антропогенних факторів.

1.2 Зв'язок гідрології з іншими науками

Гідрологія, вивчаючи води гідросфери, тісно пов'язана з іншими науками, які вивчають географічну оболонку і, зокрема, діяльність води на Землі. Серед них найближче до гідрології стоять *метеорологія* і *кліматологія*, *геологія*, *геоморфологія*, *фізична географія*, *картографія* та інші науки.

Так, загальними для гідрології і метеорології є питання вивчення круговороту води на Землі, утворення, випадання та розподілу по земній поверхні атмосферних опадів, випаровування води з поверхні річок, озер і водосховищ, випаровування вологи з ґрунту і рослинного покриву.

Загальними питаннями для гідрології, геоморфології і ґрунтознавства є процеси розмиву (ерозія) та відкладання (акумуляція) продуктів руйнування гірських порід, що мають місце на земній поверхні.

Питання вивчення режиму підземних вод та їхнього зв'язку з поверхневими водами є спільним аспектом для гідрології суші й гідрогеології. Гідрохімія як частина гідрології пов'язана з хімією, гідробіологія – з біологією тощо.

Крім того, гідрологія взагалі і загальна гідрологія зокрема не можуть успішно розвиватися без використання досягнень таких фундаментальних наук, як фізика, хімія, математика. Остання в гідрології використовується у двох напрямках: по-перше, при обробці матеріалів спостережень широко використовуються математичні методи з використанням математичної статистики; по-друге, використання в гідрології фізичних законів вимагає строгих математичних обґрунтувань і методів математичного моделювання.

Гідрологія широко використовує досягнення техніки, особливо при уведенні вимірювань і спостережень та обробці одержаних даних.

1.3 Практичне значення гідрології

Треба зазначити, що гідрологія відноситься до тих наук, практичні запити до яких історично завжди передували їхньому розвитку. Вода, водні джерела завжди відігравали дуже важливу і велику роль у житті людини. Особливо широке практичне застосування має гідрологія в наш час. Відомості про водні об'єкти, їхній режим, гідрологічні розрахунки і прогнози елементів водного режиму, кількість та якість води необхідні для

задоволення потреб морського і річкового флоту, гідроенергетики, осушувальних і зрошувальних меліорацій, промислового, комунального міського та сільськогосподарського водопостачання, будівництва населених пунктів, промислових підприємств, мостів і доріг, рибного господарства, організації відпочинку населення та водного спорту, боротьби зі шкідливою дією вод, планування й проведення інших заходів щодо використання водних об'єктів і водних ресурсів.

У нашій країні водні об'єкти, як правило, використовуються комплексно, тобто так, щоб одночасно задовольняти потреби у воді всіх зацікавлених галузей господарства, віддаючи перевагу задоволенню потреб у воді населення.

Прикладом комплексного використання водних об'єктів є використання Дніпра. Так, у результаті завершення будівництва каскаду гідроелектростанцій на Дніпрі створено штучні водосховища корисним об'ємом близько 19 км^3 , на гідроелектростанціях виробляється в середньому за рік до 10 млрд.квт./год електроенергії. Дніпро став судноплавним для великих суден, його вода використовується для промислового і комунального водопостачання багатьох як прилеглих, так і віддалених від річки населених пунктів, для зрошення, обводнення та водопостачання південних посушливих районів і великих промислових центрів (Донецького, Криворізького, Харківського); водосховища використовуються для риборозведення, боротьби з повеннями, в рекреаційних та інших цілях. Через це водні об'єкти вивчаються так, щоб максимально задовольнити гідрологічними характеристиками запиту всіх галузей народного господарства.

На території України нараховується понад 73 000 річок і струмків різної довжини і близько 20 000 озер. Незначну частину її площі займають болота. Правильне використання водних ресурсів цих водних об'єктів в інтересах народного господарства значною мірою залежить від вивченості їхнього гідрологічного режиму.

Будівництво гідротехнічних споруд на річках, каналів, ставків і водосховищ, а також проведення меліоративних заходів істотно змінюють природний режим багатьох водних об'єктів. Це ставить перед гідрологією нові і складні завдання з вивчення режиму зарегульованих річок, каналів, водосховищ, водотоків на осушених та зрошуваних територіях.

Гідрологія має велике значення і для оборони країни, кордони якої частково проходять по морях та річках. Оборона морських рубежів вимагає знання глибини, режиму течій, хвилювання, коливання рівнів, прозорості морської води тощо. На суші водні об'єкти є природними рубежами, і тому необхідні дані про глибину і режим річок та озер, а для зимового періоду – ще й відомості про товщину і міцність льоду. Дуже важливими є дані щодо прохідності боліт.

Без знань з гідрології неможливе й вирішення актуальної проблеми сучасності – проблеми водозабезпечення, пов'язаної не стільки з кількісним, скільки з якісним виснаженням водних ресурсів, до якого призвело

широкомасштабне використання їх різними галузями народного господарства і наступне скидання у водні об'єкти великої кількості стічних вод, котрі забруднюють природні води.

1.4 Види водних об'єктів та їх гідрологічний режим

Вода, яка знаходиться на земній кулі, зосереджена у водних об'єктах (водних утвореннях), що характеризуються певним, властивим тільки їм, водним режимом.

Вони діляться на три види:

- *Водотоки;*
- *Водойми;*
- *Особливі водні об'єкти.*

До *водотоків* відносяться водні об'єкти на земній поверхні з поступальним рухом води в руслах у напрямку похилу; це – *річки, струмки, канали.*

До *водойм* відносяться водні об'єкти, які знаходяться в пониженнях земної поверхні і мають уповільнений рух води; це – *океани, моря, озера, ставки, водосховища, болота.*

Особливим видом водних об'єктів є льодовики та підземні води.

Водні об'єкти можуть бути постійними і тимчасовими (пересихаючими).

Водним об'єктам властивий певний *гідрологічний режим*, під яким розуміють закономірні зміни стану водного об'єкта в часі, що склалися під впливом фізико-географічних умов басейну, насамперед кліматичних.

Гідрологічний режим проявляється у вигляді багаторічних, річних, сезонних і добових коливань рівнів води (режим рівнів), витрат води (режим стоку), льодових явищ (льодовий режим), температури води (термічний режим), кількості та складу твердого матеріалу, що переноситься потоком (режим наносів), складу і концентрації розчинених речовин (гідрохімічний режим), змін русла водотоку (режим руслового процесу) тощо.

Коливання в часі рівнів і витрат води водних об'єктів, тобто режим їхніх рівнів і стоку, часто об'єднують під однією загальною назвою "*водний режим*".

Залежно від виду водного об'єкта розрізняють гідрологічний режим океану, моря, річки, озера, підземних вод, болота. Явища і процеси, які характеризують гідрологічний режим водного об'єкта (наприклад, коливання рівня, витрат, температури води тощо), називаються *елементами гідрологічного режиму*.

Елементи гідрологічного режиму описуються за допомогою певного набору *гідрологічних характеристик*. Наприклад, режим стоку описується такими характеристиками, як витрати води за одну секунду, в середньому за добу, декаду, місяць, сезон, рік, багаторіччя, максимальні та мінімальні витрати тощо. Сукупність гідрологічних характеристик даного водного

об'єкта в даному місці і в даний момент часу визначає *гідрологічний стан* водного об'єкта.

Під *гідрологічними явищами* розуміють форми проявлення окремих складових гідрологічного режиму, наприклад, виникнення різних видів льоду, його накопичення в руслі (затори, зажори), накопичення води в заглибленнях на поверхні водозборів та у заплавах під час весняного сніготанення, сейші в озерах, цунамі біля узбережжя океанів і морів тощо, а під *гідрологічними процесами* – послідовний розвиток у часі і просторі окремих гідрологічних характеристик.

1.5 Методи гідрологічних досліджень

У сучасній гідрології застосовуються різні методи досліджень елементів гідрологічного режиму водних об'єктів. Основними серед них є методи польових досліджень – *експедиційний, стаціонарний та напівстаціонарний*.

Експедиційний метод полягає в збиранні матеріалів про водні об'єкти шляхом порівняно короткочасного обстеження за спеціально розробленими програмами певної території або окремих водних об'єктів. Такий метод дослідження дає в основному якісні матеріали і опис вод певних територій з проведенням лише окремих вимірювань. Ці матеріали в основному в експедиціях, тривалість яких може бути від кількох днів до кількох років.

Щоб мати уявлення про зміни (динаміку) елементів гідрологічного режиму протягом тривалого періоду, застосовують *стаціонарний метод досліджень*. Він полягає у проведенні в певних пунктах спостережень над коливанням рівнів води, швидкістю течії, хвилюванням, льодовими явищами, температурою, хімізмом води тощо. Ці спостереження теж проводять за спеціальними програмами. Пункти спостережень на водних об'єктах називаються *гідрологічними станціями і постами*. Стаціонарні спостереження ведуться безперервно з року в рік і дають цінний матеріал для гідрологічних і географічних узагальнень, складання довідників, водного кадастру, гідрологічних прогнозів, проведення гідрологічних розрахунків та вирішення інших теоретичних і практичних задач.

За даними спостережень великої кількості гідрологічних станцій і постів, використовуючи загальногеографічні методи (аналогії, інтерполяції, картографування), роблять узагальнення гідрологічних характеристик у вигляді карт, типізації, класифікації, районування тощо.

Стаціонарні спостереження проводять у разі необхідності і під час експедиційних досліджень.

Останнім часом стали застосовувати так звані нетрадиційні методи гідрологічних досліджень. Серед них – дистанційні вимірювання за допомогою локаторів, аерокосмічні зйомки і спостереження, автономні реєструючі системи (автоматичні гідрологічні пости на річках, буйкові станції в океанах).

Завданням гідрології є не тільки опис і кількісна характеристика особливостей вод, але й встановлення законів, яким підпорядковані процеси в гідросфері. Виконати такі завдання можна лише із застосуванням *генетичного методу*, який дає можливість досліджувати закономірності розвитку гідрологічних процесів і явищ на основі узагальнення емпіричного матеріалу та фізичного аналізу одержуваних залежностей для з'ясування причин і умов виникнення процесів і явищ, які розглядаються. Залежності між елементами гідрологічного режиму і факторами, що на них впливають, можна одержати внаслідок теоретичних побудов, які ґрунтуються на законах фізики, механіки і хімії. Проте в ряді випадків гідрологічні процеси такі складні, що встановлення точних залежностей між їхніми елементами і факторами, що на них впливають, вимагає складної і клопіткої роботи. В таких випадках у гідрології застосовуються наближені емпіричні залежності у вигляді формул або графіків.

Складність гідрологічних процесів, велика кількість факторів, що впливають на них, нерідко утруднюють розв'язання питань про вплив тих або інших факторів на розвиток і особливості гідрологічних процесів. Тоді на допомогу приходить дослід – *активний експериментальний метод* досліджень, коли або відтворюється явище чи процес у лабораторних умовах, або відшукуються в природних умовах такі поєднання основних елементів даного явища чи процесу, що спостереження за ними і вимірювання їх може привести до одержання відповідних залежностей.

Так, у лабораторіях вивчають рух води і наносів при різних похилах, руслові процеси, виникнення вітрових і внутрішніх хвиль, сейш у морях та озерах, фізичні й хімічні властивості води тощо. В польових умовах на спеціально обладнаних експериментальних майданчиках або невеликих водозборах вивчають формування стоку, поглинання води ґрунтом, випаровування з водної поверхні і суші, вплив агротехнічних заходів, які проводяться на водозборах та ін.

Завершальним етапом гідрологічних досліджень, які проводяться будь-яким із вказаних методів, є *теоретичний аналіз* одержаних результатів. Він базується, з одного боку, на використанні законів фізики, а з другого – на географічних закономірностях просторово-часових змін гідрологічних характеристик. Нині для цього широко використовуються методи математичного й імітаційного моделювання, системного аналізу, гідролого-географічних узагальнень.

Проектування гідротехнічних споруд, меліоративних систем, систем водопостачання тощо, їх будівництво та експлуатація потребують знання кількісних характеристик елементів водного режиму водотоків – середніх і крайніх (найбільших і найменших) величин рівнів води, витрат води, величин випаровування з водної поверхні, розмиваючої діяльності тощо. Матеріали спостережень дають можливість одержати ці величини лише за період спостережень, чого часто не досить для встановлення необхідних характеристик, особливо крайніх значень. Отримати ймовірні крайні значення елементів водного режиму, визначити ступінь ймовірності

очікування цих величин, встановити типові риси режиму для водотоків певних територій можна за допомогою методів математичної статистики і теорії ймовірності, які дуже широко застосовуються в гідрології.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: гідросфера, гідрологія, екогідрологія, гідрометрія, гідрографія, ювенільна вода, гідрологічний режим, водний режим, елементи гідрологічного режиму, гідрологічний стан, гідрологічні явища, гідрологічні процеси.

Питання для самоконтролю

1. Назвіть за якими ознаками виділяється межа гідросфери.
2. Що є головним об'єктом вивчення гідрології?
3. На які два великих розділи поділяється загальна гідрологія?
4. Які розділи включає в себе гідрологія суші і що є предметом їхнього вивчення?
5. Що є предметом вивчення гідроекології?
6. Яке наукове та прикладне значення має гідрологія?
7. В чому полягає суть теорії виникнення гідросфери?
8. Як класифікуються водні об'єкти за характерним їм водним режимом?
9. Що називається гідрологічним режимом?
10. Які методи використовують в гідрологічних дослідженнях?

ЛЕКЦІЯ № 2. КРУГООБІГ ВОДИ У ПРИРОДІ Й ВОДНІ РЕСУРСИ ЗЕМЛІ

План

- 2.1 Розподіл води на земній кулі
- 2.2 Кругообіг води на Землі
- 2.3 Водний баланс Землі

Завдання на самопідготовку

Питання для самоконтролю

2.1 Розподіл води на земній кулі

На земній кулі вода розподілена дуже нерівномірно. Більша частина її поверхні зайнята океанами і морями, які утворюють єдиний Світовий океан. Із загальної площі земної кулі 510 млн. км² Світовий океан займає 51 млн. км², або 71%, а суша – 149 млн. км², або 29%. Площа океанів майже в 2,5 рази більша від площі суші. Суша розташована в основному у північній півкулі, де

займає 100 млн. км^2 , або 39%; у південній півкулі вона займає лише 49 млн. км^2 , або 19%. Площа водної поверхні в північній півкулі дорівнює 155 млн. км^2 , тобто 61%, а в південній – 206 млн. км^2 , або 81 % площі півкулі.

Як приклад можна привести наступне: якщо всю воду на Землі представити як уміст чотирьохлітрової пляшки, то легкодоступна для людських потреб кількість води становила б у цій пляшці тільки одну столову ложку (15 мл.) або менше половини відсотка від загальної кількості води.

На поверхні суші вода зосереджена в *річках, озерах, болотах і льодовиках*. Загальна площа цих водних об'єктів становить близько 20 млн. км^2 , або 15% суші. Якщо не враховувати льодовики, то на решту водних об'єктів суші припадає всього $5,9 \text{ млн. км}^2$, або 4% площі суші. Крім того, вода просочується в ґрунт і гірські породи, проникаючи на глибину до 16-20 км, і формує *підземні води*. Вода міститься також у повітрі і є складовою частиною живих організмів.

Розподіл води по окремих частинах гідросфери земної кулі наведений у таблиці на слайді 5, з якої видно, що загальна кількість води на земній кулі становить $1\,386 \text{ млн. км}^3$, з якої $1\,338 \text{ млн. км}^3$, або 96,5%, зосереджено в океанах і морях.

До *підземних вод* відносять гравітаційну воду, яка знаходиться в тріщинах і шпарках водонасичених шарів земної кори. Розрахунок природних запасів підземних вод верхньої частини земної кори зроблений до глибини 2 000 м. Вони становлять $23,4 \text{ млн. км}^3$. Точно визначити об'єм підземних вод дуже важко, оскільки невідома нижня межа їхнього поширення. Значно коливається також вміст води в різних гірських породах. Так, за даними вчених, в літосфері знаходиться від 60 млн. км^3 до 86 млн. км^3 . Наведена в таблиці величина запасів підземних вод характеризує лише ті води, які беруть участь у кругообігу води в природі.

Грунтова волога, на відміну від підземних вод, тісніше зв'язана з погодними умовами: у вологі сезони вона накопичується в ґрунті, а в сухі – витрачається на випаровування з різних поверхонь і на транспірацію рослинністю. Практично вся ґрунтова волога міститься у двометровому шарі, її загальні запаси становлять $16,5 \text{ тис. км}^3$.

Значно поширені на земній кулі *льодовики*. Вони займають площу понад 16 млн. км^2 , а їхній сумарний об'єм становить $24,1 \text{ млн. км}^3$ (разом з сніговим покривом, що залягає постійно). Більше 99% площі льодовиків і, відповідно, запасів води, які вони містять, знаходиться в полярних районах, в основному Антарктиці та Гренландії.

Багаторічна (вічна) мерзлота поширена на площі 21 млн. км^2 (14% суші). Більша частина її зосереджена в північній півкулі; в південній півкулі нею зайнято біля 1 млн. км^2 . Об'єм льоду в районах багаторічної мерзлоти приймається рівним 300 тис. км^3 .

Озера на поверхні суші зустрічаються більш-менш рівномірно на всіх континентах, проте найбільше їх в областях антропогенного зледеніння та безстічних областях. Сумарна площа озер усіх материків становить $2,07$

млн.км², а об'єм води – 176,4 тис.км³. З них 91 тис.км³ припадає на води прісних озер, а 85,4 тис.км³ – на солоні озера. Більша частина озерних солоних вод зосереджена в найбільшому солоному озері – Каспійському морі (його площа – 374 тис.км², об'єм води – 78,2 тис.км³), а найбільшим прісним озером є Байкал (його площа – 31,5 тис.км², об'єм води – 23 тис.км³).

Близько 2,7 млн.км², або майже 2% суші, займають *болота*. Найбільше їх у північній півкулі, переважно в лісовій зоні Азії, Європи та Північної Америки. На інших континентах болота мають обмежене поширення. Сумарний об'єм болотних вод світу становить приблизно 11,5 тис.км³.

Кількість води в *руслах річок* безперервно змінюється з року в рік і від сезону до сезону залежно від зміни кліматичних факторів стоку – опадів і випаровування. Ці коливання для різних річок є, як правило, не синхронними, тому одноразовий сумарний запас води в руслах річок визначається для середніх умов, виходячи з припущення, що в даний момент на всіх річках проходить середня багаторічна витрата води. Сумарні одноразові запаси води в руслах річок світу оцінюються в 2120 км³. Незважаючи на те, що об'єм цих вод на земній кулі дуже малий (лише 0,0002% загальних запасів води на Землі і тільки 0,006% прісних вод), вони мають дуже важливе значення для людини, тому що є безперервно відновлюваним джерелом водних ресурсів.

З водою нерозривно пов'язане життя на земній кулі. У всіх частинах біосфери вода є необхідною речовиною для підтримання і розвитку життя.

Кількість *біологічної води*, тобто води, яка знаходиться в живих організмах і рослинах, порівняно з кількістю інших видів води дуже незначна – всього 1120 км³. Наведений об'єм біологічної води є орієнтовним, тому що кількість біомаси (а в ній у середньому міститься 80% води), за підрахунками різних дослідників, коливається від $3,6 \cdot 10^{11}$ до $3,6 \cdot 10^{14}$ т.

В *атмосфері* вода знаходиться у вигляді водяної пари, крапель води і кристалів льоду. Повітряними течіями вона переноситься з одних районів в інші і, конденсуючись за певних умов, випадає у вигляді атмосферних опадів. Загальна кількість її становить 12,9 тис. км³ і зосереджена в основному (90%) в нижніх шарах атмосфери (від 0 до 5 км).

2.2 Кругообіг води на Землі

Кругообіг води на Землі – це безперервний замкнутий процес переміщення води на ній. Він має циклічний характер і складається з кількох ланок: випаровування води, перенесення водяної пари повітряними течіями, утворення хмар, випадання опадів, поверхневого і підземного стікання вод суші в океан. Рушійними силами кругообігу води є притік до поверхні Землі сонячної енергії та сила тяжіння.

Під впливом сонячної енергії з поверхні океанів, морів, озер, річок, льодовиків, снігового покриву, ґрунту і рослинності щороку випаровується 577 тис. км³ води. В атмосфері водяна пара поширюється шляхом дифузії,

вертикальної конвекції і, переважно, повітряними течіями, які переносять її на великі відстані.

Сила тяжіння примушує вологу, яка конденсується в атмосфері за сприятливих умов, випадати у вигляді опадів, а всі поверхневі і підземні води стікати по схилах земної поверхні і в нахилених шарах земної кори.

Основним джерелом надходження води в атмосферу є Світовий океан, з поверхні якого під дією сонячної енергії щороку випаровується 505 тис. км^3 води, або 87,6% загальної кількості вологи, що випаровується на земній кулі. Більша частина цієї вологи (458 тис. км^3 , або майже 91% повертається у вигляді атмосферних опадів безпосередньо на поверхню океанів і морів.

Процес випаровування води з поверхні Світового океану і повернення її у вигляді атмосферних опадів знову в океан називається *малим, або океанічним, кругообігом води*. Менша частина вологи (47 тис. км^3) бере участь у *великому, або материковому, кругообігу*, вступаючи в складну взаємодію з земною поверхнею, фізичними хімічними й біологічними процесами, котрі на ній проходять.

Схематично *великий кругообіг води на земній кулі* відбувається так. Волога, яка переноситься повітряними течіями з океанів на сушу, за певних умов конденсується і випадає на поверхню у вигляді атмосферних опадів. Ці опади під впливом сили тяжіння або стікають по поверхні суші в напрямку загального похилу місцевості, або просочуються вглиб, або знову випаровуються. Та частина атмосферних опадів, котра стікає по земній поверхні, збирається в струмки, річки, замкнуті водойми. Більшість річок несе свої води в моря і океани, а з поверхні замкнутих водойм вода випаровується повністю або частково. Волога, що потрапляє в ґрунт, також частково випаровується безпосередньо з його поверхні або транспірується рослинністю, частина її просочується вглиб і утворює підземні води. Останні беруть участь у живленні річок, частина їх підземним шляхом досягає морів і океанів.

Волога, яка потрапляє в атмосферу з поверхні суші та її водойм і водотоків, доповнює вологу, що надходить з океану. Повітряні течії переносять її на віддалені від океану території, де ця волога за певних фізико-географічних умов випадає атмосферними опадами. Тут вона знову частково випаровується, а частково просочується в ґрунт, а також стікає по земній поверхні в моря та океани. Стікання води в океан замикає великий кругообіг вологи на земній кулі. Таким чином води Світового океану, атмосфери і суші зв'язані між собою в одне ціле, в єдину систему.

Треба зазначити, що такий процес кругообігу води в природі – лише спрощена схема. В дійсності він набагато складніший. Так, частина води втрачається на гідратацію гірських порід і виключається із загального кругообігу. Певна кількість вологи, навпаки, виходить на поверхню з глибоких земних надр і поповнює водні маси, які беруть участь у кругообігу. Крім того, не вся вода, що стікає по земній поверхні, досягає океанів і морів.

Пов'язано це зі тим, що суша ділиться на дві частини, або області, – *стічну*, або область зовнішнього стоку, і *безстічну*, або область внутрішнього стоку.

Стічною (периферійною) називається частина суші, річковий стік з якої здійснюється безпосередньо в океани і моря.

Безстічною називається частина суші, з якої немає стоку в океан; води її річок або надходять у безстічні озера, або витрачаються на випаровування. З усієї площі суші стічні області займають 119 млн.км², решта (30 млн.км²) припадає на безстічні області.

Із *безстічних* областей найбільшими є: в *Європі* – водозбірний басейн Каспійського моря, в *Середній Азії* – Туранська низовина, яка включає пустелі Каракуми, Кизилкуми, Бетпак-Дала, Муюнкум, плато Устюрт тощо; в *Центральній Азії* – пустелі Алашань, Гобі, Такла-Макан; в *Африці* – пустелі Сахара, Лівійська, Нубійська, Калахарі і Наміб, водозбори озер Чад, Руква, Рудольф тощо; в *Північній Америці* – пустелі Великого Басейну і Мексиканського нагір'я, плато Колорадо тощо; в *Південній Америці* – водозбори озер Тітікака – Поопо, пустеля Пуна-де-Атакама, плато Патагонії тощо; в *Австралії* – західна і центральна частини материка.

Серед безстічних областей виділяють безстічні області з внутрішнім стоком, на території яких може випадати значна кількість опадів, буде розгалужена сітка водотоків, але всі вони несуть свої води в замкнуті водойми – озера (наприклад, басейни Волги, Уралу, Сирдар'ї, Амудар'ї та ін.) й *ареїчні області*, котрі ніякого поверхневого стоку не мають, бо вся вода, що випадає на їхню поверхню, швидко випаровується, і стік сформуватися не може. В таких областях річки протікають лише транзитом. Ареїчні області займають 17% поверхні материків. Найбільшими з них є Сахара, пустелі Австралії, Центральної й Середньої Азії та ін.

Вода безстічних областей бере участь у відносно самостійних кругообігах, а зв'язок її зі Світовим океаном здійснюється лише шляхом перенесення вологи в пароподібному стані повітряними течіями в периферійні області суші чи безпосередньо на моря та океани, або (незначною мірою) підземними шляхами. В кругообігі вологи в межах безстічних областей бере участь лише 9 тис.км³ води.

Великий кругообіг включає в себе ряд місцевих, внутрішньоматерикових вологооборотів, які відбуваються безпосередньо на суші, коли частина води від опадів не потрапляє в річку, а випаровується, знову конденсується і випадає у вигляді дощу чи снігу на земну поверхню. Отже, ця волога, перш ніж повернутися в океан, робить кілька оборотів, зволожуючи ті або інші території суші.

Кругообіг води між океаном і сушею дає початок іншим окремим ланкам загального кругообігу. В межах нашої планети виділяють ще такі *види вологообміну*: між Землею і космосом; між атмосферою і океаном; між атмосферою, ґрунтовим покривом і біосферою. Проте найсуттєвіше значення для розвитку природного середовища і господарської діяльності людини має вологообіг між океаном, атмосферою, сушею та біосферою.

Кругообіг води, з одного боку, суттєво залежить від природних енергетичних ресурсів, а з другого боку, сам має великий вплив на енергетичний баланс атмосфери і земної поверхні. Він відіграє значну роль у перерозподілі тепла на Землі і є могутнім фактором теплового впливу океанів на сушу.

2.3 Водний баланс

В процесі кругообігу вода зазнає фізичних змін: з рідкого стану переходить у пароподібний, твердий і знову в рідкий.

Співвідношення надходження і витрат води з урахуванням змін її запасів за вибраний інтервал часу для певного об'єкту називається *водним балансом*.

Математичною моделлю кругообігу води є *рівняння водного балансу*. Відносна незмінність рівня Світового океану свідчить про те, що між прибутковою (атмосферні опади) і видатковою (випаровування, стік) частинами кругообігу існує рівновага (баланс). Її характеризують прості рівняння водного балансу як земної кулі, так і окремих частин (Світового океану, суші, окремих континентів, річкових басейнів, озер, окремих країн).

В принципі, рівняння водного балансу може бути складене для будь-якої території, обмеженої довільним контуром.

Так, для *малого кругообігу* (в межах океану) рівняння водного балансу має вигляд:

$$Z_o = X_o + Y_c; \quad (2.1)$$

для *великого кругообігу*:

$$Z_c + Y_c = X_c; \quad (2.2)$$

для *безстічних областей*

$$Z_\delta = X_\delta; \quad (2.3)$$

для *земної кулі в цілому*

$$Z_3 = Z_o + Z_c + Z_\delta = X_o + X_c + X_\delta = X_3 \quad (2.4)$$

$$\text{або } Z_3 = X_3, \quad (2.5)$$

де: Z_o , – середнє багаторічне сумарне випаровування з поверхні Світового океану;

Z_c – випаровування за цей же час з поверхні периферійних областей суші;

Z_δ – випаровування з поверхні безстічних областей;

Z_3 – випаровування з поверхні всієї земної кулі;

X_o – середня багаторічна сума атмосферних опадів на поверхню Світового океану;

X_c – те ж для периферійних областей суші;

X_δ – опади на поверхню безстічних областей;

X_3 – середня багаторічна сума опадів для всієї земної кулі;

Y_c – середній сумарний багаторічний стік із суші.

Ці *рівняння водних балансів показують, що:*

1) з океанів і морів в середньому щороку випаровується стільки вологи, скільки випадає на них опадів у сумі з річковим стоком;

2) із поверхні суші в середньому щороку випаровується стільки вологи, скільки випадає на її поверхню опадів мінус річковий стік;

3) з поверхні безстічних областей щороку випаровується стільки вологи, скільки випадає на її поверхню опадів;

4) сумарне випаровування вологи з поверхні океанів, морів і суші дорівнює сумі опадів, що випадають на їхню поверхню.

Кількісні показники середнього багаторічного водного балансу земної кулі і окремих її частин наведені в таблиці на слайді.

Треба зазначити, що внаслідок неоднакової точності визначення окремих складових, ідеальний розрахунок водного балансу Землі, по суті, майже неможливий. Так, об'єм усіх прісних вод становить лише 2,8 % об'єму Світового океану і врахування їх майже не позначилося б на зміні його водного балансу. Отже, в даний час можна скласти лише наближений водний баланс Землі з похибкою, яка залежить від точності визначення окремих його складових.

Водний баланс ділянок суші, з урахуванням господарської діяльності, крім зазначених складових, може включати безповоротний забір води з водних об'єктів, перекидання стоку з інших територій. Землеробство, вирубка лісів, створення водоймищ також впливають на співвідношення природних складових водного балансу.

Крім кругообігу води існують також кругообіг наносів, кругообіг солей та кругообіг газів.

Кругообіг наносів. Наноси – це тверді речовини, що містяться у водних об'єктах і переносяться водою у зваженому стані. Основне джерело надходження наносів у водні об'єкти – змив ґрунту з поверхні водозборів талими й дощовими потоками (ерозія) і в меншій мірі розмив дна й берегів водних об'єктів під дією плину й хвиль. Річками наноси виносяться в океан, де вони доповнюються продуктами розмиву морських берегів і скаламучування дна хвилями на мілководді, а також частками рослинних і тваринних організмів.

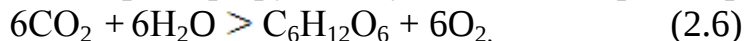
Річний стік зважених наносів річок світу – 15,7 млрд. т. у рік. Стік ваблених наносів річок світу 5 - 10% загального твердого стоку.

Кругообіг солей. Підземні води при своєму русі розчиняють гірські породи і є основними джерелами формування сольового складу рік і водойм суші. З річковими водами у Світовий океан виноситься 3,1 млрд. т. солей за рік, 1,2 млрд. т. солей надходить у нього безпосередньо з підземними водами, 0,2 млрд. т. утвориться в результаті розчинення річкових суспензій.

З поверхні океану з паркими частками води, а також із бризами щорічно йде 5 млрд. т. солей, з яких 4,5 млрд. т. відразу вертається назад, а 0,5 млрд. т. несеться на сушу. Таким чином, запас солей в океані щорічно поповнюється на 4 млрд. т., тобто біля однієї десятимільйонної частки їхньої загальної кількості в ньому.

Кругообіг газів. З газів, що беруть участь у кругообігу речовин у природі, найбільше значення мають кисень O_2 і диоксид вуглецю CO_2 (вуглекислий газ).

Найважливіший фактор кругообігу цих газів – процес фотосинтезу:



у результаті якого поглинається диоксид вуглецю, створюється органічна речовина (продукція) і виділяється кисень.

Внаслідок життєдіяльності фітопланктону океану продукується 154 млрд. т. у рік органічної речовини (приблизно стільки ж, скільки рослинністю суши). Витрата O_2 відбувається в результаті біохімічного й хімічного розкладання (окислювання) органічної речовини (деструкція), що супроводжується виділенням CO_2 .

З дощовими й річковими водами в океан надходить 3,6 млрд. т. O_2 . На окисні процеси в океані, а також споживання живими водними організмами витрачається 151 млрд. т. O_2 . Надлишок в 6,6 млрд. т. океан щорічно віддає атмосфері.

Джерелами надходження CO_2 в океан, крім процесу розкладання органічних речовин, служать річкові й дощові води, подих водних організмів, виверження підводних вулканів. В океані у високих широтах CO_2 завдяки підвищеній розчинності при низьких температурах води поглинається з атмосфери. При переміщенні цих вод у низькі широти внаслідок підвищення температури води океан віддає CO_2 в атмосферу. Помітним фактором надходження CO_2 в атмосферу є господарська діяльність.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: кругообіг води, стічна область, безстічна область, арктична область, водний баланс.

Питання для самоконтролю

1. Яким чином розподілена вода на земній кулі по окремих складових гідросфери?
2. Що являє собою океанічний кругообіг води?
3. Що являє собою кругообіг води на Землі, які його рушійні сили та види?
4. Чим вирізняються стічні та безстічні області?
5. Дайте визначення терміну – водний баланс.
6. Яку суть має рівняння водного балансу?

ЛЕКЦІЯ № 3. ФІЗИКО-ХІМІЧНИЙ СКЛАД ВОДИ І ФАКТОРИ ЙОГО ФОРМУВАННЯ

План

- 3.1 Хімічний склад води
 - 3.2 Чинники формування складу вод
 - 3.3 Класифікація природних вод
 - 3.4 Фізичні властивості води
- Завдання на самопідготовку
- Питання для самоконтролю

3.1 Хімічний склад води

Хімічно чиста вода – це сполука водню з киснем, яка має хімічну формулу H_2O . Її молекула складається з 11,11 % водню і 88,89 % кисню, але характерною особливістю молекул води є їхня властивість об'єднуватись в агрегати – сполуки кількох молекул. У пароподібному стані (при температурі більше 100°C) вода складається, головним чином, з однорідних простих молекул, відповідає формулі H_2O і називається *гідролем*. Агрегат із двох простих молекул $(\text{H}_2\text{O})_2$ називається *дигідролем*, а сполучення з трьох молекул $(\text{H}_2\text{O})_3$ – *тригідролем*. Рідка вода – це суміш молекул: (H_2O) , $(\text{H}_2\text{O})_2$, $(\text{H}_2\text{O})_3$, а у воді у твердому стані (лід) переважають $(\text{H}_2\text{O})_3$. У воді в твердому стані (лід) переважають трійчасті молекули – тригідролі, які мають найбільший об'єм.

Хімічно чиста вода в природі майже не зустрічається. Природна вода є добрим розчином і тому завжди містить у собі завислі й розчинені речовини.

Залежно від розмірів часток розчинених речовин розчини бувають *молекулярно-іонними* (розміри не перевищують 10^{-7} мм), *колоїдні* (розміри від 10^{-7} до 10^{-5} мм). Частки речовин розміром більше 10^{-5} називаються *суспензіями* або *зависями*.

Хімічний склад природних вод поділяється на шість груп: *головні іони*, *розчинені гази*, *біогенні речовини*, *мікроелементи*, *органічні речовини* і *забруднювальні речовини*.

1. Головні іони. До головних іонів солей відносяться негативно заряджені іони (аніони): хлоридні (Cl^-), сульфатні (SO_4^{2-}), гідрокарбонатні (HCO_3^{2-}), карбонатні (CO_3^{2-}); позитивно заряджені іони (катіони): натрію (Na^+), калію (K^+), магнію (Mg^{2+}), кальцію (Ca^{2+}).

За переважанням аніона всі природні води поділяються на 3 класи: *гідрокарбонатний*, *сульфатний* і *хлоридний*; за переважанням катіона на три групи: *кальцієву*, *магнієву*, *натрієву*.

Річкові води переважно відносяться до гідрокарбонатного класу кальцієвої групи; підземні води – до сульфатного класу і магнієвої групи; води океанів і морів – до хлоридного класу і натрієвої групи.

2. Розчинені гази. Велике значення для біологічних, біохімічних та інших процесів, які відбуваються в материкових і океанічних водах, мають розчинені у воді гази. Це – кисень (O_2), вуглекислий газ (CO_2), сірководень (H_2S), метан (CH_4), азот (N_2).

Із розчинених газів найбільше значення мають кисень і двоокис вуглецю (вуглекислий газ).

Природні води збагачуються на кисень за рахунок надходження його з атмосфери, в результаті виділення водною рослинністю в процесі фотосинтезу. Утрачається кисень на окислення органічних речовин, а також виділяється в атмосферу.

Двоокис вуглецю у воду надходить при окисленні органічних речовин і виділяється з гірських порід. При перенасиченні води CO_2 він виділяється в атмосферу, йде на засвоєння організмами при фотосинтезі.

Сірководень у природних водах утворюється внаслідок розпаду органічних сполук, розчинення мінеральних солей мінералів (гіпсу, сірчаного колчедану).

Азот потрапляє у природні води з атмосферного повітря внаслідок розкладу органічних залишків і відновлення сполук азоту денітрифікуючими бактеріями.

Метан у проточних природних водах знаходиться у невеликих кількостях. Але у підземних і болотних водах уміст метану може сягати 30 мг/дм^3 і більше.

Особливе місце займають іони водню, які утворюються в результаті дисоціації вугільної кислоти і самої води. Концентрація іонів водню визначає кислотно-лужну рівновагу розчинів і виражена через показник рН. Отже, вода з нейтральною реакцією має $\text{pH} = 7$. При pH менше 7 реакція кисла, при pH більше 7 – лужна. Більшість природних вод мають pH від 6,5 до 8,5.

Розчинність газів у воді залежить від їхніх властивостей, тиску газу на поверхню води, температури і мінералізації води. Розчинність газів у воді зменшується зі збільшенням її мінералізації та підвищенням температури.

3. Біогенні речовини, (слайд 7) сполуки азоту N, фосфору P, заліза Fe, кремнію Si. Це, перш за все, іони нітратного (NO_3^-), нітритного (NO_2^-), іони амонію (NH_4^+), фосфати (PO_4^{3-}) Ці речовини потрапляють у воду з атмосфери, ґрунту, при розкладанні органічних сполук, при скиданні у водні об'єкти промислових, сільськогосподарських і побутових вод. У природних водах їх мало, але вони мають важливе значення для розвитку життєвих процесів.

4. Органічні речовини. Органічні речовини являють собою продукти розпаду різних організмів (рослин і тварин). Зустрічаються в природних водах переважно у вигляді вуглецю, кисню та водню, які складають 98,5 % їхньої маси. Останні 1,5 % становлять азот, фосфор, сірка, калій, кальцій та інші елементи. Це вуглеводи, білки і продукти їх розпаду, ліпіди, гумінові кислоти та ін.

Органічні речовини надають воді жовтуватого забарвлення.

1. Мікроелементи – це речовини, які знаходяться в природних водах у дуже малих концентраціях, у мікрограмах на літр (мкг/л , мкг/дм^3). Серед них виділяють такі: бром Br, йод I, фтор F, літій Li, барій Ba; важкі метали: залізо Fe, нікель Ni, цинк Zn, кобальт Co, мідь Cu, кадмій Cd, свинець Pb, ртуть Hg та ін.; радіоактивні елементи як природного походження (калій ^{40}K , рубідій ^{87}Rb , уран ^{238}U , радій ^{226}Ra та ін.), так і антропогенного (стронцій ^{90}Sr ,

цезій ¹³⁷ Cs та ін.) походження.

Багато з мікроелементів необхідні для життєдіяльності організмів, але підвищена концентрація деяких з них у воді може перетворити воду на отруту.

6.Забруднювальні речовини. Під забруднювальними речовинами розуміють такі, вміст яких у воді зумовлює порушення норми якості води. Це –нафтопродукти, отрутохімікати (пестициди, гербіциди), добрива, миючі засоби та ін.

3.2 Чинники формування складу вод

Чинники, які визначають склад природних вод, поділяються на такі групи:

- фізико-географічні (рельєф, гідрографічна мережа, клімат, ґрунтовий покрив);
- геологічні (склад гірських порід, тектонічна будова, гідрогеологічні умови);
- фізико-хімічні (хімічні властивості, кислотно-лужні та окисно-відновні умови, змішування вод і катіонний обмін);
- біологічні (життєдіяльність живих організмів і рослин);
- антропогенні (штучні) – усі чинники, пов'язані з діяльністю людини.

1. *До фізико-географічних чинників* відносять такі:

Рельєф посередньо впливає на мінералізацію і хімічний склад ґрунтових та поверхневих вод. Розчленований рельєф сприяє інтенсивному стоку, вилуженню та виносу солей з водоутворюючих порід. У цьому випадку виникає тенденція опріснених вод і формування гідро-карбонатного класу кальцієвої групи.

На рівнинних просторах в умовах уповільненого стоку та слабого дренажу, особливо в умовах посушливого клімату, формуються води підвищеної мінералізації та строкатого хімічного складу (степові рівнини).

Гідрографічна мережа впливає на хімічний склад поверхневих і ґрунтових вод через густоту та глибину ерозійного врізу, величину поверхневого стоку, схили, рівневий та льодовий режим. Глибокий ерозійний вріз, велика густота річкової мережі, інтенсивний стік сприяють формуванню вод слабкої мінералізації гідрокарбонатно-кальцієвого складу (лісостеп). Слабкий поверхневий стік сприяє підвищенню рівня ґрунтових вод і при сухому кліматі – інтенсивному їх випаровуванні, що призводить до підвищення мінералізації поверхневих (рівнини півдня). В умовах зволоженого клімату ці фактори не істотно впливають на склад вод, тому що основним формуючим фактором є клімат.

Клімат впливає на хімічний склад вод суходолу через склад атмосфери, атмосферні явища, сонячну радіацію, режим вітру, інтенсивність і режим атмосферних опадів, температуру повітря і випаровування.

Атмосферні опади істотно впливають на мінералізацію, склад ґрунтових і поверхневих вод унаслідок їх надходження в поверхневі водойми і ґрунтові води. Інтенсивність і кількість опадів формують режим поверхневого стоку та регулюють гідрохімічний режим річок, озер, водосховищ, вод місцевого стоку. В умовах засолених порід зони аерації у періоди інтенсивного випадання опадів у ґрунтових вод змінюється не тільки мінералізація, а й хімічний склад (степова зона).

Вплив температури повітря на зміни хімічного складу поверхневих і ґрунтових вод істотний у випадках, коли зміни температур повітря призводять до змін температури води і значного промерзання ґрунтового покриву. Коливання температур води обумовлюють зміни розчинності солей, а отже, підвищують або знижують мінералізацію. Льодовий покрив призводить до порушення рівноваги карбонатно-кальцієвої системи у поверхневих водах унаслідок накопичення вільного двоокису вуглецю при окисненні органічних речовин в умовах порушеного газообміну з атмосферою.

Випаровування поверхневих вод веде до підвищення їх мінералізації. Слабко розчинені солі випадають в осад і гідрокарбонатні води переходять у сульфатні, а потім – у хлоридні.

Ґрунти змінюють хімічний склад поверхневих і ґрунтових вод, збагачуючи їх різними солями, органічними речовинами і вільною вуглекислою при фільтрації атмосферних опадів.

2. *Геолого-структурні фактори* впливають, головним чином, на склад та мінералізацію підземних вод, а через них – на живлення ними поверхневих вод.

До *гідрогеологічних факторів* відносять гідродинамічні та гідрогеологічні умови, які в значній мірі обумовлюють хімічний склад поверхневих і особливо підземних вод.

3. До складу *фізико-хімічних факторів* формування складу природних вод відносять хімічні властивості елементів, розчинність солей, лужно-кислотні, окисно-відновлювальні умови, дифузії, змішування вод, катіонний обмін, температуру, тиск та ін.

4. Вплив *біологічних факторів* обумовлюється діяльністю рослин та мікроорганізмів. Вони зумовлюють, з одного боку, біогенну метаморфізацію природних вод, а з іншого – збагачуються у деяких випадках мікрокомпонентами. Рослинність впливає на характер ґрунтових реакцій. Так, хвойні ліси сприяють збільшенню кислотності через кислі властивості їхніх органічних решток, трав'яниста рослинність, навпаки, сприяє нагромадженню лугів у ґрунтових розчинах. Водні рослини змінюють газовий та хімічний склад водойм. Унаслідок життєдіяльності рослин водойми збагачуються органічною речовиною.

Мікроорганізми у водоймах розкладають залишки відмерлих рослин і тваринних організмів. Цей процес може закінчуватись повним розпадом органічних речовин з утворенням простих мінеральних сполук (CO_2 , H_2O та

інших). Така життєдіяльність мікроорганізмів має дуже серйозне значення для природного очищення вод.

Крім того, мікроорганізми вилучають із води різні хімічні елементи (N, P, C, Ca, K, мікроелементи).

5. *Антропогенні фактори* – це різноманітна людська діяльність, як на водозборах, так і безпосередньо в руслах річок. За характером впливу вони поділяються на хімічні та фізичні. Хімічний вплив – це надходження до водних об'єктів речовин зі стічними водами, з атмосфери, а також із джерел, що викликають зміну природного хімічного складу вод.

Фізичний вплив – це зміна фізичних параметрів (температури, Eh тощо). Ці зміни називають антропогенним забрудненням.

Унаслідок антропогенного впливу в природні води можуть надходити як іони, утворені за аналогією, що входять до складу незабруднених вод (хлориди, сульфати, натрій та ін.), так і компоненти, які в природних водах не зустрічаються (пестициди, деякі важкі метали).

3.3 Класифікація природних вод

Широке коливання вмісту мінеральних і органічних речовин ускладнює класифікацію природних вод. В основу класифікації природних вод покладені результати гідрохімічного аналізу та величини мінералізації.

Мінералізація природної води – сумарний уміст у воді розчинених солей в одному літрі води. Такий уміст виражають у вигляді суми іонів у міліграмах на 1 л (дм³) води, у грамах на 1 кг, у ‰.

За величиною мінералізації найбільшою популярністю користується класифікація О. Алекіна. Стосовно прісноводних об'єктів О. Алекін розробив більш детальний поділ.

У гідрохімічній класифікації О. Алекін поділяє природні водні домінуючим аніоном на *три класи*:

- гідрокарбонатні (HCO_3^-) й карбонатні (CO_3^{2-});
- сульфатні (SO_4^{2-});
- хлоридні (Cl^-).

Кожен клас поділяється за домінуючим катіоном на *три групи*:

- кальцієву;
- магнієву;
- натрієву.

Кожний тип води визначається співвідношенням між іонами в еквівалентних концентраціях.

Річкові води переважно відносяться до гідрокарбонатного класу і кальцієвої групи; підземні води нерідко відносяться до сульфатного класу і магнієвої групи; води океанів та морів належать до хлоридного класу і натрієвої групи.

Концентрація найпоширеніших двовалентних катіонів Ca^{2+} , Mg^{2+} обумовлює загальну жорсткість води.

Жорсткість води характеризується сумою міліграмів-еквівалентів іонів кальцію і магнію, які містяться в 1 літрі води (1 мг-екв відповідає вмісту 20,04 мг/л Ca^{2+} або 12,26 мг/л Mg^{2+}).

Розрізняють *загальну жорсткість* води, яка обумовлюється загальною кількістю наявного у воді кальцію і магнію; *усунену жорсткість*, яка характеризується ступенем зменшення жорсткості води при тривалому її кип'ятінні; і *постійну жорсткість*, яка залишається після випадання карбонатних солей в результаті кип'ятіння води.

Залежно від загальної твердості розрізняють воду: дуже м'яку (до 1, 5 мг-екв/л); м'яку (1,5-3 мг-екв/л); помірно жорстку (3-6 мг-екв/л); жорстку (7-9 мг-екв/л); дуже жорстку (понад 9 мг-екв/л).

3.4 Фізичні властивості води

Вода в природі може бути в трьох агрегатних станах (або фазах) – твердому (лід), рідинному (вода), газоподібному (водяна пара).

Зміну агрегатного стану речовин називають *фазовими переходами*, які супроводжуються виділенням або поглинанням енергії, яку називають теплотою фазового переходу ("*схованою теплотою*").

При нормальному атмосферному тиску (760 мм.рт.ст, $1,013 \cdot 10^5$ Па) точки замерзання дистильованої води і кипіння відповідають за шкалою Цельсія 0° і 100°C .

Температура замерзання і кипіння води залежить від її солоності й атмосферного тиску. Морська вода замерзає при -1.0 - 2.0°C , а кипить при температурі 100.08 - 100.64°C (при нормальному тиску). При підвищенні тиску лід плавиться вже не при 0°C , а при від'ємних температурах.

Густина води – головна фізична характеристика будь-якої речовини; це маса однорідної речовини, яка знаходиться в одиниці її об'єму:

$$\rho = m/V \text{ (кг/м}^3\text{)}.$$

Густина залежить від температури, солоності й тиску (а для природних вод – ще й від умісту розчинених зважених речовин) і стрибкоподібно змінюється під час фазових переходів. Причому ці зміни мають аномальний аномальний характер. Хімічно чиста вода найбільшу густину має при температурі 4°C (1 г/см^3).

Під час підвищення температури густина зменшується. Ця закономірність порушується під час плавлення льоду і нагріванні води в діапазоні від 0 до 4°C . Тут відзначаються дві важливі «аномалії» води: 1) густина води у твердому стані (лід) *менша*, ніж у рідкому (вода); 2) у діапазоні температури води від 0 до 4°C густина води з підвищенням температури не зменшується, а *збільшується*.

Ці дві аномалії мають велике значення: лід легший за воду і тому "плаває" на її поверхні, водойми не промерзають до дна, тому що охолоджена до температури нижче 4°C вода стає менш густою і тому залишається в поверхневому шарі.

Густина снігу змінюється від 80-140 кг/м³ свіжовипавшого до 60-700 кг/м³ мокрого, в кінці танення. Пористий лід має малу густину. Свіжий сніг має густину 80-140 кг/м³, до початку танення снігу – 140-300 кг/м³, на початку танення – 240-350 кг/м³, в кінці танення – 300-400 кг/м³. Щільний мокрий сніг має густину до 600-700 кг/м³, лавинний сніг – 500-650 кг/м³. До важливих особливостей змін агрегатного стану води відносяться великі затрати тепла на плавлення, випаровування, сублімацію і велике виділення тепла у зворотних переходах. В порівнянні з іншими речовинами питома теплота плавлення льоду і питома теплота пароутворення аномально великі.

Питома теплота плавлення льоду $L_{пл}$ – кількість теплоти, необхідної для перетворення одиниці маси льоду у воду при температурі плавлення і нормальному атмосферному тиску, дорівнює 330 000 Дж/кг. Стільки ж теплоти виділяється при замерзанні води.

Питома теплота пароутворення (випаровування) води, $L_{вип}$ – кількість теплоти, необхідної для перетворення одиниці маси води у пару (у Дж/кг) і залежить від температури: при 0° С вона дорівнює $2,5 \cdot 10^6$ а при 100 ° С – $2,26 \cdot 10^6$ Дж/кг. Стільки ж теплоти виділяється при конденсації водяної пари.

Питома вага випаровування льоду складається з питомої теплоти плавлення $L_{пл}$ і питомої теплоти випаровування $L_{вип}$:

$$L_{возг} = L_{пл} + L_{вип}$$

Вода має аномально високу питому *теплоємність води* – це кількість теплоти, необхідної для нагрівання одиниці маси води на 1°, Дж/кг*°С.

При 15°С вона дорівнює 4190 Дж/(кг*°С). Унаслідок великої теплоємності вода нагрівається й теплоємність чистого льоду майже вдвічі менша теплоємності води, а чистого сухого снігу (із густиною 35280 кг/м³) в 7,1 рази менше теплоємності води, але в 450 разів більша за теплоємність повітря.

З інших теплових властивостей води важливе значення має *теплопровідність*. Молекулярна теплопровідність води дуже мала, і для хімічно чистої води вона дорівнює 0,6 Вт/м*°С, для льоду – 2,24 Вт/м*°С, для снігу – 1,8 Вт/м*°С. Меншу молекулярну теплопровідність має повітря.

У зв'язку з тим, що теплопровідність води низька, водні маси у водних об'єктах в основному внаслідок перемішування води, яке виникає при різній густині або під дією вітру. Через малу теплопровідність крижаний покрив, який утворився на поверхні водойм і водотоків, послаблює подальше охолодження води, а наростання його товщини тяж уповільнюється. Ще більше уповільнення наростання товщини криги викликає сніговий покрив на ній.

Вода порівняно з іншими рідинами має великий *поверхневий натяг*, який з підвищенням температури дещо зменшується. Коефіцієнт поверхневого натягу води змінюється від $7,55 \cdot 10^{-2}$ Н/м при 0°С до $5,71 \cdot 10^{-2}$ Н/м при 100°С.

Зі всіх рідин більш високий поверхневий натяг має тільки ртуть. Ця властивість проявляється в тому, що вода постійно намагається стягнути, зменшити свою поверхню, хоч вона завжди приймає форму посудини, в якій знаходиться. Сила поверхневого натягу примушує молекули її зовнішнього

шару зчіплюватись, створюючи зовнішню пружну плівку. Саме через цю плівку деякі предмети, будучи важчими за воду, не занурюються в неї (наприклад, обережно покладена сталева голка).

Багато комах (водомірки, ногохвостики тощо) не тільки пересуваються по поверхні води, але й злітають і сідають на неї, як на тверду опору. Деякі живі істоти пристосувались використовувати навіть внутрішній бік плівки. Так, личинки комарів повисають на ній за допомогою незмочуваних щетинок, а маленькі слимаки, ставковики і катушки повзають по ній в пошуках здобичі.

Великий поверхневий натяг надає воді кулеподібної форми при вільному падінні або в стані невагомості. Така геометрична форма має мінімальну для даного об'єму поверхню.

Струмина хімічно чистої води перерізом 1 см^2 за міцністю на розрив не поступається сталі такого ж перерізу. Водну струмину начебто цементує сила поверхневого натягу.

Ще однією характерною властивістю води є здатність *змочувати поверхню більшості твердих тіл*. Завдяки поверхневому натягу і здатності до змочування вода може підніматися у вузьких вертикальних щілинах та порах на висоту значно більшу, ніж та, яка обумовлюється силою тяжіння, тобто вода має ще властивість капілярності.

Капілярність відіграє важливу роль у багатьох процесах, які проходять на Землі. Саме через це вода піднімається по порах і змочує ґрунти, які лежать значно вище рівня ґрунтових вод, забезпечуючи коріння рослин розчиненими у воді поживними речовинами. Капілярність обумовлює рух крові і тканинних рідин у живих організмах.

Однією з характерних властивостей води є її *рухомість*. Основними причинами, які викликають рух води, є сила земного тяжіння, сили взаємного притягання мас Землі, Сонця і Місяця, вітер, зміни густини води, молекулярні сили тощо. Внаслідок дії цих сил маси води переміщуються з більш високих місць у низини, утворюють течії у річках, озерах, морях, океанах, проникають у ґрунти і гірські породи та переміщуються в них. Через свою рухомість вода легко набирає форми посуду, в який вона налита.

Воді властива *в'язкість*, або *внутрішнє тертя* (властивість води чинити опір при переміщенні однієї частини її щодо іншої). Порівняно з в'язкістю інших рідин в'язкість води невелика, що також відноситься до специфічних властивостей води.

В'язкість рідин характеризується кінематичним коефіцієнтом в'язкості, який для води при температурі 0°C дорівнює $1,78 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, а при температурі 50°C – $0,55 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, тобто він дуже незначний і зменшується при підвищенні температури.

Вода чинить дуже великий опір стискувальним зусиллям і витримує значний тиск, зменшуючись у своєму об'ємі при цьому дуже мало.

Світло проникає у воду на невелику глибину. Так, у чистій воді на глибині 1 м інтенсивність світла становить лише 90% інтенсивності світла на

поверхні, на глибині 2 м – 81%, на глибині 3 м – 73%, а на глибині 100 м зберігається лише біля 1% інтенсивності світла на поверхні.

Вода – добрий провідник звуку. Швидкість поширення звуку у воді становить 1400-1600 м/с, тобто в 4-5 разів більша від швидкості поширення звуку в повітрі. Швидкість звуку у воді збільшується з підвищенням температури (приблизно на 3-3,5 м/с на 1°C), збільшенням солоності (приблизно на 1,0-1,3 м/с на 1‰) і зростанням тиску (приблизно на 1,5-1,8 м/с на 100 м глибини).

Хімічно чиста вода майже не проводить електричного струму. Електропровідність води трохи збільшується з підвищенням температури і значно зростає зі збільшенням солоності.

Звичайна природна вода в тонких шарах безбарвна, а при потовщенні їх набуває блакитно-зеленого відтінку. Прозорість води у водоймах і водотоках сильно змінюється залежно від вмісту в ній суспензій, їхньої кількості й хімічного складу.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: головні іони, біогенні речовини, органічні речовини, розчинні гази, мікроелементи, забруднювальні елементи, мінералізація, жорсткість, густина води, питома теплота плавлення льоду, питома теплота пароутворення, питома вага випаровування льоду, теплоємність води, теплопровідність, поверхневий натяг, капілярність, в'язкість.

Питання для самоконтролю

1. Які основні групи елементів присутні у хімічному складі природних вод?
2. Що визначають головні іони у хімічному складі природних вод?
3. Які групи чинників впливають на формування складу природних вод?
4. Дайте визначення мінералізації води.
5. Як класифікуються природні води за домінуючим аніоном і катіоном?
6. Які основні фізичні властивості води?
7. Які властивості води вважають за аномальні?
8. Якими чинниками визначається густина води?
9. Яку роль відіграє капілярність води у природних процесах?
10. Як антропогенні фактори можуть впливати на зміну фізико-хімічного стану природних вод?

ЛЕКЦІЯ № 4. РІЧКИ ТА РІЧКОВІ БАСЕЙНИ. МОРФОЛОГІЯ ТА МОРФОМЕТРІЯ РІЧКОВОГО БАСЕЙНУ

План

- 4.1 Основні поняття
- 4.2 Вододіли. Басейн річки. Водозбір
- 4.3 Фізико-географічні характеристики річкових басейнів
- 4.4 Річкова долина і русло річки
- 4.5 Повздовжній та поперечний профіль річки

Завдання на самопідготовку

Питання для самоконтролю

4.1 Основні поняття

Річкою називається водний потік (водотік), що протікає в природному руслі і живиться водами поверхневого та підземного стоку свого басейну. До річок відносять лише постійні і відносно великі водотоки з площею басейну не менше 50 км².

Річки можуть впадати в океани, моря або озера. Річка, що впадає в один з таких водних об'єктів, називається *головною*, а річки, які впадають в неї – *притоками*. Сукупність усіх річок, котрі скидають свої води через головну річку в океан, море чи озеро, називається *річковою системою* або *річковою сіткою*.

Річки, озера, болота, яри певної території складають *гідрографічну сітку* цієї території. Отже, річкова сітка є частиною гідрографічної сітки.

За різними ознаками річки розподіляються на типи.

Так, за розміром басейну річки ділять на *великі, середні й малі*. До великих відносять річки з площею басейну понад 50 000 км², до середніх – з площею басейну в межах 2000 – 50 000 км², до малих – з площею басейну менше 2000 км². Малі річки з невеликою площею басейну (до 50 км²) називають *струмками*.

За розташуванням в межах географічних зон: басейни великих річок розташовані переважно в кількох географічних зонах, а їхній гідрологічний режим відрізняється від гідрологічного режиму, властивого кожній географічній зоні окремо, тому він *полізональний*. Басейни середніх річок розташовуються, як правило, в межах однієї зони, отже, гідрологічний режим їх *зональний*.

Малі річки теж знаходяться в межах якоїсь однієї географічної зони, проте їхній гідрологічний режим під впливом місцевих умов може суттєво відрізнятися від зонального, і в такому разі він буде *азональним*.

За умовами протікання річки розподіляються на *рівнинні, напівгірські та гірські*. В річках перших двох типів характер протікання води спокійний, а в річках третього типу – бурхливий.

За переважаючими джерелами живлення річки розподіляються на річки *снігового, дощового, льодовикового і підземного живлення*.

За водним режимом протягом року виділяють річки з *весняним водопіллям, водопіллям у теплу частину року та паводковим режимом*.

За ступенем стійкості русла виділяють річки *стійкі* і *нестійкі*, а за льодовим режимом – річки *замерзаючі* та *незамерзаючі*.

За порядком притоків: річкові притоки бувають різних порядків (класів): річки, що впадають безпосередньо в *головну річку* – це *притоки першого порядку*; річки, що впадають в притоки першого порядку, – це *притоки другого порядку* і т. ін.

Річкова система характеризується: *довжиною річок*, їх *звивистістю* (*покрученістю*) і *густотою річкової сітки*.

Під *довжиною* розуміють сумарну довжину всіх річок, які утворюють річкову систему. Довжина річок вимірюється за крупномасштабною картою.

Звивистість річки характеризується коефіцієнтом звивистості, який являє собою відношення довжини річки на даній ділянці до довжини прямої між кінцевими точками річки на цій ділянці. Звивистість обумовлюється різними причинами, котрими й визначається її назва. Так, звивистість, яка обумовлена рельєфом місцевості і різним опором гірських порід розмиву називається *орографічною*, якщо ж вона є наслідком ерозійної діяльності потоку, то ця звивистість *ерозійна*. В останньому випадку формуються меандри, а процес їх утворення називається *меандруванням*. В результаті меандрування змінюються планові обриси русла.

Густота річкової сітки характеризується коефіцієнтом густоти, котрий являє собою відношення сумарної довжини річкової сітки на даній площі до величини цієї площі. Коефіцієнт густоти річкової сітки виражається в км/км². Густота річкової сітки залежить від ряду природних факторів (клімату, рельєфу, геологічної будови місцевості, ґрунтів, рослинності) і змінюється в широких межах. На півночі вона більша, ніж на півдні, в горах більша, ніж на рівнині. Так, в Україні в межах Полісся вона становить 0,25-0,34 км/км², у степу – 0,12-0,14 км/км², в Карпатах – 0,55-1,49 км/ км².

4.2 Вододіли. Басейн річки. Водозбір

Русла річок залягають у найбільш знижених частинах долин. До них збігають води з прилеглої місцевості.

Лінія на земній поверхні, яка ділить стік атмосферних опадів по двох протилежних схилах, називається *вододілом*.

Усю земну кулю можна поділити на два основні схили, по яких води збігають з континентів у Світовий океан: *Атлантико-Арктичний* і *Тихоокеансько-Індійський*.

Вододіл між цими схилами називається Світовим або Головним вододілом Землі. Він проходить у Північній та Південній Америці по Андах і Кордільєрах до Берінгової протоки, далі по Чукотському хребту, Анадирському плоскогір'ю, гірських хребтах Гидан, Джуг-джур, Становому, Яблоновому і далі по Центральній Азії, перетинає північну частину Аравійського півострова і переходить в Африку, де пролягає вздовж східного краю материка неподалік від Індійського океану. Площа земної поверхні, яка

належить до Атлантико-Арктичного схилу, дорівнює $67,4 \text{ млн. км}^2$, а до Тихоокеансько-Індійського схилу – $35,2 \text{ млн. км}^2$.

Лінії на земній поверхні, котрі відокремлюють області суші, стік з яких йде в різні океани або моря, називаються *вододілами океанів і морів*.

Аналогічно виділяють вододіли, які відділяють частини суші, стік з яких йде в ті чи інші річкові системи. Такі вододіли називаються *річковими* або *вододілами річкових басейнів*.

Вододільні лінії проходять по найбільш підвищених точках поверхні між суміжними річковими басейнами.

Річки збирають воду не лише з поверхні Землі, а й з верхніх шарів літосфери (підземні води). Відповідно до цього розрізняють *поверхневі* і *підземні вододіли*.

Якщо підземний та поверхневий вододіли співпадають, басейн називається *замкненим*; якщо ж не співпадають – *незамкненим*. У цьому випадку площі поверхневого та підземного басейнів відрізняються одна від одної. Незбіг вододілів зменшується зі збільшенням площі водозбору.

Частина земної поверхні, яка включає в себе дану річкову систему і відділена від інших річкових систем вододілами, називається *річковим басейном*. Поверхня суші, з якої річкова система збирає води, називається *водозбором* або *водозбірною площею басейну*.

Басейн річки і водозбір здебільшого збігаються, але іноді водозбірна площа буває меншою від площі басейну. Це трапляється тоді, коли в басейні є площі внутрішнього стоку або площі, з яких стоку не буває.

Річкові басейни відрізняються один від одного розмірами і формою.

Кожен річковий басейн описується певними морфометричними характеристиками: *площею* (F , км^2), *довжиною* (L , км), *середньою та максимальною шириною* ($V_{\text{сер}}$, $V_{\text{макс}}$ км), *середньою висотою* (H , м), *похилом басейну* (I , $\%$) тощо.

Площа басейну – це площа, обмежена вододільною лінією.

Довжина басейну, або його вісь – це відстань по прямій від гирла річки до самої віддаленої точки басейну.

Якщо басейн вигнутий чи складної форми, то пряма лінія замінюється на ламану, котра повторює контури русла.

Максимальна ширина басейну визначається як довжина прямої, перпендикулярної до довжини басейну в його найширшому місці.

Середня ширина басейну – це відношення площі басейну до його довжини:

$$V_{\text{сер}} = F/L, \text{ км} \quad (4.1)$$

Похил басейну обчислюється за формулою:

$$I = H_1 - H_2 / L, \quad (4.2)$$

Де H_1 і H_2 – абсолютна відмітка поверхні басейну відповідно у верхній і нижній його частинах.

Графік наростання площі басейну по довжині річки дозволяє простежити зміну його площі з правого та лівого боку.

4.3 Фізико-географічні характеристики річкових басейнів

Річкові басейни, крім морфометричних, мають фізико-географічні характеристики. Вони включають *географічне положення басейну*, яке подається у вигляді географічних координат його крайніх точок, та *кліматичні особливості басейну* (кількість опадів, сніговий покрив, інтенсивність дощів, температура, вологість повітря).

До фізико-географічних характеристик відносяться також геологічна будова і тектоніка басейну, гідрогеологічні умови, водно-фізичні властивості підстилаючих порід, рельєф, який характеризується через похил.

На водний режим річок великою мірою впливають також *озерність*, *лісистість* і *заболоченість* басейну, які треба докладно вивчати і включати в фізико-географічну характеристику.

Кількісно частку лісів, озер і боліт можна визначити за допомогою коефіцієнтів лісистості, озерності й заболоченості (k). Кожен з цих коефіцієнтів являє собою відношення площі, зайнятої лісами, озерами або болотами (f), до всієї площі басейну, тобто

$$k = f / F \quad (4.3)$$

Суттєве значення в сучасних умовах має господарська діяльність, яка може проходити як в межах басейну (вирубка лісів, оранка сільськогосподарських угідь), так і безпосередньо в руслах річок (спорудження гребель, водосховищ, ставків, каналів, водозаборів тощо).

Місце на земній поверхні, де річка зароджується, називається *початком або виток*ом. Річка може утворюватися від злиття двох річок, тоді початком її вважається місце злиття цих річок.

Дуже часто річки беруть початок з боліт, озер чи льодовиків. Якщо річка витікає з озера, то її початок можна визначити досить точно, якщо ж вона витікає з болота, то місце її витоку визначити практично неможливо.

Річка на всьому своєму протязі проносить води по ділянках, які іноді значно відрізняються між собою за характером течії, похилом, кількістю води, ерозійною діяльністю. Однак, незважаючи на всі ці відмінності, течію річки можна умовно поділити на три частини, які мають більш-менш загальні риси – *верхню, середню й нижню*.

У *верхній* течії річка здебільшого характеризується великими похилами і відповідно до цього великими швидкостями течії, а також значним розмивом свого русла.

В *середній* частині похили водної поверхні і швидкості течії зменшуються, водність збільшується, ерозійна діяльність потоку слабшає.

В *нижній* течії переважно відкладаються продукти розмиву, принесені річкою з верхніх частин басейну.

Місце, де річка впадає в іншу річку, озеро або море, називається *гирлом*. У посушливих районах річки іноді не доносять своїх вод до другої річки, озера або моря. Це може бути спричинене кліматичними умовами (недостатня кількість опадів, значне випаровування) або забором води на

зрошення. Місця, де такі річки припиняють свою течію, називаються *сліпими гирлами*.

4.4 Річкова долина і русло річки

Річки звичайно течуть у вузьких витягнутих знижених формах рельєфу, які характеризуються похилом свого ложа від одного кінця до другого і називаються *долинами*.

Складовими частинами річкової долини є: *дно долини, тальвег, русло, заплава, схили долини, тераси і бровка*.

Дно або *ложе долини* найбільш знижена її частина.

Тальвег – безперервна звивиста лінія, що з'єднує найнижчі точки дна долини.

Дно долини в повздовжньому напрямку займається звичайно *річковим руслом*, яке являє собою ерозійну заглибину, вироблену водним потоком і заповнену його водами.

Частина дна долини, яка заливається високими річковими водами, називається *запавою*.

Схили долини рідко бувають рівними. На них часто утворюються розташовані виступами на певній висоті над тальвегом ділянки, так звані *річкові тераси*. Терас може бути кілька, а першою, або нижньою, є заплава.

Лінія стику схилів долини з поверхнею прилеглої місцевості називається *бровою*.

Будова річкових долин, їхня форма і розміри значною мірою впливають на деякі гідрологічні процеси. Більша або менша крутість схилів долини спричиняє прискорення або уповільнення стоку поверхневих вод у русло річки, розмивання поверхні схилів долини і винесення продуктів розмиву на дно долини та в річкове русло.

В долинах річок можуть накопичуватись потужні алювіальні відклади, які значно обводнені і своїми водами живлять річки.

Заплава в період високих вод затримує значну кількість води, яку пізніше при зниженні рівнів знову віддає річці. Отже, вона є природним регулятором водного режиму річок.

Розміри і форма русла дуже змінюються по довжині річки залежно від її водності, будови долини, характеру порід, які складають русло.

Морфологічні особливості русла можуть бути охарактеризовані *ізобатами* (лініями однакових глибин) і *поперечним профілем*, або *перерізом русла* (вертикальною площиною, перпендикулярною до напрямку течії).

Площею поперечного перерізу називається певна площа, обмежена поверхнею води і дном річки.

У межах поперечного профілю розрізняють *площі водного і живого перерізу* та *мертвої зони*.

Площа водного перерізу при незамерзлій річці дорівнює площі поперечного перерізу. За наявності льодовикового покриття площа водного

перерізу дорівнює різниці площі поперечного перерізу і площі зануреного у воду льоду.

Площею живого перерізу називається та частина водного перерізу, де спостерігається течія води.

Площею мертвої зони називається та частина площі водного перерізу, де немає течії води. За відсутності льодового покриву і мертвої зони розміри площ поперечного, водного і живого перерізів однакові.

Живий переріз характеризується: *шириною річки* B , м; *площею* ω , м²; *змоченим периметром* P , м (лінія, яка проходить від урізу води одного берега до урізу води протилежного берега по дну річки), *гідравлічним радіусом*

$$R = \omega / P, \text{ м} \quad (4.4)$$

середньою глибиною річки

$$H_{\text{сер}} = \omega / B, \text{ м} \quad (4.5)$$

Елементи живого перерізу русла не постійні і змінюються зі зміною рівнів води в річці: найчастіше при підвищенні рівнів вони збільшуються, при зниженні – зменшуються. Проте середня глибина при виході води на заплаву (при підвищенні рівнів) може зменшуватись, тому що значно збільшується ширина потоку при менш значному збільшенні площі перерізу.

4.5 Повздовжній та поперечний профіль річки

Повздовжній профіль річки характеризується повздовжнім профілем її дна і водної поверхні. Різниця висот Δh двох будь-яких точок водної поверхні або дна річки по довжині річки називається *падінням*. Відношення величини падіння до довжини річки на ділянці називається *похилом* річки I , який дорівнює:

$$I = \Delta h / d \quad (4.6)$$

Величина падіння обчислюється в сантиметрах на 1 км (см/км).

Для характеристики крутості повздовжнього профілю річок користуються поняттям похилу. *Похил* – величина безрозмірна і записується в одиниці, ‰. Лінія дна на повздовжньому профілі завжди нерівна внаслідок чергування глибоких та мілких місць у руслі річки (*плесів і перекатів*). Лінія ж повздовжнього профілю водної поверхні має відносно плавний характер.

Залежно від похилу дна долини і порід та ґрунтів, які складають русло похили (як і падіння) окремих річок різні. У рівнинних районах, де річки течуть у м'яких породах, повздовжній профіль має вигляд увігнутої кривої з підвищеними похилами у верхній течії і поступовим зменшенням їх у напрямі до гирла. Для гірських річок характерні неправильні східчасті обриси повздовжніх профілів: окремі ділянки з малими похилами чергуються з ділянками крутого падіння, на яких можуть бути *пороги або водоспади*.

Повздовжній профіль русла з часом змінюється мало, тимчасом як для повздовжнього профілю водної поверхні характерні значні зміни, пов'язані зі змінами водного режиму.

Серед великої різноманітності повздовжніх профілів виділяються: *плавновів'язаний*, на якому відзначається зменшення похилу від витoku до

гирла; *прямолінійний*, коли похил має майже постійне значення від витoku до гирла; *опуклий*, для якого характерне зниження похилів у верхів'ях потоку і збільшення – в пониззі; *ступінчастий* – з різкими змінами похилів по довжині річки.

Поздовжній профіль будь-якого водного потоку є результатом взаємодії вод річки, порід і ґрунтів, які складають русло. Водний потік на одних ділянках розмиває русло, на інших відкладає наноси, по всій річці проносить якусь кількість їх у завислому стані або пересуває по дну. Формування поздовжнього профілю річки відбувається найінтенсивніше в початковій його стадії. З часом потік, поглиблюючи і розмиваючи русло, поступово вирівнює свій поздовжній профіль.

Поздовжній профіль водної поверхні потоку не залишається постійним протягом року. При збільшенні стоку води похили на плесах збільшуються, на перекатах – знижуються, при зменшенні стоку – навпаки. Це явище можна пояснити наступним чином. Припустимо, що в якийсь період витрати води в річці такі малі, що вода заповнює лише глибокі місця (плеси). В цей час поздовжній профіль водної поверхні матиме східчастий характер. При збільшенні витрат води і підвищенні її рівнів вода в річці почне переливатися через перекати, похили на плесах будуть малими, а на перекатах – підвищеними. При подальшому збільшенні витрат води і підвищенні її рівнів різниця в похилах на плесах і перекатах зменшується і зовсім зникає.

Поперечний профіль водної поверхні річки здебільшого не є горизонтальною лінією. Він характеризується перевищенням рівня води поблизу одного берега над рівнем води поблизу протилежного, а в ряді випадків окреслюється досить складними кривими лініями.

Різниця в рівнях біля протилежних берегів спричинена тим, що, по-перше, русло річки ніколи не буває прямолінійним. Під час руху на ділянці із заокругленням розвивається відцентрова сила. Ступінь кривизни русла характеризується *радіусом кривизни*. Кожна частинка води, яка рухається на заокругленні, зазнає дії відцентрової сили P_1 . Під дією цієї сили частинка води прямує до ввігнутого берега. Крім того, кожна частинка води знаходиться під впливом сили ваги f , спрямованої зверху вниз по вертикалі. Рівнодіюча обох сил P утворює з силою f якийсь кут α . Відомо, що поверхня води завжди нормальна до рівнодіючої всіх сил, які діють на неї. Отже, поверхня води під впливом сил P_1 і f замість положення АВ займає положення ДЕ.

По-друге, різницю рівнів біля протилежних берегів спричинює сила Коріоліса. Під впливом обертання Землі навколо своєї осі всі тіла, які рухаються, відхиляються від початкового напрямку руху у північній півкулі праворуч, а в південній – ліворуч. Рівнодіюча двох сил – сили ваги і сили Коріоліса – утворює з напрямком сили ваги деякий кут, і поверхня води утворює такий самий кут з горизонтальною площиною.

Форма водної поверхні в річках часто має складний характер: під час водопілля і паводків при підвищенні рівнів вона стає опуклою, при спаді –

увігнутою. Причиною цього є різка зміна швидкостей протікання води по живому перерізу в цей період. На Міссісіпі, наприклад, різниця між увігнутим і опуклим рівнями досягає 2 м.

Вивчення морфологічних і морфометричних характеристик річок є дуже важливим кроком на шляху до пізнання гідрологічних особливостей водних об'єктів і застосування отриманих знань у практичній діяльності.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових термінологічних понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: річка, приток, річкова система, гідрографічна сітка, звивистість, довжина річкової системи, орографічна звивистість, ерозійна звивистість, меандрування, густота річкової сітки, вододіл, головний вододіл Землі, підземний вододіл, річковий басейн, водозбір, площа басейну, довжина басейну, ширина басейну, похил басейну, виток, гирло, сліпе гирло, долина річки, тальвег, річкове русло, заплава, бровка, ізобата, площа поперечного перерізу, падіння річки, похил річки, поперечний профіль річки, повздовжній профіль річки.

Питання для самоконтролю

1. Дайте визначення поняттю річка.
2. Що називається річковою системою?
3. Якими показниками характеризується річкова система?
4. Що називається вододілом?
5. Визначте різницю між гідрографічною та річковою системою, басейном та водозбором річки.
6. Якими морфометричними характеристиками описується річковий басейн?
7. Перелічіть основні складові частини річкової долини.
8. Охарактеризуйте повздовжній профіль річки.
9. Які виділяються основні типи повздовжніх профілів?
10. Охарактеризуйте поперечний профіль річки.

ЛЕКЦІЯ 5. ЖИВЛЕННЯ РІЧОК. ВОДНИЙ РЕЖИМ РІЧОК. ТЕРМІЧНИЙ РЕЖИМ РІЧОК

План

- 5.1 Джерела живлення річок
- 5.2 Водний режим річок
- 5.3 Рівневий режим річок
- 5.4 Механізм течії річок
- 5.5 Термічний режим річок

5.1 Джерела живлення річок

Живлення річок пов'язане з атмосферними опадами. Надходження води в річку називається *живленням*.

Виділяють чотири види живлення річок: *снігове, дощове, льодовикове, підземне*.

В залежності від переважання того чи іншого виду живлення визначається водний режим річки, її терміка, гідрохімічний режим та режим наносів.

У холодну пору року опади накопичуються на поверхні річкових басейнів у вигляді снігу. У рівнинних районах і на невисоких горах цей сніг у теплу пору року тоне і стає джерелом живлення річок. На високих горах сніг в теплу пору року розтає не повністю, поповнює запаси, що залишилися з попередніх років, і дає початок льодовикам. Талі води цих снігів і льодовиків є ще одним джерелом живлення річок. Частина дощових і талих вод не стікає по поверхні, а просочується у верхні шари земної кори і частково дренується річками. Деяка частина цих вод йде на поповнення запасів ґрунтових і підземних вод, які значно повільніше попадають у русла річок.

Кількість води, яку одержують річки від того або іншого джерела живлення, неоднакова в різних районах і залежить в основному від кліматичних умов. Природно, що в жарких районах, де снігу не буває і ґрунтові води залягають на великій глибині, єдиним джерелом живлення річок є дощі. В районах з холодним кліматом, тривалою і сніжною зимою основна роль у живленні річок належить ґрунтовим і талим водам.

Основна частина річок України має переважно снігове живлення, причому доля його збільшується з півночі на південь. У зоні степів, де ґрунтові води залягають глибоко і не дренуються річками, а літні дощові води в основному витрачаються на випаровування, річки живляться лише за рахунок весняного сніготанення (Причорноморська низовина, Приазов'я). Річки із значною частиною дощового живлення характерні для Карпат.

Вперше роль клімату в живленні річок відзначив О. І. Воейков (1884). Він писав, що *річки є продуктом клімату* їхніх басейнів. На сьогодні це положення дещо розширене: *річки є продуктом клімату на загальному фоні ландшафту*. Цим підкреслюється провідна роль клімату і зазначається, що окрім клімату, в живленні річок певне значення мають також і інші ландшафтні умови – геологічна будова басейнів, їхні ґрунти, рослинність, озерність, заболоченість тощо.

Класифікація річок. Виходячи з положення, що річки є продуктом клімату, О. І. Воейков поділив їх на такі типи:

Тип I. Річки, які одержують воду від танення снігу на рівнинах і невисоких горах (до 1000 м). Найбільш наближені до цього типу річки

північної частини Азії (Колима, Нижня Тунгуска) і Північної Америки (Юкон), де сніговий покрив лежить 8-10 місяців.

Тип II. Річки, які одержують воду від танення снігу і льоду в горах. До цього типу належать річки Середньої і Центральної Азії (Амудар'я, Сирдар'я). Максимальні температури повітря влітку в басейнах річок цього типу зумовлюють літнє водопілля.

Тип III. Річки, які одержують воду від дощу і мають водопілля влітку. Цей тип річок властивий регіонам з тропічними і мусонними дощами (Амазонка, Конго, Ганг, Амур).

Тип IV. Річки, в яких водопілля буває внаслідок танення снігу навесні або на початку літа, проте значну частину води вони одержують і від дощу. Цей тип річок властивий районам із суворою та сніжною зимою (більшість рівнинних річок Східної Європи, річки Скандинавії, північної частини США).

Тип V. Річки, які живляться переважно за рахунок дощів узимку; літні опади не дуже впливають на збільшення водоносності річок через значні витрати на випаровування (річки Середньої і Західної Європи, частково Британських островів).

Тип VI. Річки, які мають дощове живлення. Водопілля на них також припадає на зиму, в літню пору стік невеликий, можливе пересихання річок (річки Південної Європи, Північної Африки, Каліфорнії, Чілі, Нової Зеландії).

Тип VII. Відсутність річок внаслідок посушливості клімату. Це річки пустель Сахара, Каракуми, Кизилкум, плоскогір'їв Центральної Азії та Північної Америки.

Тип VIII. Річки, які пересихають. Вони живляться від дощів дуже короткий час, потім річки пересихають і залишається лише ряд плес (річки Північного Криму, Східного Закавказзя, частини Монголії).

Тип IX. Країни без річок, внаслідок того, що їхня територія повністю вкрита снігом і льодовиками.

Для визначення ступеня переважання того чи іншого виду живлення прийнято три градації. Якщо один із видів живлення дає більше 80% річного стоку річки, то необхідно казати про *виняткове* значення даного виду живлення. Якщо на долю даного виду живлення припадає від 50 до 80% стоку, то це *переважне* значення даного виду живлення (інші види живлення враховуються лише тоді, коли на їх долю припадає більше 10% річного стоку). Якщо жоден із видів живлення не дає більше 50% річного стоку, то таке живлення називають *змішаним*.

5.2 Водний режим річок

Закономірні зміни в часі стоку, швидкостей течії, рівнів води та похилів водної поверхні називаються *водним режимом річки*.

Витрати, рівні, швидкості, похили – це елементи водного режиму. Водний режим залежить від сукупності фізико-географічних факторів, серед яких найважливішу роль відіграють метеорологічні та кліматичні фактори.

Вивчення водного режиму має велике наукове і практичне значення. Знання водного режиму необхідне при вивченні термічного та льодового режимів, режиму наносів, гідрохімічного режиму тощо, при проектуванні різних народногосподарських об'єктів (населених пунктів, мостів, електростанцій) тощо.

У водному режимі річок відзначається закономірне чергування протягом року періодів підвищеної та низької водності, які відбивають зміни умов живлення річки. Ці періоди називаються *фазами* водного режиму.

Основними фазами водного режиму є *водопілля, літня і зимова межень, фаза осінніх дощових паводків*.

На рівнинних річках помірних широт звичайно спостерігаються всі чотири фази, на гірських річках найчастіше бувають лише дві фази: паводкова та меженна.

Водопілля – це щорічний, відносно тривалий підйом рівнів та збільшення витрат води, зумовлений надходженням води від головного джерела живлення.

За походженням водопілля може бути *сніговим, снігово-дощовим* або *дощовим*.

За часом настання водопілля можуть бути *весняними* (танення снігу на рівнинах та невисоких горах); *весняно-літнім* (танення снігу в горах), *літніми* (танення вічних снігів та льодовиків у горах та випадання мусонних дощів).

За формою гідрографа (графіка коливання щоденних витрат води) весняне та весняно-літнє водопілля найчастіше буває *одновершинним*, а літнє – *багатовершинним*, що пов'язане з коливанням температури повітря та зміною інтенсивності випадання дощів.

Кожне водопілля характеризується датою початку підйому та кінця спаду, датою проходження максимуму, об'ємом водопілля. Тривалість водопілля буває від декількох днів на малих річках до 4-5 місяців на великих. За час весняного водопілля річки проносять біля 50% річного об'єму стоку в північних районах і 90-100% річного стоку – в південних.

Характер водопілля змінюється по довжині річки. У верхній течії воно характеризується швидким збільшенням витрат і рівнів води, порівняно коротким періодом стояння високих рівнів і тривалості водопілля. Вниз за течією під впливом збільшення водних мас, які надходять у русло річки, максимальні рівні і витрати поступово теж збільшуються і, незважаючи на регулюючу роль русла і заплави, тривалість та об'єм водопілля збільшуються. В середній течії максимальні рівні і витрати досягають, як правило, найбільших величин. У нижній течії регулююча роль заплави і русла збільшується ще більше, а це спричиняє розтягування водопілля і зменшення максимальних витрат.

Різномовидністю водопіль є *повені*. *Повені* – це дуже високі водопілля, які призводять до затоплення значних площ у долинах річок.

Паводки – це відносно швидкі й короткочасні підйоми рівнів і збільшення витрат води в річці. На відміну від водопіль вони виникають нерегулярно, хоча в кожному конкретному районі настають в один і той же сезон. Паводки найчастіше формуються внаслідок випадання дощів і злив, а також сніготанення під час зимових відлиг.

За часом настання паводки можуть бути *зимовими*, *літніми* та *протягом усього року*. *Осінні* паводки відрізняються від тих, що настають в інші сезони, тим, що вони менш чітко виражені та менш регулярні.

Гідрограф стоку паводків складний, багатоступінчастий.

Паводки поділяються на *місцеві* (якщо їх сформували дощі, котрі випали в даному регіоні) та *транзитні* або *верхові*, які утворилися від дощів, котрі випали вище по течії.

Об'єм води за паводок залежить від кількості опадів, котрі його спричинили, тривалості їх витрат на інфільтрацію і випаровування. Висота паводка залежить від інтенсивності дощу і морфології русла та заплави.

Велике практичне значення має прогнозування водопіль та паводків. Якщо водопілля можна прогнозувати зі значною завчасністю (2-3 місяці), то дощові паводки майже не прогнозуються або прогнозуються з дуже малою завчасністю (декілька годин).

Межень – це фаза водного режиму річки, що характеризується тривалим (сезонним) стоянням низьких (меженних) рівнів і витрат води в річці внаслідок різкого зменшення або припинення поверхневого стоку.

В цей час річка живиться в основному підземними (грунтовими) водами. За часом настання межень буває *літньою* та *зимовою*, за характером коливання витрат і рівнів – *стійкою* (степові рівнинні річки) і *нестійкою* (гірські річки); *тривалою* і *короткою*, за водністю *високою* та *низькою*.

Час настання і тривалість межені залежить від факторів, які визначають водний режим річок.

5.3 Рівневий режим річок

Рівнем води називається *висота поверхні води*, яка відрховується відносно певної умовної постійної площини, що називається *нулем графіка*.

Рівень води є важливим елементом водного режиму. Від його висоти залежить глибина і ширина річки, площа водного перерізу, похили, швидкості течії, витрати води тощо.

Відомості про рівні води потрібні багатьом галузям народного господарства – водному транспорту, лісосплаву, енергетиці, меліорації, рибному господарству тощо.

Коливання рівнів води в річках. Коливання рівнів води в річках тісно пов'язані з характером живлення. Водночас на режим рівнів значною мірою впливають і морфологічні особливості будови русла (характер та розміри поперечного профілю, похили, заплава тощо).

Коливання рівнів зумовлюються насамперед змінами кількості води, яка переноситься за одиницю часу, тобто її витратами. Отже, режим рівнів річок відбиває режим витрат води, котрі в свою чергу, залежать від особливостей живлення річок, витрачання запасів вологи того чи іншого джерела живлення. Тому на режим рівнів впливають ті ж фактори, що й на режим витрат.

На окремих ділянках річок характер режиму рівнів може зазнавати значних змін залежно від морфології русла та заплави. При широкому і неглибокому руслі за однакових витрат води її рівні в річках змінюються незначно в порівнянні з ділянками, де русло глибоке і вузьке. Наявність заплави, її значні розміри спричиняють зменшення амплітуди коливання рівнів внаслідок акумуляції значних мас води на заплаві та повільного стікання з неї.

Так, наприклад, амплітуда рівнів Оки біля Калуги, де заплави немає, досягає майже 19 м, а біля Рязані, де заплава широка, зменшується до 8 м.

Заростання русла, льодові явища, розмивання або намівання русла порушують відповідність рівнів і витрат; при заростанні русла та наявності льоду рівні вищі, ніж за тих же витрат, але за відсутності зазначених явищ.

Особливий характер режиму рівнів у гирлових ділянках річок, які впадають у моря і перебувають під впливом *припливно-відпливних течій*. Амплітуда припливно-відпливних коливань рівнів на деяких річках, котрі впадають в арктичні моря, досягає 5-7,5 м. Вплив цих течій розповсюджується вгору по руслах деяких річок на десятки, а іноді й сотні кілометрів. Так, приплив на Хатанзі помітний за 450 км від гирла, а на Єнісеї – за 800 км.

У гирлах деяких річок, які впадають у моря, спостерігаються коливання рівнів води *згінно-нагінного характеру*, спричинені сильними вітрами. Так, на Дону, де вітри переважаючих напрямків збігаються з віссю нижньої течії річки, спостерігаються нагони води до 2 м, згони до 2,5 м, і розповсюджуються вони до 140 км вверх по течії. Під час нагонів рівні води Неви піднімаються до 4 м.

Рівень води в річках весь час змінюється як у часі, так і за величиною. Щороку на річках спостерігаються високі (весняні), низькі (літні, зимові) та інші характерні рівні. Якщо всі рівні нанести на графік, то одержимо *календарний, або хронологічний розподіл* їх протягом року. Узагальнену характеристику рівнів за тривалий період дає *типовий графік*.

Гідрологічні пости, їх влаштування та обробка спостережень. Спостереження за рівнями води проводять на гідрологічних постах, які бувають *рейкові* або *пальові*.

Рейкові пости складаються з однієї або кількох рейок, прикріплених до опор містка або до спеціально забитих у русло річки паль.

При облаштуванні пальових постів у берег річки забивають ряд паль з таким розрахунком, щоб крайні з них були на 0,5 м вище і нижче від найвищого і найнижчого рівнів води, а перевищення між вершинами сусідніх паль було не менше 0,8 м.

Всі спостереження над рівнями води приводяться до однієї площини – *нуля графіка*. За нуль графіка приймається умовна горизонтальна площина, яка знаходиться приблизно на 0,5-1,0 м нижче від найнижчого рівня.

За даними вимірів обчислюються рівні за кожний день і складається таблиця щоденних рівнів за рік. У цій же таблиці подаються середні, максимальні й мінімальні рівні за кожний місяць і рік. За даними щоденних рівнів води будується графік їх коливання.

Результати спостережень над рівнями води в річках України публікуються в Державному водному кадастрі.

Відповідні рівні. Якщо порівняти графіки коливання рівнів води за даними гідрологічних постів, які розташовані згори до низу за течією річки, то легко помітити, що ці графіки в загальних рисах подібні. Окремим максимумам і мінімумам на графіку коливання рівнів води на верхніх постах відповідають максимуми і мінімуми на нижніх постах, але з деяким запізненням. Проміжок часу запізнення цих характерних точок на графіках називається *часом добігання*, а рівні – відповідними.

Відповідними рівнями суміжних постів називаються такі, що відповідають одній і тій же фазі режиму рівнів річки. Між відповідним рівнями завжди існує чітко виражена залежність.

Відповідні рівні мають велике значення для вивчення режиму рівнів річок, вони дозволяють за даними спостережень в одному пункті встановити рівні води в іншому. Крім того, відповідні рівні використовуються для прогнозу рівнів води в нижньому пункті за даними спостережень на верхньому.

5.4 Механізм течії річок

Вода в річках рухається (тече) під дією сили ваги. Швидкість течії залежить від співвідношення між величиною складової сили ваги і сили опору, яка виникає в потоці в результаті тертя води, що рухається, об дно і береги потоку. Величина сили ваги залежить від похилу русла, сила опору – від ступеня шорсткості русла. Якщо опір дорівнює рушійній силі, то рух води стає рівномірним. Якщо рушійна сила більша від сили опору, рух набуває прискорення, при оберненому співвідношенні цих сил рух уповільнюється.

У природі існує два види руху рідини (в тому числі й води) – *ламінарний і турбулентний*.

Ламінарний рух являє собою паралельноструменний рух. Кожна частинка води в руслі при цьому переміщується паралельно руху всієї маси рідини, швидкість біля дна дорівнює нулю, а максимальна швидкість має місце на поверхні. Ламінарний рух властивий переважно підземним водам.

У природних потоках спостерігається майже завжди *турбулентний (вихровий) рух*. При цьому русі швидкості в кожній точці потоку мають пульсуючий характер, безперервно змінюючись і за величиною, і за напрямком. Швидкості збільшуються вгору від дна спочатку дуже швидко і на деякому віддаленні від нього досягають величини, близької до середньої

швидкості потоку. Далі вгору до поверхні потоку швидкість наростає повільніше.

Крива розподілу швидкості течії по вертикалі називається *епюрою швидкостей*.

При певних співвідношеннях між глибиною і швидкістю ламінарний рух легко переходить у турбулентний

Турбулентний характер руху води в річках спричиняє перемішування водної маси. Інтенсивність перемішування зростає зі збільшенням швидкостей течії. Завдяки перемішуванню вирівнюється температура води по живому перерізу, і тим самим уповільнюється замерзання річок порівняно із замерзанням озер.

Розподіл швидкостей течії води в річках. На поверхні води швидкість найбільша в середній частині потоку і найменша – коло берегів. Плавна лінія, яка з'єднує точки на поверхні річки з найбільшою швидкістю, називається *стрижнем*.

Картину розподілу швидкостей по живому перерізу дають *ізотахи* – лінії однакових швидкостей течії. По живому перерізу швидкості збільшуються від берегів і дна до середини і вгору з максимальною швидкістю біля поверхні. Якщо по довжині потоку з'єднати всі точки окремих живих перерізів з максимальними швидкостями пивною лінією, одержимо *динамічну вісь потоку*.

При найбільш закономірному розподілі швидкості течії по вертикалі річкового потоку епюра вертикального розподілу швидкостей має максимум на поверхні, швидкість, наближену до середньої по вертикалі – на глибині 0,6 h від поверхні і мінімум – біля дна.

На розподіл швидкостей у водотоках значною мірою впливає рельєф дна, льодовий покрив, водна рослинність, швидкість і напрямок вітру. За наявності на дні перепон (підвищень, валунів тощо) швидкості потоку поволі зростають від дна до верху перепони, а потім різко збільшуються. При підході від плеса до перекату максимум швидкостей все більше віддаляється від поверхні, а після перекату знову наближається до неї.

При наявності льодового покриття розподіл швидкостей по глибині має особливий характер. На початку льодоутворення, коли нижня поверхня льоду нерівна і шорсткість її значна, максимум швидкостей наближається до дна. Далі при поступовому згладжуванні нижньої поверхні льоду максимум швидкості переміщується ближче до поверхні.

Визначення середньої швидкості течії по вертикалі і для живого перерізу. Для обчислення середньої швидкості по вертикалі досить площу епюри швидкостей по вертикалі поділити на глибину вертикалі. Середню швидкість можна також обчислити за формулами, якщо знати швидкість течії в окремих точках по вертикалі. За середню можна прийняти і швидкість, виміряну в точці 0,6 глибини від поверхні (за відсутності льоду).

Щоб обчислити середню швидкість у живому перерізі $V_{\text{ср}}$ м/с, треба мати витрату води (Q , м³/с) і площу перерізу (ω , м²) тоді:

$$V_{\text{ср}} = Q / \omega \quad (5.1)$$

Швидкості течії гірських і рівнинних річок. Відомо, що течія рівнинних річок спокійніша, ніж гірських. Русла рівнинних річок складені переважно піщаними і глинистими ґрунтами, тимчасом як гірських – завалені валунами, великим камінням. Наявність валунів та різких змін рельєфу дна спричиняє перерозподіл швидкості в живому перерізі, появи окремих течій, спрямованих вгору, і посилення турбулентності руху води.

Струмини, які піднімаються вгору й опускаються вниз, спричиняють завихрення й утворення значних нерівностей на поверхні води. При цьому – чим менша глибина за даної швидкості, тим бурхливішою стає течія.

Завжди існують деякі співвідношення між характером течії і глибиною та швидкістю. Зі збільшенням глибини вплив нерівностей дна на створення бурхливої течії зменшується, а при малих глибинах (навіть при порівняно малих швидкостях) течія стає бурхливою.

При підвищенні рівнів на всіх річках течія стає спокійнішою, навіть на порожистих ділянках. Відповідно до характеру течії річки поділяються на *рівнинні* (зі спокійною течією) і *гірські* (з бурхливою течією).

Вимірювання швидкості течії річок. Швидкості течії річок вимірюються за допомогою *поплавків, гідрометричних млиноків* або інших приладів.

Найпростіші поплавки роблять з дерева у вигляді кружків завтовшки 5-10 см, діаметром 15-20 см (під час льодоходу за поплавок можна прийняти крижину, яка вільно пливе по поверхні води). Якщо заміряти відстань L між створами, яку пройшов поплавок, і знати час t , за який поплавок пройшов цю відстань, то поверхнева швидкість течії буде дорівнювати

$$V_{\text{пов}} = L/t, \quad (\text{м/с}) \quad (5.2)$$

Точніше швидкість течії вимірюють за допомогою гідрометричного млинка, який дозволяє визначити швидкість у будь-якій точці потоку по ширині і глибині. Гідрометричні млинки бувають різних типів. Під час вимірювання швидкості гідрометричний млинок на штанзі або на тросі опускають у воду на потрібну глибину так, щоб його лопаті стояли проти течії. Під впливом течії лопаті обертаються: тим швидше, чим більша швидкість. Через певну кількість обертів лопатей гідрометричного млинка N (наприклад через 20) подається світловий або звуковий сигнал. За часом між двома сигналами t визначається кількість обертів за секунду $n = N/t$

За допомогою тарування гідрометричних млиноків у спеціальних лабораторіях встановлюється залежність між кількістю обертів лопатей млинка n і швидкістю течії V м/с. Визначивши кількість обертів і користуючись залежністю, можна обчислити швидкість течії в даній точці.

5.5 Термічний режим річок

Термічний режим річок формується в результаті теплообміну між їхньою водною масою і оточуючим середовищем (атмосферою і літосферою). Теплообмін протікає по-різному при відкритій водній поверхні і при льодоставі: у літній період інтенсивніший теплообмін відбувається з

атмосферою, а взимку – з руслом річки. Влітку водна маса віддає тепло руслу річки, взимку, навпаки, потік тепла іде від русла до води.

Співвідношення між елементами теплового балансу змінюються разом зі зміною метеорологічних умов. Тому кожному сезону року властиві певні співвідношення між прибутком і втратою тепла. Навесні і влітку прибуток тепла перевищує його втрату і вода нагрівається. Максимальна температура води буває в липні-серпні ($25-34^{\circ}\text{C}$), коли встановлюється рівновага між надходженням і витрачанням тепла. Частина тепла в ці сезони вода віддає породам, які складають русло і мають нижчу температуру.

Восени, коли надходження тепла зменшується, води річок та їх русла поступово віддають акумульоване ними тепло в атмосферу.

Через турбулентне перемішування водна маса швидко реагує на зміни метеорологічних умов, і хід температури води майже паралельний ходу температури повітря, хоча спостерігаються й деякі відмінності. Так, у першій половині теплого періоду (особливо під час весняного водопілля) температура води нижче температури повітря, а потім навпаки. Мінімальна температура води буває на початку льодоставу. Під льодовим покривом температура води в річках залишається постійною (близько 0°C).

Весною при підвищенні температури повітря і восени при її зниженні температура води змінюється з деяким відставанням від зміни температури повітря. Максимальна температура води менша від максимальної температури повітря і настає дещо пізніше від неї. Оскільки температура води в річках не буває від'ємною, середня річна температура води в річках значно вища, ніж середня річна температура повітря.

Крім сезонних коливань температури води в річках відбуваються добові зміни, які теж відстають від змін температури повітря. Добовий хід температури води найчіткіше виражений в теплий період, особливо влітку. Мінімальна температура води спостерігається звичайно вранці, максимальна – о 15-17-й годині (максимум температури повітря буває на 1-2 години раніше).

В північних районах добова амплітуда температури води в цей період невелика через меншу тривалість ночі і на великих річках не перевищує 1°C . На південь вона зростає до $2-3^{\circ}\text{C}$. В цілому ж на малих річках добові коливання температури води більші, ніж на великих; при ясній погоді амплітуда цих коливань більша, ніж при хмарній.

Температура води змінюється по живому перерізу і по довжині річок. По ширині і глибині річки температура води внаслідок турбулентного перемішування змінюється мало, тобто має місце однорідність в її розподілі. Проте в окремі сезони спостерігаються деякі особливості в розподілі температури води як по ширині, так і по глибині. Зокрема, влітку температура біля берегів, вища, ніж на середині річки, а восени навпаки; на великих річках різниця температури може досягти $3-4^{\circ}\text{C}$. Влітку вдень вода на поверхні тепліша, ніж біля дна, а вночі – навпаки; різниця в температурі по глибині може становити $2-3^{\circ}\text{C}$.

Іноді значну різницю в температурах води по ширині і глибині річок (до 8-9°C) може обумовлювати приплив поверхневих або підземних вод, які мають іншу температуру.

Зміна температури води по довжині річок обумовлюється зміною джерел живлення, приточності, кліматичних умов природних зон, по яких протікає річка. Так, температура води великих річок, які течуть з півночі на південь, підвищується. Найбільша різниця в температурі води між верхів'ям і пониззям у літньо-осінній період може досягти 9°C (наприклад, на Дніпрі). На річках, які течуть в широтному напрямку, температура води змінюється мало, за винятком верхів'я, де температура поступово підвищується на деякій відстані від витоків. На гірських річках температура води також підвищується вниз за течією.

Температура води річок, які витікають із озер, тісно пов'язана з температурою озерних вод, причому вплив останньої на температуру води в річці поширюється на тим більшу відстань, чим більша водна маса озера. Далі температура води вирівнюється і набуває таких же значень, як в інших річках, що протікають на прилеглих територіях. Часто температура води в річках змінюється нижче впадіння великих приток і нижче водосховищ.

Нерідко температура води в річках помітно підвищується в тих місцях, де в річки скидають підігріті стічні води теплових електростанцій та промислових підприємств.

Разом з водами річок в океани, моря та озера виноситься й тепло. Кількість теплоти, яка переноситься річковими водами за певний інтервал часу, називається *тепловим стоком*. Його можна розраховувати за формулою:

$$W_T = C_p \rho T W, \quad (5.3)$$

де W_T – тепловий стік (Дж) за проміжок часу Δt , C_p – питома теплоємність води, ρ – густина води; T – середня температура води; W – стік (об'єм) води (m^3), за той же проміжок часу Δt .

Температура води річок є показником, який впливає на деякі особливості їхнього гідрологічного режиму і можливості господарського використання. Зокрема, з температурою води пов'язані льодові явища, хімічні і біологічні процеси (від температури води залежить, наприклад, розчинність газів, швидкість протікання багатьох хімічних реакцій, життєдіяльність організмів тощо), перенесення завислих наносів потоком (гідравлічна крупність дрібних часток залежить від в'язкості, а остання у свою чергу, від температури води). Температура води визначає, поряд з мінералізацією і хімічним складом розчинених у ній речовин, якість води.

Нарешті, температура води є важливим показником при використанні її в побуті (для пиття, купання) і народному господарстві (зрошення, охолодження установок тощо).

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: джерела живлення, водний режим річки, фази водного режиму, водопілля, повень, паводок, межень, рівневий режим річки, рейковий гідрологічний пост, пальовий гідрологічний пост, нуль графіка, ламінарний рух води, турбулентний рух води, епюра швидкостей, стрижень, ізотахи, динамічна вісь потоку.

Питання для самоконтролю

1. Які виділяються основні джерела живлення річок?
2. Як змінюється співвідношення між джерелами живлення річок в різних природних зонах?
3. Який принцип покладений в основу класифікації річок О. І. Воейкова?
4. Дайте визначення водного режиму річки.
5. Перелічіть основні фази водного режиму.
6. Охарактеризуйте такий водний режим річки як водопілля.
7. Які фактори впливають на коливання рівнів води в річках?
8. Яким чином проводяться спостереження за коливанням рівнів води?
9. За якими видами рухається вода у природних потоках?
10. Як розподіляються швидкості течії у річках?

ЛЕКЦІЯ 6. РІЧКОВИЙ СТІК ТА ЙОГО СКЛАДОВІ. РІЧКОВІ НАНОСИ

План

- 6.1 Основні характеристики річкового стоку
- 6.2 Методи визначення величин річкового стоку
- 6.3 Формування стоку річок
- 6.4 Водоносність річок та її внутрішньорічний розподіл
- 6.5 Річкові наноси

Завдання на самопідготовку

Питання для самоконтролю

6.1 Основні характеристики річкового стоку

Стік – це переміщення води по земній поверхні, а також у товщі ґрунту та гірських породах у процесі кругообігу її у природі.

Річковий стік включає стік води, стік наносів, стік розчинених речовин і стік теплоти.

Крива, яка характеризує закономірність зменшення величини стоку внаслідок виснаження запасів води в річковому басейні – *крива виснаження стоку*.

Багаторічні циклічні коливання стоку – це зміни величини стоку, що характеризуються чергуванням маловодних і багатоводних років.

Водність річки – відносна характеристика стоку за певний проміжок часу у порівнянні з його середньою багаторічною величиною чи величиною стоку за інший період того самого року.

Стік наносів – сумарна кількість принесених річкою мінеральних і органічних речовин за проміжок часу. Вимірюється в тоннах. Так, наприклад, р. Хуанхе виносить в море у середньому близько 1300 млн. т наносів у рік, р. Амазонка – більш 1000 млн. т/рік тощо.

Стік розчинених речовин – кількість розчинених речовин, які проносить річка через будь-який живий переріз за певний проміжок часу (добу, місяць, рік):

$$W_p = T * Q * M, \quad (6.1)$$

де, $T = 31,54 * 10^6$ – кількість секунд у році; Q – середня річна витрата води, m^3 / c ; M – середня річна мінералізація води, $кг/м^3$.

Стік тепла – це процес перенесення тепла разом із річковими водами та його кількісна характеристика.

Характеристика річкового стоку – це кількісна оцінка величини річкового стоку.

Кількісними оцінками величин річкового стоку є витрати води, об'єм, модуль, шар стоку.

6.2 Методи визначення величин річкового стоку

Показником річкового стоку є витрата води.

Витрата води – це кількість води, що протікає через живий переріз за одиницю часу. Вона може бути визначена за формулою:

$$Q = V_{\text{сер}} * \omega \quad (m^3 / c), \quad (6.2)$$

Де $V_{\text{сер}}$ – середня швидкість течії для всього живого перерізу в m/c (якщо виміри відсутні, то середня швидкість визначається за формулою Шезі), ω – площа живого перерізу в m^2 , яка визначається промірами глибин русла по поперечному створу.

За величинами щоденних витрат води можна обчислити середні, найбільші і найменші витрати за місяць, рік або ряд років. Середні, найбільші і найменші витрати за рік або ряд років називають *характерними витратами*.

За даними щоденних витрат будують календарний (хронологічний) графік коливання витрат, який називається *гідрографом*. При значній тривалості спостережень можна побудувати типовий гідрограф.

Об'єм стоку – це об'єм води, що стікає з водозбору за певний проміжок часу (рік, місяць, добу); m^3

$$W = Q * T, \quad (6.3)$$

де T – кількість секунд за добу 86 400, за рік $31,54 * 10^6$ с.

Модуль стоку – це кількість води, що стікає з одиниці площі водозбору ($1 км^2$) за одиницю часу (1с) і визначається за такою формулою:

$$M = Q * 10^3 / F \quad (\text{л/с} / \text{км}^2), \quad (6.4)$$

де F – площа басейну, км^2 ;

Q – середня витрата води, $\text{м}^3/\text{с}$;

10^3 – перевід $\text{м}^3/\text{с}$ у літри.

Шар стоку – це кількість води, що стікає з водозбору за певний проміжок часу, подана у вигляді товщини шару, рівномірно розподіленого за площею цього водозбору. Визначається за такою формулою:

$$Y = W 10^3 / F 10^6, \text{ мм} \quad (6.5)$$

де 10^3 – перевід м у мм;

10^6 – перевід км^2 у м^2 .

Коефіцієнт стоку (η) – це відношення величин стоку (y) до кількості опадів (x), що випали на площу водозбору та спричиняють виникнення стоку:

$$\eta = y/x. \quad (6.6)$$

Це безрозмірна величина і дорівнює нулю або більша за нього, але менша одиниці.

Річний стік протягом року розподіляється нерівномірно. Коливання величин стоку в часі називається – *мінливість стоку*.

Розподілення величин стоку за календарними періодами чи сезонами року – *внутрішньорічний розподіл стоку*.

6.3 Формування стоку річок

Стік формується внаслідок випадання дощів або танення снігу й льоду. Стік, який спостерігається на поверхні землі, називається *поверхневим стоком*.

В окремих місцях (наприклад, у лісовій зоні) поверхневий стік невеликий. Більша частина дощових і талих вод потрапляє в таких районах у річкову сітку підземними шляхами, утворюючи *підземний стік*.

Підземний стік — рух підземних вод від області живлення до областей витрати під дією гідравлічного напору або сили тяжіння в процесі кругообігу вологи в природі.

У різних ландшафтних зонах співвідношення між поверхневим і підземним стоком неоднакове.

У лісовій зоні значні маси води просочуються в глибину, підвищують рівень ґрунтових вод і створюють сприятливі умови для дренажу цих вод річковою сіткою. У степовій зоні значна частина дощових і талих вод збігає по поверхні землі в річкову сітку, тобто поверхневий стік перевищує підземний. Внаслідок різного співвідношення між поверхневим і підземним стоком утворюються специфічні особливості режиму річкового стоку та його розподіл протягом року.

Стік – це складний природний процес, який відбувається в географічному середовищі і перебуває під впливом різноманітних фізико-географічних факторів: клімату, ґрунтів, рослинності, озер і боліт у басейні річки тощо.

Вплив фізико-географічних факторів на стік річок. Основним фактором, який стимулює стік і визначає його розвиток є клімат. Але й інші фактори певною мірою впливають на стік. Причому вплив їх тим більший, чим менші розміри басейну і чим коротший період за який розглядається цей вплив. Вплив різних природних факторів проявляється по-різному. Одні з них сприяють збіганню атмосферних опадів по земній поверхні, інші затримують стік. Вплив фізико-географічних факторів позначається і на величині стоку за рік та на його режимі. Клімат впливає на стік не лише безпосередньо, а й через інші природні компоненти (грунти, рослинність, рельєф), котрі перебувають у постійній взаємодії.

Вплив на стік кліматичних факторів. Для будь-якого річкового басейну можна скласти рівняння водного балансу. Для окремого конкретного року це рівняння має вигляд:

$$X_i = Y_i + Z \pm U_i, \quad (6.7)$$

де X_i – сума атмосферних опадів за рік; Y_i – стік; Z – випаровування; U_i – накопичення вологи в басейні. У вологі роки волога в басейні накопичується (+), у сухі – витрачається (-). Якщо припустити, що за багаторічний період накопичення і витрачання вологи врівноважується, то для середнього року за багаторіччя рівняння водного балансу буде таке:

$$X = Y + Z \quad (6.8)$$

де X , Y , Z – середня багаторічна кількість опадів, стоку і випаровування відповідно. З останнього рівняння виходить, що $Y = X - Z$, тобто середній багаторічний стік дорівнює різниці між середніми за рік величинами опадів і випаровування.

З цього можна зробити висновок, що середній багаторічний стік залежить в основному від кліматичних факторів. Взаємна компенсація накопичення і витрачання вологи в басейні річки відбуватиметься лише тоді, коли поверхневий і підземний вододіли збігаються. В іншому разі матиме місце або надходження води з іншого басейну, або віддача її.

В такому випадку рівняння водного балансу матиме вигляд

$$X = Y + Z \pm U \quad (6.9)$$

Випаровування з поверхні річкового басейну, як і будь-якої ділянки земної поверхні, складається з випаровування води з поверхні водойм, котрі є на даній території, випаровування з ґрунтів і транспірації рослин.

Випаровування з водної поверхні визначають за картами чи формулами, а випаровування з ґрунтів і транспірацію рослин визначити досить складно. Тому величина випаровування з поверхні річкового басейну розраховується не окремо для кожного з трьох видів його, а сумарно.

Величину сумарного випаровування за багаторічний період переважно визначають з рівняння водного балансу як різницю між кількістю опадів і величиною стоку:

$$Z = X - Y, \quad (6.10)$$

а також за даними натурних спостережень над випаровуванням з різних видів поверхні за допомогою спеціальних установок (випарників) або за емпіричними залежностями від факторів, які його обумовлюють.

Аналіз рівняння водного балансу річкових басейнів за багаторічний період дозволяє дійти до висновку, що кількість опадів створює можливість виникнення стоку, а співвідношення тепла й вологи або обмежують цю можливість, або створюють умови, коли стоку немає.

Наявність вологи прямо пов'язана з кількістю опадів за інших однакових умов. Якщо опадів мало, то й випаровування незначне. Зі збільшенням опадів випаровування збільшується спочатку інтенсивно, а потім поступово зменшується. Коли опадів більше, ніж треба для максимального випаровування, останнє вже не збільшується, а залишається постійною величиною.

Якщо розглядати співвідношення між стоком і опадами, можна спостерігати таку картину. Стік збільшується зі збільшенням опадів, але за малої кількості опадів (тобто при значній різниці між фактичним і можливим випаровуванням) збільшення це повільне. Потім, коли фактичне випаровування Z наближається до можливого $Z_{\text{макс}}$ стік починається, а за досить великих значень опадів стік збільшується, так само, як і опади.

Вплив геологічних умов на стік. Геологічні умови також впливають на річковий стік, правда, не безпосередньо, а через процеси інфільтрації й випаровування. Від геологічних умов залежить та кількість вологи, яка затримується у верхніх шарах порід та ґрунті і, отже, може бути витрачена згодом на випаровування і транспірацію. З другого боку, ці ж умови визначають і ту кількість вологи, яка просочується вглиб і витрачається на поповнення запасів підземних вод, які потім беруть участь у живленні річок. Водопроникні породи сприяють просочуванню опадів у ґрунт і, зменшуючи поверхневий стік, збільшують підземне живлення. Зрозуміло, що водонепроникні породи мають протилежний вплив. В басейнах річок, складених водопроникними породами живлення більш рівномірне.

Вплив рельєфу на річковий стік. Рельєф великою мірою впливає на стік. Проте це відбувається здебільшого, не безпосередньо, а внаслідок зміни кількості опадів і випаровування. Встановлено, що навіть незначні підвищення на території Східно-Європейської рівнини є конденсаторами опадів на своїх навітряних схилах, тимчасом як протилежні схили характеризуються зменшенням кількості опадів.

Збільшення опадів з висотою місцевості особливо помітне в гірських районах. Наприклад, кількість опадів за рік на північному схилі Великого Кавказу змінюється від 760 мм на висоті 1068 м до 1700 мм на висоті 1380 м. Проте в районах, де мало вологи, або там, де передгір'я перехоплюють значну частину опадів, центральні гірські хребти одержують мало опадів і стік тут незначний.

Одночасно зі збільшенням опадів при підвищенні місцевості зменшуються температура повітря і дефіцит вологи. Це спричиняє зменшення випаровування і збільшення стоку.

У відкритих місцях степової і лісостепової зон різні форми рельєфу значно впливають також на розподіл снігу. Якщо на рівнині висота снігового покриву становить 5-6 см, то в балках – 100-110 см. Отже, вплив рельєфу на

величину опадів і випаровування, розподіл снігу, а звідси й на об'єм стоку – істотний.

Вплив рослинності на річковий стік. Безпосередній вплив рослинності на стік полягає у збільшенні шорсткості земної поверхні, що сприяє сповільненню збігання води і збільшенню інфільтрації вологи у ґрунт. Від 35 до 50% загальної суми опадів затримують крони дерев. Уся ця волога йде на випаровування. Витрачання води на випаровування з ґрунту разом з транспірацією рослинами більше, ніж з ґрунту без рослинності.

Довго було дискусійним питання про вплив лісу на стік. Деякі дослідники стверджували, що ліс збільшує стік, інші дотримувалися протилежної думки. Зараз вважають, що вплив лісу на водність залежить від ряду причин і не може вирішуватися однаково в різних природних і господарських умовах. Насамперед, треба мати на увазі, що й лісистість і стік перебувають у тісній залежності від клімату.

За однакових кліматичних умов і лісистості цей вплив залежить від геоморфологічних умов, з якими тісно пов'язані процеси стікання води по поверхні землі, положення рівня підземних вод, від фізичних і водних властивостей ґрунтів та порід і від складу і густоти насаджень. Значний вплив має ліс на стік крізь ґрунт. Ґрунт у лісі взимку глибоко не промерзає, а сам ліс навесні уповільнює інтенсивність сніготанення. Все це веде до збільшення втрат талих і дощових вод на просочування в ґрунт, які достатньо значні.

Часто дощі, які спричиняють паводки в річкових безлісних басейнах, у лісі зовсім не формують стоку. Волога, яка просочилася в ґрунт у залісених річкових басейнах, потрапляє в річкову сітку лише підземними шляхами. У малих річкових басейнах через незначну глибину ерозійного врізу русел значна частина вологи йде за межі цих басейнів. За однакових розмірів водозборів малих річкових басейнів та однакових кліматичних і гідрогеологічних умов величина втрат вологи на інфільтрацію зростає зі збільшенням лісистості, а звідси зменшується й стік. У міру збільшення площі водозбору внаслідок зростання глибини ерозійного врізу річкових русел все більша частина води, яка просочилася, повертається в річкову сітку даного басейну в зв'язку з посиленням її дренажної ролі. Відповідно до цього різниця між стоком безлісних і лісистих басейнів поступово згладжується.

Вплив озерності на стік річок. Наявність озер або значних водосховищ у басейнах річок істотно впливає на величину стоку. Відомо, що випаровування з водної поверхні більше, ніж з поверхні суші. Тому стік з басейну, де є озера, завжди менший, ніж з безозерного. Величина випаровування з водної поверхні і поверхні суші в різних фізико-географічних умовах неоднакова, а отже, неоднаковий і вплив озерності на величину річного стоку. За даними О.О. Соколова, в лісовій зоні при озерності нижче 10% зменшення стоку за рік незначне (менше 10%). При озерності 30-50% і більше зменшення стоку в цій самій зоні може досягати 50% і більше. Найбільшою мірою стік зменшується під впливом озерності у

південних районах, у зоні недостатнього зволоження, а в північних районах, у зоні надмірного зволоження, вплив цього фактора незначний.

Вплив господарської діяльності людини на стік. Господарська діяльність людини, яка спричиняє зміни природних умов, не може не впливати стік. Зі створенням водосховищ збільшується випаровування, а отже, зменшується стік, особливо в посушливих районах. Штучне зрошення веде до зменшення величини стоку річок, а в деяких районах Середньої Азії та Кавказу вода окремих річок повністю забирається на зрошення.

Такі агротехнічні заходи, як снігозатримання, розорювання на значних територіях впливають на умови формування поверхневого стоку, переважно зменшуючи його. Насадження лісових смуг також спричиняє посилення інфільтрації вологи в ґрунт, тобто частина поверхневого стоку переводиться у підземний.

Розподіл стоку по території. Для характеристики розподілу стоку на будь-якій території складається карта стоку, на якій проведені лінії однакових величин стоку, тобто ізолінії модулів стоку, або річного шару стоку. Для побудови такої карти спочатку за даними фактичних спостережень обчислюють норми стоку окремих річок. Одержані величини пишуть на карті біля точок – центрів ваги річкових басейнів. Користуючись нанесеними на карту величинами норм стоку, проводять ізолінії стоку, які з'єднують точки з однаковими величинами норми стоку.

Кarti стоку дають повне уявлення про розподіл стоку по території, і за їх допомогою та за картами річних сум атмосферних опадів можна визначити величину сумарного випаровування з поверхні басейну річки, виходячи з рівняння: $Z = X - Y$.

Характерною особливістю розподілу середнього багаторічного стоку (норми) по території України є його зональність в рівнинній частині та вертикальна поясність у гірській частині. Крім того, спостерігається тенденція до зменшення стоку із заходу на схід під впливом збільшення континентальності клімату. Так, у Поліссі норма стоку становить 4-3 л/с*км², в лісостепу 2-1,5 л/с*км², а в степу – лише 0,5-0,2 л/с*км². Значною мірою на величину стоку впливає рельєф місцевості. В Українських Карпатах норма стоку становить 10-25 л/с*км², в Криму – 1,0-5,0 л/с*км², в Донбасі – 2-3 л/с*км². Причому схили гір, обернені до вологоносних вітрів, мають більший стік, ніж підвітряні схили. Тому річки Закарпаття більш багатоводні, ніж річки Прикарпаття.

6.4 Водоносність річок та її внутрішньорічний розподіл

Водоносність річок земної кулі змінюється в широких межах. Найбільшу середньорічну витрату має Амазонка – 120 000 м³/с.

Річний стік протягом року розподіляється нерівномірно. Це залежить від ряду фізико-географічних факторів, котрі можуть змінюватися протягом року або протягом багатьох років залишатися незмінними.

Величина річкового стоку за будь-який проміжок часу є одним з елементів водного балансу. Співвідношення між елементами водного балансу протягом року не залишається незмінним, у зв'язку з чим, починаючи з осені в річкових басейнах волога накопичується, а з кінця весни – витрачається. Відповідно до цього при вивченні водного режиму іноді користуються гідрологічним роком, початком якого у північних районах вважають вересень, а в південних – жовтень - листопад. Від зміни співвідношення елементів водного балансу протягом року залежить внутрішньорічний розподіл річкового стоку.

Хоч опади визначають можливість утворення стоку, проте можливість формування стоку за рахунок опадів, які випадають за даний проміжок часу, залежить від ряду причин. Якщо частина опадів буває у вигляді снігу, то вони зберігаються на поверхні річкового басейну до початку сніготанення, коли й утворюють стік. Очевидно, що в даному разі в зимовий період опади певною мірою впливають на зміну величини накопичення вологи у рівнянні водного балансу. Якщо опади випадають лише у вигляді дощу, то внутрішньорічний розподіл стоку визначається режимом опадів і здатністю ґрунтів вбирати певну кількість вологи. Останнє залежить від фізичних властивостей ґрунту та від ступеня зволоження, котрі тісно пов'язані з температурним режимом повітря.

Опади лише у вигляді дощу випадають у теплих країнах. Тому і внутрішньорічний розподіл стоку річок цих країн визначається переважно режимом дощових опадів. Разом з тим температура повітря через зміну ступеня зволоження ґрунтів може впливати на розподіл стоку. Яскравим прикладом цього може бути р. Сан-Франсіску (Південна Америка), де мала кількість опадів у червні-жовтні спричиняє значне висушування ґрунтів басейну, внаслідок чого значна кількість вологи витрачається на просочування і випаровування в наступні місяці.

Залежність внутрішньорічного розподілу стоку від опадів і температури на річках європейського узбережжя Атлантичного океану може характеризувати стік р. Сони. Основна маса стоку цієї річки припадає на холодну частину року, тимчасом як найбільше опадів буває в теплу частину. Незначний стік влітку є результатом великих втрат вологи на просочування і випаровування під впливом високих температур повітря.

У басейнах річок, які живляться в основному за рахунок сніготанення, внутрішньорічний розподіл стоку характеризується концентрацією останнього в період весняного водопілля. До таких річок належать річки Східно-Європейської рівнини. Зміна в розподілі стоку протягом року таких річках залежить від наявності і потужності інших джерел живлення – дощів та ґрунтових вод. При недостатній кількості цих видів живлення на частку весняного стоку припадає 80-100% річного; меженний стік незначний або взагалі відсутній. Зі збільшенням дощового й ґрунтового живлення внутрішньорічний розподіл стоку стає більш рівномірним.

Основна частина стоку більшості рівнинних річок України припадає на весняне водопілля, яке є основною причиною нерівномірності річного стоку.

Тому характер водопілля значною мірою визначає розподіл стоку протягом року. З просуванням з півночі на південь у рівнинних районах України річна величина стоку зменшується переважно за рахунок зменшення об'єму весняного водопілля і збільшення випаровування в теплу частину року. Чим менший об'єм водопілля і більше випаровування влітку, тим менший стік і тим менш рівномірно він розподіляється протягом року.

В гірських районах, де основними джерелами живлення є води від танення снігів і льодовиків, річний хід стоку близький до річного ходу температури повітря.

Отже, *на внутрішньорічний розподіл стоку впливають в основному такі кліматичні елементи, як опади і температура повітря.*

Від зміни кліматичних умов залежить зміна умов живлення річок, а також зміна в розподілі стоку протягом року.

Інші фізико-географічні фактори (рельєф, ґрунти, озерність, лісистість, заболоченість), які відображають природну і штучну зарегульованість стоку в басейні річки, можуть значною мірою змінити внутрішньорічний розподіл стоку, характерний для даного кліматичного району.

Значний вплив на внутрішньорічний розподіл стоку мають ґрунти басейну річки. Волога, просочуючись у них, збільшує запаси підземних вод і водночас зменшує поверхневий стік у весняний період та посилює ґрунтове живлення річок у межень. Теж саме можна сказати про геологічні особливості басейну. В басейнах, складених легкопроникними породами (вапняки, піски, базальти тощо), значна кількість поверхневих вод переходить у підземні, котрі згодом надходять у річку. Таким чином, ґрунтові й геологічні умови регулюють річковий стік протягом року.

Істотно змінюють розподіл стоку озера. Вони затримують надлишок стоку в період весняного водопілля й літніх паводків і, поступово витрачаючи ці запаси, збільшують цим меженний стік. Регулююча роль озера залежить від його розмірів, морфології, запасів води, та положення озера в басейні річки. Чим більша площа озера порівняно з власним водозбором річки, яка витікає з нього, тим більша його регулююча роль. У районах з достатньою зволоженістю наявність озер у басейнах річок робить стік більш рівномірним протягом року. В зоні недостатнього зволоження, де основна частина річного стоку припадає на весну, на розподіл стоку впливає не лише регулююча роль озера, а й додаткове випаровування з його поверхні в теплу частину року.

Вплив лісу на розподіл стоку протягом року полягає у збільшенні тривалості весняного стоку (як наслідок подовження періоду сніготанення) і перерозподілі поверхневого та підземного стоку. В цілому в більш вологих районах, де водоносні горизонти залягають близько до поверхні, ліс збільшує підземне живлення, тобто зростає природна зарегульованість стоку. В степових районах поповненню підземних вод сприяють навіть окремі лісові масиви, тому їх слід всіляко зберігати і розширювати. Отже, для річок, які дренують підземні води, вплив залісеності водозбору проявляється у

підвищенні стоку в літні і зимові місяці за рахунок зменшення стоку навесні, тобто стік у них стає розподіленим більш рівномірно.

Розподіл стоку малих річок, які не дрениують водоносних горизонтів, під впливом залісеності, навпаки, стає більш нерівномірним.

Вплив боліт на внутрішньорічний розподіл стоку залежить від типу болота і зони його розташування. В умовах достатнього зволоження, де випаровування з боліт не перевищує випаровування з суші, болото можна розглядати як верхній водоносний горизонт, котрий додатково живить річку в меженний період. За умов недостатнього зволоження, випаровування з боліт, як і з водної поверхні, більше, ніж із суші. Тому, внаслідок значного випаровування меженний стік заболочених річок менший, ніж незаболочених.

На внутрішньорічний розподіл стоку значною мірою може впливати господарська діяльність людини. Створення водосховищ, забір води на зрошення, водопостачання, перекидання води з одного басейну в інший, може спричинити глибокі зміни в перерозподілі стоку протягом року. Прикладом може бути розподіл стоку Дніпра до і після створення водосховищ.

Така характеристика впливу фізико-географічних факторів на внутрішньорічний розподіл стоку справедлива лише для басейнів, розташованих в однорідних природних умовах. При значних розмірах басейнів фізико-географічні фактори можуть змінюватися. Відповідно до цього й внутрішньорічний розподіл стоку окремих частин такого басейну може бути різним. Режим же головної річки, а звідси – й внутрішньорічний розподіл стоку можуть зазнавати значних змін по її довжині.

Максимальний стік річок формується або в результаті надходження талих снігових і льодовикових вод, або за рахунок дощів. Причому на річках з переважанням снігового живлення можливий максимальний стік і від снігу і від дощу, тимчасом як на річках в основному дощового живлення він формується лише за рахунок дощів. Величина максимального стоку за інших однакових умов залежить від інтенсивності сніготанення чи дощу, величин втрат вологи на просочування й акумуляцію, розмірів площі, охопленої одночасно сніготаненням або дощем. Поширені в басейні ліси або озера зменшують величину максимального стоку.

Дані спостережень показують, що максимумами стоку збільшуються зі збільшенням площі басейнів. На великих та середніх річках України максимальні витрати від сніготанення більші, ніж від дощу.

У гірських районах Карпат через зимові відлиги й інтенсивне сніготанення, які супроводжуються інтенсивними дощами протягом кількох днів, формуються надзвичайно високі паводки змішаного походження.

Мінімальний стік формується в основному під впливом особливостей підземного живлення річок. Фізико-географічні умови створюють загальний фон формування підземного стоку, а ступінь розчленованості річками поверхні Землі разом з гідрогеологічними особливостями визначають локальний характер стоку підземних вод у річки. Завдяки цьому при

загальній тенденції до зонального розподілу мінімального стоку на рівнинній території, зокрема на території України, спостерігається досить значна строкатість у зміні цієї величини в окремих районах, причому для малих річок а зональні фактори набувають великого, а іноді й вирішального значення.

В межах Східно-Європейської рівнини найменші величини мінімального стоку спостерігаються у південних районах, на узбережжі Чорного та Азовського морів та в південно-східній частині басейну Дону, де модулі мінімального стоку падають до нуля (річки пересихають). На північ по всій території Східно-Європейської рівнини мінімальні модулі стоку підвищуються до 2 л/с-км^2 , а в Карелії та на Кольському півострові до 4 л/с-км^2 .

В окремих районах залежно від місцевих гідрогеологічних умов відхилення від цієї загальної схеми можуть бути досить значними. В ряді районів річки пересихають і перемерзають внаслідок виснаження запасів підземних вод. Особливо часто річки перемерзають на північному сході Сибіру, причому навіть ті, які мають площу водозбору до 200 тис.км^2 (Індигірка, Оленьок та ін.). Пересихають річки у південних посушливих районах (у степовій, напівпустельній та пустельній зонах). В Україні таке спостерігається в Приазов'ї та Причорномор'ї (Чорний Ташлик, Гнилий Єланець, Громоклія).

6.5 Річкові наноси

Річковими наносами називають *тверді частинки*, які переносить потік і утворюють руслові та заплавні відклади. Вони формуються в результаті *водної ерозії*.

Водна ерозія – це процес руйнування земної поверхні дією текучих вод. Її інтенсивність залежить як від енергії водотоків, так і від протиерозійної стійкості ґрунтів водозборів. Ерозія поверхні водозбору буде тим більшою, чим більша швидкість течії води і менш стійкі до розмиву ґрунти. Енергія текучих вод визначається їхньою витратою і падінням, тобто вона залежить від величини стоку і рельєфу місцевості. Тому ерозія при одній і тій же кількості води буде більшою на крутих схилах і меншою на пологих. Крім того, чим більшим буде стік, тим більшим буде розмив.

Стійкість поверхні до розмиву залежить від властивостей порід, ґрунтів і рослинного покриву, які складають цю поверхню. Різні види порід і ґрунтів по-різному піддаються розмиву. Найстійкішими є корінні породи, найменш стійкими – осадові. Рослинність у цілому зменшує інтенсивність ерозії.

Останнім часом з'явився ще один фактор, який інтенсифікує ерозійні процеси, – антропогенний, тобто пов'язаний з діяльністю людини. Збільшення розораності територій, вирубування лісів, осушення земель спричиняють збільшення змиву.

Отже, водна ерозія залежить як від фізико-географічних факторів, так і від антропогенних (господарської діяльності людини).

Продукти ерозії з поверхні басейну складають більшу частину річкових наносів. Розмив дна і берегів, тобто руслова ерозія, становить незначну частину наносів.

Наноси являють собою уламки гірських порід або частки ґрунтів, їх розміри можуть змінюватися в широких межах. Тому за геометричної крупністю наноси ділять на фракції: *крупні, середні, дрібні*.

Із загальної кількості частина наносів переноситься водами річок у завислому стані, а частина перетягується по дну. В залежності від цього річкові наноси поділяються на *завислі* і *донні*. Цей поділ дещо умовний, тому що наноси одного виду можуть перейти в інший залежно від швидкості течії.

Стрибкоподібний перехід наносів з одного виду в інший має назву *сальтації*.

Завислі наноси. Наявність у воді часток у завислому стані, які мають значно більшу питому вагу ніж вода, пояснюється дією сил, які здатні відірвати частки від дна та берегів, підняти у товщу води і затримувати їх випадання.

Відрив твердих частинок від дна зумовлений *підйомною силою* ($F_{\text{п}}$), яка виникає внаслідок несиметричного обтікання їх потоком. Відірвана від дна частинка потрапляє у турбулентний потік, де є вертикальні складові швидкостей. Вони тримають її у завислому стані. При зменшенні підйомної сили частинка може знову опуститися на дно і залишитися там, доки величина підйомної сили не буде достатньою для її підняття. Цей процес залежить від пульсації швидкостей в потоці.

Крім підйомної в потоці існує і лобова сила ($F_{\text{л}}$), яка діє на грань частинки ґрунту, що повернена проти течії. Вона обумовлює поступальний рух частинки в потоці. Між вказаними силами існують певні співвідношення.

Дослідженнями встановлено, що підйомна сила складає приблизно 1/3-2/3 лобової сили. Вона найбільша біля дна і найменша біля поверхні води. Турбулентний режим течії сприяє рівномірному розподілу завислих наносів в потоці. Але цьому вирівнюванню перешкоджає сила тяжіння частинки (G), яка постійно спрямовує її в нижні його шари. Отже, чим інтенсивнішим буде турбулентне перемішування, тим рівномірніше потік буде насичений наносами.

В тому випадку, коли сила тяжіння частки буде більшою за підйомну силу, тверда частинка завдяки своїй більшій питомій вазі, опускатиметься на дно з деякою швидкістю.

У текучій воді, завдяки турбулентному водообміну, частинки можуть бути у *завислому стані*, якщо вертикальна складова швидкості течії (підйомна сила) перевищує гідравлічну крупність частинок. Вертикальна складова зростає із збільшенням швидкості течії води. Отже, чим більша швидкість потоку, тим крупніші частинки можуть зависати, і гідравлічна крупність частинок більша від вертикальної складової, то вони осідатимуть на дно і почнеться відкладання наносів. Тому вниз по річці у зв'язку із загальним зменшенням швидкості течії розміри частинок, які знаходяться у

завислому стані, будуть зменшуватись, що приводить до посилення акумуляції наносів.

Стік завислих наносів. Основною характеристикою стоку наносів є *витрата завислих наносів*. Це кількість завислих наносів, які річка переносить через живий переріз за одиницю часу (R , кг/с).

Сумарна кількість наносів за певний проміжок часу називається *стоком наносів (твердим стоком)* за цей час. Стік наносів розраховується за формулою:

$$W_H = RT, \quad (6.11)$$

де W_H – стік наносів за час T (с), кг (або т), R – середня витрата наносів (кг/с).

Важливою кількісною характеристикою стоку наносів є *мутність ρ* – кількість наносів у грамах, які містяться в 1 м^3 води. Величина мутності обчислюється за формулою:

$$\rho = 1000 * R/Q, (\text{г/м}^3); \quad (6.12)$$

По глибині річки мутність збільшується від поверхні до дна, а по ширині – від берегів до стрижня потоку.

По довжині річки кількість наносів від витoku до гирла, як правило, збільшується, але й залежить від конкретних природних умов, в яких розташований басейн тієї чи іншої річки.

Протягом року найбільша мутність (як і витрата наносів) спостерігається у багатоводний період (здебільшого це водопілля), а найменша – в зимову межень. На рівнинних річках завислі наноси складають 90-98% загальної кількості наносів, для гірських же водотоків доля цих наносів може зменшуватись до декількох відсотків. :

Загальною закономірністю зміни мутності вод річок на рівнинній території України є її збільшення з півночі на південь.

Річки виносять до морів велику кількість наносів – біля 17 млрд т/рік. Наприклад, у Чорне і Азовське моря щорічно виноситься річками приблизно 37,1 млн. т завислих наносів, а найбільше наносів серед річок кулі виносить Амазонка – близько 100 млн. т/рік.

Донні наноси. Наноси, гідравлічна крупність яких перевищує вертикальну складову швидкості течії, опускаються на дно річки і стають *донними*. Вони переміщуються річковим потоком по дну шляхом ковзання, перекатування або сальтацією (стрибкоподібно).

Сальтація пов'язана із пульсацією вертикальної швидкості, що веде до переходу час від часу частини наносів у завислий стан.

Переміщення частинок по дну залежить від величини придонної швидкості і розмірів частинок. Дослідженнями встановлено, що між масою частинок, які переміщуються по дну і швидкістю, при якій ці частинки рухаються, існує залежність, названа *законом Ері* і виражається формулою:

$$M = A * V^6, \quad (6.13)$$

де M – маса частинок, або їх вага; V – швидкість, з якою частинки рухаються; A – постійний коефіцієнт.

Із формули видно, що вага частинки, яка переміщується по дну, пропорційна шостій ступені швидкості. Цей закон пояснює, чому при порівняно невеликій різниці у швидкостях течії крупність наносів, які переміщуються по дну, значно змінюється. Якщо швидкості потоків рівнинного та гірського характеру, мають, наприклад, співвідношення 1:3, то вага донних частинок, які переносяться потоком, буде приблизно у співвідношенні 1:729.

Закон Ері в загальному випадку справедливий, тоді коли частинка досить незначна по відношенню до придонного шару. В тому випадку, коли розміри частинок значні по відношенню до товщини придонного шару, на її верхню і нижню частини діють уже різні швидкості.

Розмив дна залежить від глибини потоку. Чим менша його глибина, тим менші швидкості потрібні для розмиву ґрунтів дна при одних її розмірах часток, з яких складається дно потоку.

У багатьох випадках виникає необхідність оцінити переміщення наносів сумарно, не розділяючи їх на звислі та донні. Цього можна досягти оцінкою *транспортуючої здатності потоку*. Під нею розуміють таку граничну витрату наносів, понад яку потік при заданих гідравлічних характеристиках не може переміщувати твердий матеріал.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: стік, багаторічні циклічні коливання стоку, водність річки, стік наносів, стік розчинених речовин, стік тепла, витрата води, гідрограф, крива виснаження стоку, об'єм стоку, модуль стоку, шар стоку, коефіцієнт стоку, мінливість стоку, внутрішньорічний розподіл стоку, поверхневий стік, підземний стік, річкові наноси, водна ерозія, звислі і донні наноси, сальтація, стік наносів.

Питання для самоконтролю

1. Які складові включає річковий стік?
2. Якими кількісними показниками можна оцінити величину річкового стоку?
3. Вкажіть рівняння водного балансу для річкового басейну.
4. Яким чином кліматичні фактори впливають на річковий стік?
5. Яким чином геолого-геоморфологічні фактори впливають на річковий стік?
6. Охарактеризуйте вплив господарської діяльності людини на річковий стік.
7. Які особливості характерні для розподілу середнього багаторічного стоку по території України?
8. Які фактори впливають на водність річок та її внутрішньорічний розподіл?
9. Яким чином озера впливають на внутрішньорічний розподіл стоку?

10. За рахунок яких факторів формується максимальний і мінімальний стік річок?
11. В результаті якого процесу формуються річкові наноси?
12. Які фактори впливають на інтенсивність водної ерозії?
13. Охарактеризуйте звислі та донні наноси.

РОЗДІЛ 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДОЙМ

ЛЕКЦІЯ № 7. ГІДРОЛОГІЯ ОЗЕР

План

- 7.1 Загальна характеристика озер
- 7.2 Морфологія і морфометрія озер
- 7.3 Водний баланс і рівневий режим озер
- 7.4 Термічний режим озер
- 7.5 Гідробіологія озер
- Завдання на самопідготовку
- Питання для самоконтролю

7.1 Загальна характеристика озер

Гідрологія озер (лімнологія) є складовою частиною гідрології суші; вона вивчає походження, поширення, гідрологічний режим та водний баланс озер.

Озерами називають природні водойми, котрі являють собою западини на земній поверхні різної величини і форми, заповнені водою, постійний поступальний рух якої в певному напрямку в межах угловини або відсутній, або уповільнений.

Озера не мають прямого зв'язку з океаном, вони належать до водойм з уповільненим водообміном (стоком) і відрізняються від річок неоднорідністю водної маси. Водоймами з уповільненим водообміном є також штучні водойми-водосховища.

Загальна площа, на якій розташовані озера оцінюється приблизно в 2 млн. км² із сумарним об'ємом понад $1,76 \cdot 10^{14}$ м³ прісної води. Близько половини озерних вод є солоними, причому переважна частина озерних солоних вод скупчена в найбільшому безстічному озері – Каспійському морі.

З прісноводних озер найбільшими за об'ємом є Байкал ($23 \cdot 10^{12}$ м³), Танганьїка ($18,9 \cdot 10^{12}$ м³), Верхнє ($16,6 \cdot 10^{12}$ м³).

Відмінність озера від річки полягає в тому, що головною рушійною силою річки є градієнт сили тяги, а в озерах – вітер.

Від моря озера відрізняються відсутністю постійного водообміну з океанами; у режимі озера істотний вплив мають форма і розміри угловини, а для моря цей фактор менш відчутний, крім того, режим озера тісно пов'язаний з географічними особливостями навколишнього середовища.

В Україні нараховується біля 20 тис. озер та лиманів із площею дзеркала 4 021.5 км², найбільше за площею дзеркала – прісне озеро Ялпуг (149 км²), солоне – оз. Сасик – 210 км² і Молочне – 170 км².

На земній поверхні найбільше озеро за площею – це солоне Каспійське море (374 тис. км²), із прісних озер – Верхнє (84 130 км²).

Озерні улоговини утворюються під впливом ендегенних та екзогенних процесів.

Унаслідок ендегенних процесів на Землі утворюються великі і глибокі западини. Озера, які виникли в цих западинах, є озерами *тектонічного* та *вулканічного походження*.

Тектонічні озера утворюються в улоговинах, які виникли під впливом тектонічних рухів земної кори (тріщини, скиди, грабени тощо). Вони великі за розмірами, глибокі, мають круті схили ложа (Байкал, Танганьїка, Севан, Каспійське море). Тектонічні озера в основному знаходяться в областях великих порушень земної кори (Великі озера в Північній Америці, Східно-Африканські озера тощо).

Вулканічні озера виникають у кратерах згаслих вулканів, серед лавових полів або в долинах річок, перегороджених лавою. Вони поширені в областях давньої або сучасної вулканічної діяльності (Камчатка, Японія, Сіцілія, Ісландія, Закавказзя).

Озера екзогенного походження менші за розмірами і глибиною, мають не такі круті схили ложа, як озера тектонічного походження і поділяються на *гідрогенні, гляціогенні, еолові, органогенні й антропогенні*.

Гідрогенні озера можна поділити на водноаккумулятивні та водно ерозійні. Їхнє походження пов'язане з дією морських, річкових та підземних вод. До цієї групи озер належать *озера-стариці*, які зустрічаються в долинах річок; *плесові озера*, котрі являють собою розрізнені плеса пересохлих річок; *дельтові озера*, що утворюються в дельтах великих річок; *лагуни* та *лимани* морських узбереж, які утворились переважно внаслідок відшнування від моря заток наносами (узбережжя Чорного, Білого, Балтійського морів).

Карстові й просядочні (суфозійні) озера утворюються під дією підземних вод. Карстові озера, зокрема, виникають у районах поширення вапняків, гіпсів, доломітів. Улоговини цих озер мають майже правильну овальну або круглу форму і досить значну глибину (озера Головного пасма Кримських гір, басейну р. Онеги та ін.). Вони виникають переважно внаслідок обвалів у місцях вилуговування порід поверхневими і підземними водами та виникнення карстових воронок, чашоподібних заглибин, полів.

Просадочні озера поширені в степових і лісостепових районах, де підземні води вимивають глинисті частки, котрі цементують гіпсові породи.

Значна кількість озер утворилась внаслідок дії льодовика. До цієї групи належать *льодовиково-ерозійні озера*, які виникли на кристалічних масивах Скандинавії, Канади або на схилах гір (карові озера) Альп, Кавказу, Паміру тощо, а також *льодовиково-аккумулятивні озера* (моренні), що утворилися внаслідок загачування водних потоків моренними відкладами (озера Прибалтики, північного заходу Росії, Полісся).

Еолові озера з'являються внаслідок дії вітру в міждюнних зниженнях або в улоговинах видування (озера Прибалтики, Казахстану, Середньої Азії).

Органогенні озера утворюються на торфових болотах.

Озера антропогенного походження – це водосховища і ставки, штучно створені на річках, а також заповнені водою старі вироблені кар'єри, соляні шахти тощо. На відміну від природних озер, водосховища мають режим, проміжний між режимом озера та річкового потоку. В них досить чітко

виражені односторонні течії, активний водообмін між окремими шарами води.

З часу виникнення озера між його водною масою, улоговиною, басейном і організмами, котрі його населяють, відбувається взаємодія у вигляді складних механічних, фізико-хімічних та біологічних процесів, які зумовлюють нормальний цикл розвитку озера. Зовнішній вигляд початкової улоговини змінюється: формується озерне ложе з характерними обрисами. Найбільшою мірою на улоговину впливає водна маса. Хвилі руйнують її береги. Продукти руйнування в значній кількості відкладаються тут же на місці й утворюють підводну берегову терасу. Дрібні фракції переносяться в глиб озера та осідають на дно. До механічного впливу водної маси додається її хімічний вплив і вивітрювання гірських порід. Річки, які впадають в озеро, приносять певну кількість наносів і теж деформують улоговину.

Одночасно з утворенням озера починається заселення його організмами. Відмираючи, ці організми осідають на дно. Відбувається поступове вирівнювання дна улоговини озера та його обміління. В міру обміління озера роль рослинності коло берега підвищується: вона ніби витискує воду і озеро наближається до припинення свого існування. Накопичення в озерах відкладів і заростання є нормальним процесом їхнього розвитку, який відбувається постійно.

Процеси розвитку озер у різних умовах водообміну та в різних кліматичних зонах можуть уповільнюватися або прискорюватися. За відсутності стоку з озера весь завислий матеріал органічного й неорганічного походження осідає на дно. В проточних озерах частина цих речовин виносяться за їхні межі, що сприяє меншому замуленню. При зниженні рівня води процес замулення і заростання озера посилюється.

7.2 Морфологія і морфометрія озер

Найбільш знижена частина озерної улоговини, яка заповнюється водою при максимальному підвищенні рівня, називається *озерним ложем*. Воно поділяється на дві основні області: *берегову* і *глибинну*. У першій області переважають процеси руйнування гірських порід, які складають улоговину, в другій – відкладаються продукти руйнування.

У *береговій* області виділяються три зони: *берег*, *узбережжя* й *берегова відмілина*.

Берег – це частина озерного схилу, який лежить навколо озера і не зазнає впливу хвиль.

Узбережжя – це *суха* частина, котра зазнає впливу хвиль; *заливна* частина, яка вкривається водою при високих рівнях, і *підводна* частина, яка завжди вкрита водою.

Берегова відмілина, що має вигляд берегової тераси, нахилена у бік озерної западини і виникає внаслідок розмиву й відкладання порід. Узбережжя та берегову відмілину часто об'єднують в одну зону – *літораль*.

Глибинна область, або профундаль, займає найглибшу частину дна, якої хвилювання не досягає.

Перехідну частину між літораллю і профундаллю називають *сублітораллю*.

Межі окремих частин озерного ложа виражені не завжди чітко, а між деякими з них вони іноді взагалі відсутні.

Водна маса озера, яка лежить над береговою відмілиною й узбережжям називається *прибережною*, а та, що лежить над профундаллю, називається *областю відкритої води або пелагіаллю*.

Озера відрізняються між собою за величиною та формою. Абсолютні й відносні величини, які характеризують форму і розміри озерної улоговини та кількість води, що її заповнює, називаються *морфометричними характеристиками озера*.

До них належать: *довжина, ширина, глибина, площа озера, порізаність берегової лінії, об'єм водної маси і форма озерної улоговини*.

Морфометричні характеристики визначаються за батиметричними або гіпсометричними картами.

Площа озера $F_{оз}$ (поверхня дзеркала води озера) характеризує площу водної поверхні (без островів) і визначається за картою планіметром або палеткою.

Довжина озера L – найкоротша відстань між двома найвіддаленішими точками його берегової лінії, заміряна по поверхні озера.

Ширина озера може бути найбільшою $V_{\max}$, вона визначається як найбільший поперечник (перпендикуляр) до лінії довжини озера, і середньою $V_{\text{сер}}$, яка дорівнює відношенню площі озера $F_{оз}$ до його довжини

$$V_{\text{сер}} = F_{оз} / L \quad (7.1)$$

Довжина берегової лінії L – довжина урізу води, вимірюється циркулем або курвіметром.

Ступінь порізаності берегової лінії k – відношення довжини берегової лінії – L , до довжини кола L_1 , з площею, яка дорівнює площі озера $F_{оз}$.

$$k = L/L_1, \text{ або } k = 1/2\pi\sqrt{F_{оз}}/\pi \quad (7.2)$$

Величина k не може бути меншою від одиниці.

Об'єм води в озері можна визначити за батиметричною картою як для всього озера, так і для окремих його частин, обмежених певними ізобатами або певними рівнями води.

Середня глибина озера $h_{\text{сер}}$ дорівнює відношенню об'єму озера до площі дзеркала:

$$h_{\text{сер}} = W / F_{оз}, (\text{м}) \quad (7.3)$$

Максимальна глибина вимірюється безпосередньо.

Зміна об'єму і площі озера залежить від зміни положення рівня води (глибини) в озері. При підвищенні рівня води відповідно збільшується площа озера та об'єм води в ньому і навпаки.

7.3 Водний баланс і рівневий режим озер

Об'єм води в будь-якому озері постійно змінюється: частина води витрачається з озера, частина надходить до нього. Рівновага, котра існує між зміною об'єму води в озері за якийсь час, і кількістю води, що надходить до озера і витрачається за той самий час, називається *водним балансом*. Від співвідношення між надходженням води та її витрачанням за один і той же проміжок часу залежить величина водної маси водойми та її зміни в часі. Це зумовлює основні риси гідрологічного режиму озера.

За водним балансом озера поділяються на *безстічні* й *стічні*.

Безстічні озера – це озера, які не мають а ні поверхневого, а ні підземного стоку, а витрачають воду лише на випаровування.

Стічні озера – це такі озера, з поверхні яких вода витрачається на випаровування і на поверхневий та підземний стік. Серед стічних озер виділяються *проточні озера*, в яких стік становить значну частку водної маси. В цих озерах добре спостерігається течія, пов'язана з режимом річок, що впадають та витікають.

Окрему групу складають *озера з перемінним стоком*. Вони мають стік під час водопіль та паводків, а в межень належать до безстічних озер, бо водотоки, які витікають з них, пересихають.

Вода в озеро може надходити за рахунок атмосферних опадів на поверхню озера та притоку річкових і підземних вод з водозбору. Витрачання води відбувається внаслідок випаровування з поверхні озера, руслового й підземного стоку з озера. Величина окремих елементів водного балансу і співвідношення між ними залежать від кліматичних умов, характеру водообміну, розмірів улоговини озера та його водозбірної площі.

Основними джерелами живлення озер є атмосферні опади і притік річкових вод. Частка підземного притоку й конденсації водяної пари здебільшого незначна. Співвідношення між атмосферними опадами і надходженням річкових вод в озера посушливої зони та зони надмірного зволоження різні. В посушливих областях існування озер залежить від притоку води з водозбору. В той же час у зоні надмірного зволоження може існувати без притоку річкових вод в озеро, бо опади тут перевищують випаровування з водної поверхні.

Співвідношення між елементами видаткової частини водного балансу для озер різні і залежать від зони розташування. У зоні надмірного зволоження стік з озера в стічних озерах перевищує випаровування (Онезьке озеро). У безстічних озерах, котрі знаходяться в зоні недостатнього зволоження, втрата води з озера відбувається шляхом випаровування (Аральське море).

Втрати води з озера шляхом фільтрації незначні. Об'єм води в озері, а отже й рівень її змінюються залежно від співвідношення надходження і втрат води. Чим більша різниця між прибутковою і видатковою частинами водного балансу, тим швидше відбуваються коливання рівня і тим більшої амплітуди вони досягають. У стічних озерах амплітуда коливання рівня води менша, ніж у безстічних. У безстічних озерах збільшення чи зменшення різниці між надходженням і втратами води відбивається лише на зміні її рівня, а в стічних озерах – і на зміні стоку води поблизу витоку річки з озера.

Амплітуда коливання рівнів води протягом року в різних озерах неоднакова і змінюється від кількох сантиметрів до 2-3 м і більше. Крім кліматичних умов і характеру водообміну, на амплітуду коливань рівнів води значною мірою впливає морфометрія озера, а також співвідношення між площею водозбору, і площею дзеркала озера. Зі збільшенням відношення площі водозбору до площі дзеркала озера збільшується середня річна амплітуда рівнів.

Багаторічна амплітуда коливання рівнів деяких озер значна, наприклад, для Ладозького озера вона становить – 2,9 м, Аральського – 3,2 м, Телецького – 4-5 м, Ільменю – 7,4 м.

7.4 Термічний режим озер

Температурний режим озерних вод залежить від співвідношення між прибутком і витратою тепла, а також від розподілу цього тепла в озерній воді, що залежить від географічного положення озера, пори року, динаміки (руху) озерних вод та інших причин. У водну масу тепло надходить та витрачається в основному через відкриту водну поверхню.

Основним джерелом тепла, яке надходить на водну поверхню озера в літній період, є сонячна радіація. Зміна кількості сонячної радіації протягом доби або протягом сезону визначає зміну температури води в озерах. Інші джерела тепла (конвекція, турбулентний теплообмін з атмосферою, дном та берегами, надходження тепла за рахунок притоку річкових вод) приносять в озеро незначну кількість теплової енергії.

Основними втратами тепла з озера є втрати на випаровування. Втрати на випромінювання та на турбулентний теплообмін невеликі.

Кількість поглиненої водою сонячної радіації плавно змінюється протягом року і має максимум у червні, а мінімум – у грудні. Максимум втрат тепла на випаровування припадає на осінні місяці, а мінімум – на весняні.

Взимку при наявності льодового покриву інтенсивність теплообміну між атмосферою і водною поверхнею різко зменшується.

Внаслідок коливання основних елементів теплового балансу запаси тепла в озерах періодично змінюються, тому вода в них нагрівається або охолоджується. Нагрівання води в озерах відбувається до кінця літа, а охолодження – від початку осені залежно від об'єму водної маси. В озерах,

які замерзають, мінімальна температура за рік буває на початку зими під час утворення льоду.

У зв'язку з тим, що озерна вода має уповільнений рух, температура по всій товщі водної маси вирівнюється повільно, виникає шаруватість води з різними температурами. Якщо температура води зменшується від поверхні озера до дна, як це спостерігається влітку, то в озері встановлюється *пряма температурна стратифікація* (шаруватість). Якщо температура води з глибиною підвищується, то в озері встановлюється *обернена температурна стратифікація*, характерна для зимового періоду.

Навесні та восени вся товща води має однорідну температуру. Такий стан води в озері називається *гомотермією*.

Перерозподіл тепла в озері, нагрівання й охолодження всієї водної маси в ньому відбуваються під впливом перемішування (динамічного та конвекційного), течій і хвилювання. Передача тепла шляхом теплопровідності також відбувається, але дуже повільно і обмежується лише верхнім шаром.

Конвекційне перемішування, або вертикальна циркуляція води, обумовлюється різницею густини води на різних глибинах. Воно можливе лише за певного поєднання температур у поверхневих і глибинних шарах. У прісних озерах глибинні шари внаслідок конвекції нагріваються лише тоді, коли початкова температура водойми нижча 4°C (температура найбільшої густини). За цих умов поверхневі шари, нагріваючись до 4°C, будучи густішими, опускаються вглиб, а на їхнє місце піднімаються холодніші частки води. Коли температура в усій товщі води досягне 4°C і буде далі нагріватися з поверхні, тепліша вода зосереджується у верхніх шарах, і конвекція в глибших шарах, які мають температуру 4°C, припиняється. Якби тепло в глиб водойми передавалося лише завдяки конвекції, то в глибинних шарах протягом року зберігалася б температура 4°C або близька до неї. Отже, конвекційна циркуляція сприяє перенесенню тепла в озері і вирівнюванню температур при несталій стратифікації.

Динамічне перемішування (хвилювання, вітрові течії) сприяє перенесенню тепла в глиб водойми і вирівнюванню температури за будь-якої стратифікації. Під впливом динамічного перемішування температура придонних шарів в озері може бути вище (влітку) і нижче (взимку) 4°C.

Найбільш інтенсивне перемішування відбувається під впливом вітру, який спричинює хвилювання і течії. В мілких озерах вітрове перемішування поширюється до дна, у глибоких – перемішуванню глибинних шарів допомагають компенсаційні течії, котрі виникають при згонах і нагонах.

Сезонний розподіл температури з глибиною. В озерах, які замерзають, розподіл температури з глибиною має певні особливості, пов'язані з сезонними коливаннями теплообміну в озері та перемішуванням води. Влітку, при температурі води вище 4°C, теплі шари її лежать на холодних, і температура води з глибиною поступово зменшується. Взимку, коли температура води в озері стає нижче 4°C, теплі шари її, що мають більшу густину, знаходяться коло дна, а холодні – біля поверхні.

За особливостями температурного режиму озер помірного поясу виділяються три основні періоди: *весняного й літнього нагрівання та осіннього охолодження*.

Період весняного нагрівання. Навесні перед скресанням з посиленням сонячної радіації поверхневі шари води під льодом нагріваються. Теплі частки води, як більш густі, опускаються трохи глибше, а на їхнє місце піднімаються холодні, менш густі. Виникає часткове конвекційне перемішування, котре згодом переходить у повне, і вся товща води в озері набуває такої температури, яку має вода в придонному шарі. Настає *період весняної гомотермії*, яка триває доти, поки вся маса води не прогріється до температури найбільшої густини (4°C).

Період літнього нагрівання. При подальшому нагріванні тепліші води зосереджуються в поверхневих шарах. Різниця температур з глибиною зростає (вода холодніша коло дна). Виникає *пряма стратифікація*. У верхньому прогрітому шарі встановлюється більш-менш однорідна температура, тимчасом як у глибинних шарах зберігаються холодні «весняні» води, які повільно змінюють температуру. Між теплим і холодним шарами води є проміжний тонкий шар, температура якого різко знижується з глибиною. Цей шар називається температурним стрибком або *металімніоном*. Шар, розташований вище від нього, називається *епілімніоном*, а нижче – *гіполімніоном*.

Глибина розташування шару температурного стрибка залежить від інтенсивності нагрівання й охолодження, дії вітру тощо. При різкій зміні температури можуть виникнути другий і третій шари температурного стрибка. З часом шар стрибка занурюється і восени зникає внаслідок плавного зниження температури з глибиною.

Період осіннього охолодження характеризується охолодженням води спочатку в поверхневому шарі, а потім по всій товщі до температури найбільшої густини (4°C). Спочатку охолодження відбувається в умовах прямої стратифікації, а потім – при гомотермії, яка триває доти, поки температура води в озері не стане близькою до 4°C . При подальшому охолодженні виникає обернена стратифікація, температура поверхневих шарів знижується до 0°C і озеро вкривається льодом.

На початку цього періоду (до льодоставу) охолодження відбувається досить інтенсивно і в малих непроточних озерах температура придонних шарів швидко досягає 4°C . Взимку, при оберненій стратифікації, також можливе утворення температурного стрибка, який розташовується біля поверхні, але виражений не так чітко, як влітку.

Термічна класифікація озер. Озера певної природної зони мають свої особливості температурного режиму. На основі термічної класифікації всі озера поділено на три групи.

Тропічні (теплі) озера, в яких температура води в поверхневому шарі завжди вища 4°C . Річні амплітуди коливання температури незначні. Ці озера розташовані в тропічній та субтропічній зонах (озера Танганьїка, Вікторія, Женевське).

Помірні озера. В цих озерах поверхневі води можуть мати температуру і вищу, і нижчу 4°C. Температура води в глибинних шарах близька до 4 °С. Характерна наявність весняної та осінньої гомотермії, прямої та оберненої стратифікації. Значні річні амплітуди коливання температури. До цього типу належать озера помірної зони Європи, Азії, Північної Америки. Такий температурний режим характерний і для озер України.

Полярні озера, в яких температура поверхневого шару ніколи не перевищує 4°C. Для них характерний тривалий період оберненої стратифікації, значна тривалість льодового покриву. Річна амплітуда коливання температур незначна. До озер цієї групи належать озера Канади, півночі Сибіру тощо.

Замерзання озер. Восени при охолодженні поверхневих шарів води до 0°C в озерах утворюється лід. У тиху погоду малі озера за одну ніч можуть вкритися тонким шаром льоду, який переходить у сталий *льодостав*. За наявності вітру льодостав настає поступово. Спочатку біля берегів утворюються *забереги*, які нарастають до відкритої частини озера. Одночасно у відкритій частині заявляється *сало*. Під час затишшя сало змерзається і озеро вкривається льодом. Отже, малі озера замерзають по всій поверхні майже одночасно, і період замерзання незначний.

На великих озерах процес замерзання досить тривалий – 30-45 днів. Спочатку виникають забереги, сало, шуга, навіть, донний лід. Донний лід виникає тоді, коли перемішування досягає дна озера (мілководдя, затоки тощо). Утворенню донного льоду сприяє наявність на дні озера крупних фракцій донних відкладів. На кам'янистому дні донний лід може утворювати суцільний покрив. Глибина, на якій зустрічається донний лід, залежить від місцевих умов і неоднакова для різних озер. На Байкалі такий лід трапляється на глибині до 3-5 м, а на Ладозькому озері – до 2 м.

Первинні льодові утворення змерзаються, і на озерах утворюється суцільний льодовий покрив з нерівною, торосистою поверхнею.

Малі мілкі озера можуть замерзнути протягом однієї доби, на середніх та великих мілководних озерах між появою перших льодових утворень і льодоставом може проминути від 3-5 до 15-20 діб.

На великих озерах півдня суцільний льодовий покрив буває рідко. Так, на оз. Севан він утворюється приблизно 8 разів за 100 років.

Наростання товщини льоду. Товщина льоду в озерах нарастає внаслідок зміни співвідношення теплового балансу на межі вода – нижня поверхня льоду. В перші дні льодоставу лід тонкий, і втрати тепла перевищують надходження його з водної товщі. В цей період (2-3 декади) товщина льоду інтенсивно нарастає (2-5 см за добу), а далі наростання уповільнюється або зовсім припиняється. За наявності снігу лід нарастає повільніше, але разом з тим від снігу, який змерзається відбувається наростання льоду зверху. На озерах Росії товщина льоду досягає 50-70 см у помірних і 150-200 см – у суворих кліматичних умовах. На озерах України вона сягає 40-60 см (наприклад, оз. Світязь).

Скресання озер. Озера скресають під впливом надходження тепла з атмосфери, дії вітру та коливання рівнів води. При додатних температурах повітря на поверхні льоду починає танути сніг. Структура льоду змінюється, він стає пористим, крихким, легко ламається на окремі крижини, танення його прискорюється. Підняття рівня води за рахунок надходження талої води з басейну також спричиняє пришвидшення процесу руйнування льодового покриву.

На великих озерах процес скресання значно прискорюють вітри. Між скресанням та повним очищенням великих озер від льоду минає значний час, що залежить від метеорологічних умов даного року.

7.5 Гідробіологія озер

Умови існування водних організмів в озерах дуже різноманітні. Крім зональних особливостей, у кожному озері створюються специфічні умови, зумовлені розміром і формою озерних улоговин, характером дна, вітровою діяльністю, освітленістю, кількістю розчинених та завислих речовин тощо.

Водні організми пристосовуються, живуть, відмирають і цим самим значною мірою змінюють середовище в озері. Певним типам фізико-хімічних та гідрологічних умов, геологічної історії і стадії розвитку водойми, а також її географічному положенню відповідає певний комплекс рослинних і тваринних організмів.

У водоймах суші можна виділити два біотопи – *дно (бенталь)* і *водну товщу (пелагіаль)*. Специфічні умови для життя організмів створюються на межі поверхні води й атмосфери.

У складі водної біоти за пристосуванням до умов існування в певних біотопах розрізняють чотири основні екологічні групи: *нейстон*, *планктон*, *нектон* і *бентос*.

До *нейстону* належать організми, які знаходяться на межі атмосфери і води. Це мікроорганізми, які живуть в плівці поверхневого натягу, та організми, що частково виходять за межу поверхневої плівки в повітря і воду (подібно рясці). Нейстон має значний вплив на хід обміну газами між атмосферою і водою.

Планктон – це організми, які не здатні самотійно рухатися у водній товщі води (бактерії, водорості, мікроскопічно малі істоти). Вони пасивно пересуваються турбулентним потоком.

Нектон – це істоти, що населяють водну товщу і здатні самотійно рухатися. Представниками нектону є риби.

Бентос – це організми дна озера, яке пристосувалося до життя на дні або на незначній від дна глибині. Прикладом таких організмів є рослини прибережних заростей, молюски.

Представники всіх екологічних груп розміщуються у водній товщі залежно від вимог до освітлення, умов прогрівання, кисневого режиму тощо.

Специфічні умови існування утворюються в прибережній зоні (*літоралі*) і глибоководній зоні (*пелагіалі*). Для *літоралі* характерне майже

повне перемішування вод під впливом вітру й течій, що призводить до вирівнювання температур і вмісту кисню. В цій зоні достатнє освітлення. Внаслідок цього біота літоралі відрізняється від біоти пелагіалі значною різноманітністю. Для літоралі характерна наявність вищої водної рослинності (очерет, хвощ, осока та ін.). Від рослинності залежить і склад фауни.

В *пелагіалі* кількості світла замало для фотосинтезу. Донна рослинність у цій зоні відсутня. Основним джерелом живлення організмів є зоо- та фітопланктон. Хвилі не досягають цієї зони, дно вкрите в основному мулами, багатими на органічні рештки. За рахунок цих мулів розвиваються бактерії та грибки. Тваринний світ дна може бути рясним, але складатися з представників небагатьох видів (хробаків, невеличких моллюсків тощо).

Розвиток бентосу залежить від забезпеченості киснем, а від розвитку бентосу і планктону залежить кількість представників нектону.

За умовами живлення водних організмів (трофічними умовами) озера поділяють на:

- *Оліготрофні* – це глибокі озера, які бідні на рослинний планктон та поживні речовини, із незначною мінералізацією (окрім кальцію) і рівномірним розподілом кисню влітку та взимку;
- *Евтрофні озера* – це водойми з великим вмістом поживних речовин; зазвичай неглибокі, добре прогріваються влітку, із великим умістом органічних речовин та зі зменшенням кисню до дна;
- *Мезотрофні* – це озера із середніми трофічними умовами.
- *Дістротрофні озера* – це озера, які бідні на поживні речовини; поширені в сильно заболочених районах; мінералізація води незначна, вміст кисню знижений. Тому що витрачається на окислення органічних речовин;

Загальна кількість органічних речовин у живих організмах, яка припадає на одиницю поверхні дна або об'єму води в озері, виражена у вагових одиницях, називається *біомасою*. Збільшення біомаси пов'язане з ростом і розмноженням організмів, зменшення – з їх відмиранням.

Властивість водойми відтворювати органічну речовину у вигляді живих організмів називається *біологічною продуктивністю*.

Нагромадження органічної речовини зумовлює зміну кількості кисню, яка, у свою чергу, впливає на зміну складу та кількості флори і фауни.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: лімнологія, озеро, озерне ложе, берег, узбережжя, берегова відмілина, літораль, глибинна область, берегова область, профундаль, сублітораль, пелагіаль, морфометрична характеристика озер, водний баланс озера, стічні озера, безстічні озера, нейстон, біомаса, оліготрофні, евтрофні, мезотрофні, дістротрофні озера.

Питання для самоконтролю

1. Які природні водойми називають озерами?
2. Під впливом яких процесів утворюються озерні угловини?
3. Які типи озер утворюються внаслідок дії ендегенних процесів?
4. Які типи озер утворюються внаслідок дії екзогенних процесів?
5. Які зони виділяються в береговій області?
6. Які показники входять до морфометричної характеристики озера?
7. Що визначає водний баланс озера?
8. Чи є витрати води в безстічних озерах?
9. На які основні групи поділяються озера за термічною класифікацією?
10. Які основні екологічні групи біоти виділяються у водних екосистемах?

ЛЕКЦІЯ № 8. ВОДОСХОВИЩА Й ОСОБЛИВОСТІ ЇХ ГІДРОЛОГІЧНОГО РЕЖИМУ

План

- 8.1 Загальна характеристика водосховищ та їх типи
 - 8.2 Гідрологічний режим водосховищ, термічний і льодовий режим водосховищ
 - 8.3 Вплив водосховищ на природне середовище
 - 8.4 Значення озер та водосховищ у народному господарстві
- Завдання на самопідготовку
Питання для самоконтролю

8.1 Загальна характеристика водосховищ та їх типи

Водосховище – це штучна водойма, створена для накопичення, зберігання та подальшого використання води, регулювання стоку річки. Водосховища утворюються після перегороджування русла та заплави річки греблею. Вони поєднують у собі ознаки озера і річки. До озера їх наближує уповільнений водообмін і, як наслідок, термічне, хімічне й біологічне розшарування водної маси, а до річки – поступальний рух води. Останнє забезпечує більшу проточність вод у водосховищі, ніж в озері та інтенсивніший водообмін.

Залежно від природних умов і способу утворення водосховища поділяються на декілька типів.

Так, за морфологією ложа виділяються *долинні* й *улоговинні* водосховища.

До *долинних* відносять такі, в яких лежить частина річкової долини. Головна відмінність їх полягає в наявності похилу дна і збільшенні глибин від верхньої частини водойми до греблі. Прикладом долинних водосховищ можуть бути дніпровські.

До *улоговинних* відносять підперті озера та водосховища, що розташовані в ізольованих западинах, у відгороджених від моря затоках, а також штучних кар'єрах.

Невеликі водосховища, площа яких не перевищує 1 км^2 , називаються *ставками*.

За способом заповнення водою водосховища можуть бути *загатними* (коли водосховище заповнюється водою водотоку, на якому вони розташовані) та *наливними* (коли вода в них подається з іншого водотоку чи водойми).

За місцем розташування водосховища бувають *гірські*, *передгірські*, *рівнинні* та *приморські*. Характерною особливістю їх є величина напору, тобто перевищення рівня води у водосховищі над рівнем у річці. Напір може варіювати від 300 м (Нурецьке водосховище на р. Вахш) до 10 м і менше на рівнинних річках (Київське водосховище на Дніпрі). На приморських водосховищах напір не перевищує декількох метрів.

За місцем у річковому басейні водосховища поділяють на *верхові* та *низові*. Кілька водосховищ на річці утворюють каскад.

За ступенем регулювання річкового стоку водосховища можуть бути *багаторічного*, *сезонного*, *тижневого* та *добового* регулювання.

Основними морфометричними характеристиками водосховищ є *площа їхньої поверхні* та *об'єм*. Форма водосховища залежить значною мірою від його типу. Так, улоговинні водосховища мають здебільшого округлу форму, долинні – витягнену.

Кожне водосховище розраховується на накопичення певного об'єму води в період заповнення. Накопичення необхідного об'єму води супроводжується підвищенням рівня води до деякої (оптимальної) величини. Такий рівень, як правило, спостерігається наприкінці заповнення і має назву – *нормального підпертого рівня (НПР)*.

Під час водопілля та високих паводків може спостерігатися перевищення НПР на деяку величину, як правило, до 1 м. Такий рівень називається *форсованим підпертим рівнем (ФПР)*.

Для водосховища встановлюється і такий рівень, нижче якого опорожнення вже не відбувається. Це – *рівень мертвого об'єму (РМО)*.

Об'єм водосховища, що знаходиться нижче РМО, називається *мертвим об'ємом (МО)*.

Найбільш корисним з точки зору регулювання і використання стоку є об'єм водосховища, що знаходиться між НПР і РМО. Цей об'єм отримав назву *корисного об'єму водосховища (КО)*.

Сума корисного та мертвого об'ємів водосховища дає *повний об'єм* або *ємність водосховища*. Об'єм води, що розташований між НПР та ФПР, називається *резервним об'ємом*.

У межах водосховища виділяють кілька зон. Безпосередньо до греблі підходить *глибоководна (нижня) зона*. Далі йде *проміжна (середня) зона*, або зона середніх глибин, котра залежно від рівня води може бути глибоководною (при НПР) або мілководною. *Верхня (мілководна) зона*

займає значну частину рівнинних водосховищ. У місці впадання річки знаходиться *зона змінного підпору*.

8.2 Гідрологічний, термічний і льодовий режим водосховищ

Найхарактернішим показником, що визначає гідрологічний режим водосховища, є його водний баланс. Рівняння водного балансу має таку ж структуру, як і для озера, але лише з тією різницею, що в прибутковій частині провідну роль відіграє притік річкових вод, а у видатковій – стік води.

На опади припадає лише 2-3% прибуткової частини, на випаровування – не більше 10% видаткової (хоча на півдні останній показник може збільшуватися).

Водосховища відрізняються від озер ще й тим, що в них спостерігається більш інтенсивний водообмін завдяки більшій проточності. Проточність водосховища в загальному випадку тим більша, чим більший його корисний об'єм.

Залежно від зміни кількісних характеристик складових частин водного балансу відбуваються й коливання рівнів води у водосховищах. У період зимової межени водосховище, як правило, спорожнюється, що спричинює пониження рівнів води. Цей процес продовжується до початку водопілля; в цей час і спостерігаються найнижчі рівні води за весь рік. З настанням водопілля починається накопичення води, тобто йде заповнення водосховища. Найвищі рівні води бувають під час (або трохи пізніше) (максимальних витрат води в річці. Після цього й аж до наступного паводку чи водопілля водосховище поступово спорожнюється.

Здебільшого на рівнинних водосховищах режим протікання води мало відрізняється від озерного. Найбільші швидкості течії спостерігаються, як правило, над затопленими річковими руслами, а в прибережних смугах і затоках рух води практично відсутній.

Велику роль у гідрологічному режимі водосховищ відіграє хвилювання, з яким пов'язане й руйнування його берегів.

На водосховищах, як і на озерах, характерні згінно-нагінні коливання рівня.

Течії у водосховищах мають багато загального з течіями озер і відрізняються більш складною просторовою структурою та нестаціонарним характером.

Хвилювання на водосховищах залежить від їх розміру. Зазвичай воно слабкіше, ніж на озерах, але сильніше ніж на річках. Висота хвилі може досягати 2-3 м.

Водосховища, як і озера, є акумуляторами наносів.

Відкладення у чаші водосховищ дрібних (завислих) наносів називають *замуленням*, крупних – *занесенням*. Завдяки замуленню формується товща донних відкладів водосховища.

Береги водосховищ за своєю еволюцією поділяють на три групи: *абразивні*, які зазнають постійного руйнування; *стабільні*, які не руйнуються;

та *аккумулятивні*, які нарощуються за рахунок перевідкладення наносів. На рівнинних річках (Волга, Дніпро, Дон) абразивними є 40-50% берегів, стабільними – 40-50% і аккумулятивними – 5-15%. Такий розподіл можна пояснити тим, що більшість водосховищ на цих річках достатньо "молоді" і їхня берегова зона зараз активно формується.

Від географічного положення, типів водосховищ та еволюційних процесів у них залежить їхній гідробіологічний режим. Чим менший коефіцієнт водообміну водосховища, тобто чим повільніше буде проходити зміна водних мас, тим чіткіше буде виражена трансформація річкового гідробіологічного та гідрохімічного режимів у режим, характерний для озер. Після спорудження водосховища річкові організми поступово замінюються на озерні. В теплий період року можливе "цвітіння" води. Це явище характерне, наприклад, для водосховищ Дніпровського каскаду.

У перші роки експлуатації водосховищ на їхній гідрохімічний і гідробіологічний режими суттєво впливає затоплений рослинний та ґрунтовий покрив. Розпад решток затопленої рослинності може негативно позначитись на якості води, оскільки внаслідок цього процесу зменшується вміст кисню у воді, що обумовлює задухи риби та інших організмів.

Термічний режим водосховищ відрізняється від термічного режиму річок неоднорідністю розподілу температури води за довжиною, шириною й глибиною, а в глибоких та великих водосховищах відрізняється нестабільним характером.

Інтенсивне прогрівання водосховища відбувається спочатку поблизу гирла приток. В районах мілководдя. В цей період температура може спостерігатися одночасно від 0 °С до 10 °С (у різних місцях водосховища) і мати зворотну, пряму стратифікацію і гомотермію. В період осіннього охолодження характерна гомо термія майже до появи криги, коли температура приблизно 0 °С по усій глибині, що пов'язано з вітровим перемішуванням водної маси мілководного водосховища.

Льодовий період на водосховищах, як і в озерах, більш триваліший ніж на річках. Товщина льоду на водосховищах також більша ніж на річках.

8.3 Вплив водосховищ на природне середовище

Штучні водойми створювалися людиною здавна, але прискорений темп їх будівництва припадає на середину минулого століття. Так, до 1950 р. на річках України, наприклад, загальна площа штучних водойм не перевищувала 100 000 га, а повний об'єм їх становив 1,4 км³, а нині водосховища та стави займають 11 782 км² і вміщують 58,2 км³ води, тобто у водосховищах накопичений об'єм води, який перевищує середньорічний стік Дніпра і в цілому водні ресурси України, що формуються на її території в середні за водністю роки.

Водосховища в більшості випадків використовуються комплексно. Вони дають можливість вирішувати питання гідроенергетики, водного транспорту,

зрошення, обводнення, осушення, водопостачання, рибного господарства, каналізації, благоустрою.

Разом з тим водосховища змінюють оточуюче природне середовище. Так, спорудження водосховищ призвело до збільшення об'єму зарегульованих вод суші майже на 6000 км^3 й уповільнення водообміну приблизно в 5 разів. Щодо Дніпра, то його водообмін уповільнився в 7-11 разів.

Спорудження гребель водосховищ веде до зменшення стоку води в річках. Разом з тим штучні водойми змінюють внутрішньорічний розподіл стоку, збільшуючи при цьому його меженну складову.

У результаті спорудження гребель водосховищ та акумуляції в них наносів суттєво зменшується також і стік наносів річок. Так, наприклад, каскад водосховищ на Міссісіпі зменшив у середньому стік завислих наносів із 450 до 295 млн. т, тобто більше як на третину.

Водосховища можуть змінювати й термічний режим річок, спричинювати затоплення і підтоплення земель та "цвітіння" води, погіршувати умови проходу на нарест риби, тощо.

8.4 Значення озер та водосховищ у народному господарстві

Озера та водосховища мають велике господарське значення. Види їх використання різноманітні. Так, великі озера (Байкал, Каспійське море, Ладозьке, Онезьке в Євразії, група Великих північноамериканських озер та ін.) використовуються для судноплавства і риболовства. Господарські цінними є озерні відклади, особливо органогенні й хімічні. Зокрема з відкладів сапропелевої групи (бітумінозних сланцевих глин і вапняків, нафтомістких сланців) при відповідній обробці можна одержувати бензин, газ, мастильні масла, а з відкладів діатомітів – будівельний матеріал. Деякі види сапропелю використовуються як корм для худоби.

До хімічних відкладів озер відносяться різні мінеральні солі та хімічні елементи (кухонна сіль, мірабіліт, сода, калій, натрій, бром тощо), які використовуються як цінна сировина для хімічної, фармацевтичної, електromеталургійної промисловості, а також як добрива. Наприклад, кухонну сіль одержують із відкладів озер Ельтон і Баскунчак, глауберову – із солоного озера Кара-Богаз-Гол.

Залізисті відклади, які концентруються переважно в озерах Кольського півострова, Карелії та Норвегії і утворюють озерні залізні руди, використовуються для виплавки металу.

Мули мінеральних озер мають високі лікувальні якості і широко використовуються в бальнеологічних закладах, зокрема в Євпаторії, на Кавказьких Мінеральних водах, у Старій Русі, Естонії тощо. Води озер використовуються для водопостачання і зрошення, а також для одержання електроенергії (наприклад, оз. Севан).

Озера широко використовуються в рекреаційних цілях (для відпочинку, туризму). Дуже велике значення для народного господарства мають водосховища і стави, котрі саме й створюються з метою комплексного

використання водних ресурсів річок, тобто для одночасного вирішення кількох народногосподарських завдань. Класичним прикладом регулювання стоку річки водосховищами з метою комплексного його використання може слугувати Дніпро.

Дніпровські гідровузли і водосховища біля них дозволяють вирішувати питання гідроенергетики, водного транспорту, зрошення, обводнення, осушення, водопостачання, рибного господарства, боротьби з повеннями, відпочинку тощо. Так, на дніпровських електростанціях у середній за водністю рік виробляється біля 10 млрд. квт./год. електроенергії. Оскільки енергетичний потенціал Дніпра майже вичерпаний, в умовах дефіциту паливно-енергетичних ресурсів сьогодення вивчають можливість створення водосховищ на середніх та малих річках і використання їхніх енергоресурсів.

Завдяки водосховищам дніпровською водою зрошується понад 1,3 млн. га земель. Для порівняння відзначимо, що без цих водосховищ можна було б зрошувати не більше 0,1-0,12 млн. га.

Значна кількість води забирається з водосховищ для водопостачання населених пунктів і промислових підприємств, які розташовані не тільки вздовж Дніпра, а й на значній відстані від нього (Криворіжжя, Донбас, Крим, Харківщина). Всього на різні потреби безповоротно забирається біля 10 км³ води щорічно.

Зі створенням водосховищ значно поліпшилися умови судноплавства на Дніпрі, оскільки суттєво збільшилися судноплавні глибини (до 3,65 м

Важливе значення мають водосховища для розвитку рибного господарства; в них є умови для застосування прогресивних технологій риборозведення з направленим формуванням промислових риб (лящ, судака, сазана) та акліматизації нових видів (товстолобик, білий амур). У водосховищах Дніпра, наприклад, нині щорічно виловлюється близько 18 000 т риби, а до створення їх виловлювали лише 5 000 т.

Зарегульованість стоку Дніпра дала можливість вирішити проблему боротьби із затопленням значних площ під час високих весняних водопіль, що раніше завдавало значної шкоди народному господарству.

Водосховища на Дніпрі сприяють організації масового відпочинку населення.

Проте не можна не відзначити, що створення водосховищ має й негативні наслідки. Так, у Подніпров'ї було затоплено і відведено під інженерні споруди близько 718 000 га земель, з них 242 000 га сільськогосподарських угідь. У водосховищах має місце "цвітіння" води, від чого погіршується її якість у зоні водосховищ, підтоплюються землі (близько 30 000 га), відбувається хвильова переробка (руйнування) берегів, в донних осадах накопичуються забруднюючі та радіоактивні речовини, різко зменшується кількість прохідних і напівпровідних риб (лососеві, осетрові), а в деяких випадках вони взагалі зникають.

Дуже різноманітне використання малих водосховищ – *ставків*, яких лише в Україні налічується понад 23 000. Це й водопостачання, зрошення

риборозведення, вирощування водоплавної птиці, водопій худоби, місця відпочинку населення, запаси води на випадок пожеж тощо.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: водосховище, ставок, нормальний підпертий рівень, форсований підпертий рівень, мертвий об'єм, корисний об'єм водосховища, ємкість водосховища.

Питання для самоконтролю

1. На які типи поділяються водосховища залежно від природних умов і способу утворення?
2. Якими є основні морфометричні характеристики водосховищ?
3. В який період на водосховищі спостерігається нормальний підпертий рівень і форсований підпертий рівень?
4. Який об'єм водосховища є найбільш корисним з точки зору регулювання і використання стоку?
5. Охарактеризуйте гідрологічний режим водосховищ.
6. Які групи берегів виділяються у водосховищах?
7. Охарактеризуйте термічний і льодовий режим водосховищ.
8. Яким є вплив водосховищ на природне середовище і річковий стік?
9. Яким є значення озер та водосховищ у народному господарстві?

ЛЕКЦІЯ № 9. ПОХОДЖЕННЯ, РОЗВИТОК, ГІДРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ БОЛІТ

План

- 9.1 Походження боліт
- 9.2 Поширення боліт на земній кулі
- 9.3 Типи боліт, їхня будова, морфологія та гідрографія
- 9.4 Живлення та водний баланс боліт. Рух води в болотах
- 9.5 Термічний режим боліт
- 9.6 Вплив боліт на стік річок
- 9.7 Вивчення та практичне значення боліт

Завдання на самопідготовку

Питання для самоконтролю

9.1 Походження боліт

Одним із водних об'єктів суші є болота. *Болотом* називається природне утворення, яке постійно перебуває в стані застійного або слабопроточного зволоження і в якому відбувається накопичення органічної речовини у

вигляді торфу. До цієї ж категорії природних утворень відносяться й заболочені землі.

Походження боліт пов'язане з *заростанням водойм* (озер, водосховищ, ставків) або з *заболочуванням суші* (головний вид утворення боліт).

Виникнення боліт шляхом заболочування суші обумовлене співвідношенням на її території складових водного балансу (опадів, випаровування, стік) та сприятливою геоморфологічною будовою місцевості (западини, низини), які створюють умови для застійного або слабопроточного водного режиму й акумуляції на поверхні суші надмірної вологи. Заболочування ділянок суші відбувається під впливом певних гідрологічних факторів (наприклад, наявності водонепроникних порід і вклинювання підземних вод).

Виділяють два основних види заболочування суші: *затоплення* і *підтоплення* території.

Затоплення пов'язане з переважанням атмосферних опадів над випаровуванням за відсутності дренажу, або з незначним поверхневим стоком в умовах зниженого рельєфу місцевості.

Підтоплення території пов'язане з підвищенням рівня ґрунтових вод (після спорудження, наприклад, гребель на річках або внаслідок надмірного зрошення значних територій).

Утворення боліт супроводжується накопиченням органічного матеріалу на поверхні ґрунту. Надлишок вологи в ґрунті спричинює погіршення кисневого і мінерального живлення рослин, внаслідок чого порушуються процеси розкладання відмерлих органічних решток рослин, відбувається виділення гумінових кислот і консервація органічного матеріалу. Останній ущільнюється, деформується і поступово перетворюється в органічну породу – *торф*, який характеризується значною водопроникністю і вмістом води (88-97% за об'ємом).

Болото можна ототожнити з торфовищем, котре має шар торфу не менше 30 см і вкрите специфічною рослинністю. Надмірно зволожені ділянки земної поверхні з шаром торфу завтовшки менше 30 см називають *заболоченими землями*.

Процеси утворення боліт характерні для умов холодного та теплого клімату на рівнинах і гірських схилах, але інтенсивність їх у різних кліматичних й орографічних умовах залежить від двох основних чинників: *зволоженості території та кількості тепла*.

9.2 Поширення боліт на земній кулі

Болота поширені на земній кулі в різних кліматичних зонах на більшості континентів.

У *зоні надмірного зволоження*, де кількість атмосферних опадів перевищує випаровування, болота можуть виникати на будь-яких елементах та формах рельєфу: вододілах, схилах і терасах річкових долин, у заплавах річок. Утворення боліт на підвищеннях та западинах у зоні надмірного

зволоження є їхньою зональною ознакою. Найбільш поширені такі болота в Західному Сибіру (РФ) та Поліссі.

За типами рослинного покриву, особливостями болотних утворень і товщиною торфу в зоні надмірного зволоження виділяються три основні болотні зони: *арктичних мінеральних осокових боліт, горбистих боліт, опуклих оліготрофних боліт.*

Перехідна зона нестійкого зволоження (зона Лісостепу) відповідає болотній зоні *євтрофних і оліготрофних боліт*. Найбільша кількість боліт приурочена до від'ємних форм рельєфу – ярів, балок, западин.

У зоні *недостатнього зволоження* (зона Степу) розташована зона *євтрофних гіпно-осокових та осокових боліт* і зона *засолених очеретяних боліт*. Зустрічаються вони в заплавах річок і на заростаючих водоймах. У місцях, де виходять на поверхню підземні води, болота можна зустріти в будь-якій географічній зоні, а також у горах і на гірських схилах.

Болото може з'явитись у найрізноманітніших умовах. Часто воно утворюється в *ялинковому лісі*, де внаслідок вилугування ґрунтів з'являється мохова рослинність, яка спричиняє відмирання лісу і розвиток типової болотної рослинності. Заболочування території може відбуватися на *лісових вирубках і лісових згарищах*. На цих площах рослинний покрив утворює щільну дернину, яка погіршує умови *інфільтрації*. Виникає надлишок вологи, яка сприяє появі вологолюбної рослинності. Болото може також утворитися на місці *луків*. Унаслідок збільшення вологості ґрунту лучна рослинність замінюється осоками і мохом; починається процес торфоутворення і, як наслідок, виникає *трав'яне болото*.

Таким чином, орографічні особливості місцевості впливають на процеси болотоутворення як через кліматичні відмінності, так і безпосередньо через форми рельєфу, що, в свою чергу, створює різні джерела водного живлення боліт.

Болота поширені на земній кулі повсюдно. Загальна площа торфових боліт становить приблизно 2,7 млн. км², або біля 2% площі суші, в них зосереджено біля 11,5 тис. км³ води, або 0,03% прісних вод гідросфери. Площа ж боліт усіх типів на земній кулі біля 3,5 млн. км². Найбільше боліт на території Росії, де болота різних типів займають приблизно 9 % її площі. Найбільш заболочені північно-західна частина Росії, де болота займають в середньому 40% площі, та північна частина Західного Сибіру, де на них припадає до 50-70%.

В Україні болота найбільш поширені в Поліссі, в заплавах Дніпра і Прип'яті.

По окремих географічних зонах болота розподілені таким чином: у зонах тундри й лісотундри вони займають близько 70%, у зоні лісів – до 30%, у зоні мішаних лісів – 10%, у лісостеповій – 4%, а в степовій – лише 2 % території.

Отже, в окремих місцевостях болота відіграють значну рол у формуванні ландшафтів з певною формою поверхні, складом рослинності, внутрішньоболотною гідрографічною сіткою.

9.3 Типи боліт, їхня будова, морфологія та гідрографія

Болота прийнято ділити на дві великі групи – *заболочені землі* (із незначним шаром торфу) і *торфові болота*.

До заболочених земель відносяться такі типи боліт: *торфові болота арктичної тундри, очеретяні та осокові болота лісостепу, засолені болота напівпустелі та пустелі (солончаки), заболочені тропічні ліси* тощо.

За характером водно-мінерального живлення, формою поверхні і складом рослинності торфові болота поділяються, у свою чергу, на три типи: *низинні, перехідні і верхові*.

Низинні болота розповсюджені у знижених формах рельєфу, на місцях колишніх озер або в заплавах річок. Поверхня цих боліт ввігнута або плоска, що обумовлює застійний характер водного режиму. Живляться болота за рахунок атмосферних опадів, стоку поверхневих вод з оточуючої території, річкових вод під час водопілля і паводків, ґрунтових вод. Важливою гідрологічною особливістю низинних боліт є надходження в них зі стоком поверхневих і ґрунтових вод мінеральних біогенних речовин, завдяки чому створюються сприятливі умови для розвитку *євтрофної рослинності* (чорна вільха, береза, зелений мох, осока, очерет, хвощ тощо). Торф низинних боліт багатий на мінеральні солі (його зольність – 6-7%), що дає можливість використовувати його як добриво. В Україні низинні болота знаходяться в Поліссі, в заплавах і дельтах великих річок. Останнім часом низинні болота почали утворюватися в зонах підтоплення водосховищ.

Верхові болота зустрічаються лише у вологому кліматі і розташовуються на плоских вододілах. Їхня поверхня опукла або плоска, тому живляться такі болота лише за рахунок атмосферних опадів. Верхові болота бідні на мінеральні біогенні речовини, тому до них приурочена невибаглива до умов життя *оліготрофна рослинність* (сфагновий білий мох, пухівка, журавлина тощо). Торф накопичується в центральній частині болота швидше, ніж на краях, тому болота мають переважно опуклу форму. Торф верхових боліт бідний на мінеральні солі (його зольність менше 4 %), використовується він як паливо та в хімічній промисловості.

Перехідні болота за характером рослинності і ступенем мінералізації вод, які їх живлять, є проміжними між низинними і верховими. Поверхня їх слабоопукла або плоска, мінеральне живлення помірне, яке відповідає вимогам *мезотрофних рослин* (береза, осоки, сфагнові білі мохи).

Для кожного з трьох типів боліт характерне певне сполучення видів рослинності (біоценозів), з геоморфологічними особливостями окремих частин боліт, відповідно до чого створюються специфічні болотні мікроландшафти.

Стадії розвитку боліт найкраще простежити на прикладі водойми, яка після заростання перетворюється на болото.

Спочатку утворюється низинне болото, багате на мінеральні солі, що сприяє розвитку рослинності. В міру відмирання рослин поверхня болота підвищується, доступ вод, багатих на мінеральні солі, скорочується, і

попередня рослинність замінюється на менш вибагливу до умов живлення. З'являється сфагновий мох, характерний для верхового болота, який живиться атмосферними опадами, бідними на мінеральні солі.

З морфологічного боку болота характеризуються формою поверхні, розмірами масивів, похилами поверхні і потужністю торфового шару. Поверхня болота може бути плоскою, ввігнутою або опуклою.

Характерними елементами мікрорельєфу поверхні болота є *пасма* і *мочарі*, *купини* і *між купинні зниження*, *горби*.

Пасма – це окремі витягнуті в довжину підвищені ділянки болота, відокремлені одна від одної такими ж витягнутими в довжину значно обводненими зниженнями (*мочарами*). Пасма та мочарі бувають витягнуті вздовж горизонталей, розташовані концентрично навколо найвищих відміток болота і перпендикулярно до максимального похилу поверхні болота. Пасма та мочарі змінюються через кожні 4-6 м, іноді через 3-4 м. Пасма та мочарі з'являються на болотних масивах у кінцевій стадії їхнього розвитку і є наслідком підвищення рівня води у болоті. На їхній поверхні розвинена різна болотна рослинність. Таким чином, вони являють єдиний комплекс у мікрорельєфі болотних масивів.

Утворення *купин* і *міжкупинних знижень* пов'язане з нерівномірною густотою рослинного покриву і накопиченням торфу

Горби спостерігаються на болотах лісотундри. Утворення їх пов'язане з морозним випиранням. Складені вони з торфу, під яким знаходиться вічна мерзлота. Висота горбів досягає декількох метрів.

Для болотних масивів характерна наявність *внутрішньоболотних водних об'єктів* (струмків, річок, озер, мікроозер і трясовин), поєднання яких утворює *внутрішньоболотну гідрографічну сітку*.

До болотних водотоків відносяться *струмки* та *річки*. Вони утворилися або до заболочування території, або є вторинними водотоками, котрі сформувалися в процесі болотоутворення. Всі водотоки покращують дренаж боліт. Струмки та річки витікають з болотних озер або трясовин. Швидкість течії у вторинних водотоків незначна, а витрати води малі. Глибина їх не перевищує 1,5-2,0 м, ширина русла – не більше 10 м.

До болотних водойм відносяться *озера* й *мікроозера*. Болотні озера – це відносно значні за площею та об'ємом води утворення. Площа їх може перевищувати 10 км², а глибини досягати 10 м і більше. Поверхня озер чиста або вкрита *сплавинами*. Мікроозера – це водойми менших розмірів, які зустрічаються великими групами серед заболоченої території. Вони розташовані на схилах болотних масивів, а також у пониженнях рельєфу.

Водойми боліт за своїм походженням бувають *первинними* та *вторинними*. Перші існували ще до початку утворення болота, інші виникли в процесі заболочування суші та еволюції болота.

Своєрідними водними об'єктами боліт є *трясовини* – перезволожені ділянки болотних масивів, що характеризуються розрідженою торфовою масою, слабою дерниною рослинного покриву та високим рівнем води, яка періодично або постійно знаходиться на поверхні. Трясовини

розташовуються на плоских ділянках у центральній частині або на схилах болотних масивів. Серед трясовини спостерігаються ділянки відкритої води. Трясовини бувають *застійними, з фільтраційним рухом води та проточні*.

9.4 Живлення та водний баланс боліт. Рух води в болотах

Болота живляться атмосферними опадами у вигляді дощу або поверхневими та ґрунтовими водами, а також водами річок і озер. Залежно від кліматичних факторів, рельєфу території, типу болота, форми його поверхні переважає той або інший вид живлення.

Атмосферні опади випадають безпосередньо на поверхню болота, тому верхові болота живляться в основному за їхній рахунок. *Поверхневі води*, які стікають з підвищених ділянок, живлять низинні та перехідні болота. *Ґрунтові води* відіграють велику роль у живленні торф'яних відкладів і є основним джерелом живлення боліт усіх типів. *Річкові та озерні води* надходять на болота в період стояння високих вод. Цими водами живляться заплавні та притерасні болотні масиви.

Атмосферні, поверхневі й ґрунтові води є складовими прибуткової частини водного балансу боліт. У видатковій частині його значна доля припадає на сумарне випаровування, менша – на стік з боліт.

Охарактеризувати співвідношення елементів водного балансу верхових боліт можна такими показниками. Живлення боліт в основному складається з атмосферних опадів (100%). У теплу пору року (травень – жовтень) у видатковій частині водного балансу на стік припадає біля 20%, а на випаровування – біля 80%. Більша частина вологи випаровується в травні – липні, коли опадів мало, тому зменшується запас вологи в болоті і стік з боліт у цей час становить біля 5% величини випаровування. Стік з боліт переважає (близько 75% річної суми) в зимово-весняний період. Запаси вологи в болотах поповнюються восени до замерзання боліт.

Сумарне випаровування та режим його з різних типів боліт залежить від транспіруючої здатності мохової, трав'яної і деревної рослинності, висоти стояння рівня води відносно поверхні болота та кліматичних особливостей місцевості.

Рівняння водного балансу болота має такий вигляд:

$$x + y_n + W_1 = Z + y_n' + W_2 \pm \Delta u \quad (9.1)$$

де: x – атмосферні опади; y_n – притік поверхневих вод, W_1 – притік підземних вод; Z – випаровування; y_n' – відтік поверхневих вод; W_2 – підземний відтік; $\pm \Delta u$ – накопичення вологи або її витрачання за інтервал часу Δt .

Для різних типів боліт кількість членів рівняння водного балансу може змінюватись. Наприклад, для верхових боліт члени рівняння y_n , y_n' , W_1 , W_2 дорівнюють нулю, оскільки болото живиться атмосферними опадами.

Співвідношення складових водного балансу боліт змінюється в часі. Зміна умов живлення боліт призводить до коливання рівня ґрунтових вод,

який заходиться біля поверхні болота і реагує на зміну складових водного балансу, що визначає водний режим боліт.

Рух води в болотах відбувається залежно від стану, в якому вона знаходиться. Переважна частина води перебуває у зв'язаному стані у вигляді *внутрішньоклітинної, адсорбованої, хімічно зв'язаної та капілярної вологи*. Вільна вода знаходиться у великих капілярах, порах торфу, а також у руслах болотних струмків, озерцях, трясовинах.

Рух вільної води здійснюється або шляхом фільтрації в рослинному очосі і торфовій масі, або шляхом вільних потоків по поверхні болота. За водопровідністю болотний масив являє собою дуже неоднорідну масу. Верхній його шар, складений живим рослинним покривом і моховим очосом, має набагато вищу водопровідність, ніж основна торфова маса, особливо її нижні шари.

За своїми фізичними властивостями (водопроникність, фільтрація тощо), гідрологічними, гідрохімічними та біохімічними процесами верхній шар болотних масивів істотно відрізняється від усього торф'яного відкладу. Це дає можливість виділити в болотному масиві два основних горизонти (шари): верхній – *активний* та нижній – *інертний*.

Активний горизонт болота характеризується інтенсивним вологообміном з атмосферою та оточуючими болото територіями; періодичними коливаннями в його межах рівнів ґрунтових (болотних) вод і змінним вмістом вологи; високою водопроникністю та водовіддачею і швидкою зміною (зменшенням) їх з глибиною; періодичним доступом повітря в пори, які звільнились від води при зниженні рівня ґрунтових вод; великою кількістю аеробних бактерій та мікроорганізмів, котрі сприяють процесам торфоутворення; наявністю рослинного покриву, що складає верхній шар активного горизонту.

На відміну від активного горизонту, *інертний горизонт* характеризується постійною кількістю води протягом року; повільним вологообміном з підстелаючою поверхнею, яка складена торф'яними відкладами; низькою водопроникністю торфу; відсутністю доступу повітря в пори торфу; відсутністю аеробних бактерій і загальним зменшенням кількості мікроорганізмів.

Межею між діяльним та інертним горизонтами є середнє положення мінімального рівня ґрунтових вод у болоті.

Швидкість руху води у торфовій масі залежить від її водо провідності, показником чого є коефіцієнт фільтрації, який, у свою чергу, залежить від ступеня розкладання торфу. Швидкість фільтрації у верхніх шарах болота може досягати кількох десятків і навіть сотень метрів за добу, тимчасом як в інертному шарі вона становить максимум 6 м за рік. Отже, швидкість стікання води з болотних масивів шляхом фільтрації визначається в основному водопропускною здатністю верхнього шару.

Внаслідок значних величин коефіцієнта фільтрації в діяльному горизонті, дощові води, які випадають на болото, не затримуються на його поверхні, а швидко просочуються до рівня ґрунтових вод. Тому вода по

поверхні болота, як правило, не стікає. Мала водопроникність торфу, котра зумовлює повільний рух в ньому води, призводить до того, що деякі типи боліт поглинають воду і витрачають її значною мірою на випаровування, віддаючи на живлення річок незначну частину.

Висота рівня ґрунтових вод та його коливання залежать від типу болотних мікроландшафтів і рельєфу поверхні болота. Найнижчий рівень ґрунтових вод у лісових болотних мікроландшафтах. Середній рівень ґрунтових вод у знижених елементах рельєфу на 30-40 см нижче поверхні болота. Зі зменшенням висоти та густоти дерев середній рівень ґрунтових вод підвищується, а амплітуда коливань зменшується. На мохових болотах (без деревної рослинності) рівень ґрунтових вод найвищий, а амплітуда коливань протягом року найменша.

9.5 Термічний режим боліт

Термічний режим боліт визначається не тільки кліматичними факторами, але й залежить від водно-теплових властивостей торфу та його верхнього діяльного шару. Торф у природному стані складається з органічного скелета з незначним вмістом мінеральних речовин, води та повітря, тому особливо важливу роль відіграють теплоємність і теплопровідність торфу. Вони залежать від об'ємного співвідношення органічної речовини, води і повітря та їхньої теплоємності. Теплоємність повітря незначна, об'єм сухої речовини у торфі становить лише 7%, і теплоємність її порівняно з теплоємністю води теж невелика. Отже, теплоємність торфу визначається наявністю води в ньому. Чим більший вміст води в торфі, тим більша його теплоємність і тим повільніше він нагрівається й охолоджується.

З глибиною амплітуда коливання температури торф'яного відкладу зменшується. В умовах помірного клімату добовий хід температури в діяльному шарі торфового болота помітний лише до глибини 15-25 см, а сезонні коливання температури спостерігаються до глибини 3,0-3,5 м.

Добові і сезонні коливання температури в торф'яному болоті менші, ніж у мінеральному ґрунті, вони зменшуються зі збільшенням вологості ґрунту. Безпосередньо на поверхні болота добові коливання температури значні через те, що тут майже відсутня передача тепла на глибину. Максимальні літні температури на поверхні мохових боліт можуть досягати 50°C, що сприяє підвищеному випаровуванню.

В умовах холодного та помірного клімату болота замерзають через 15-17 днів після переходу температури повітря через нуль, тобто пізніше озер і річок. Болота перехідного типу починають замерзати одночасно з замерзанням мінеральних ґрунтів. Сфагнові болота замерзають пізніше. Глибина промерзання торфово-болотної маси – 19-42 см, тобто менша ніж глибина промерзання мінеральних ґрунтів. Максимальна глибини промерзання торф'яників – 60-65 см.

Відтавання боліт залежить від кліматичних умов, товщини мерзлого ґрунту і снігового покриву, тому його строки будуть різні в окремих болотних мікроландшафтах.

9.6 Вплив боліт на стік річок

Вплив боліт на стік річок має принципове значення для оцінки гідрологічної ролі боліт у природних комплексах та оцінки можливих змін стоку річок при осушувальній меліорації.

Вченими по-різному оцінювались фактори, що впливають на зміну стоку річок. Частина гідрологів вважала, що болота збільшують весняний стік, інші дотримувались протилежної думки.

Для з'ясування ролі боліт у формуванні стоку річок необхідно виходити як із загальних характеристик гідрологічних властивостей боліт, так і зі специфічних особливостей окремих їх типів. При цьому треба враховувати, в якій кліматичній зоні знаходиться болото.

Загальними властивостями, які характерні для боліт і які впливають на стік, є: підвищена здатність випаровування й транспірації порівняно з навколишньою сушею; порівняно малий об'єм води, який бере участь у внутрішньорічному вологообороті, відносно загальної кількості в болоті; незначна водовіддача в межень, як результат різної водопропускної здатності діяльного та інертного шарів торфу. Крім того, на формування стоку з боліт впливають види живлення, неоднакові для різних типів боліт, і різне за величиною випаровування.

У зв'язку зі значним випаровуванням і транспірацією з поверхні, на болотах зменшується середня величина стоку: із заболочених територій в річки стікає менше води, ніж із незаболочених земель. Зниження загальної зволоженості території приводить до збільшення відмінностей у випаровуванні з поверхні боліт і незаболочених земель.

В зоні тундри випаровування з боліт і незаболочених земель в умовах надмірного зволоження майже однакове. Різниця у випаровуванні (особливо із заболочених заплав і дельт річок) збільшується в лісовій зоні і досягає найбільшого значення в зоні степу.

Отже, безпосереднім наслідком осушення боліт є зменшення випаровування і відповідно збільшення стоку річок (ця різниця тим більша, чим південніше розташований осушений болотний масив).

У зоні достатнього зволоження збільшення середнього стоку після осушення боліт відбувається внаслідок спрацювання вікових запасів підземних вод, що впливає на зниження рівня ґрунтових вод. Весняний стік після осушення боліт в одних випадках збільшується, в інших зменшується. Болота в цілому не сприяють збільшенню меженного стоку, тому що влітку з них випаровується багато вологи, а при цьому поверхневий стік зменшується.

Таким чином, вплив боліт на стік річок не однозначний. У зоні достатнього та надмірного зволоження болота практично не впливають на

норму річного стоку і знижують максимальний стік річок. Болотні масиви, де значні площі зайняті озерами та мікроозерами, сприяють регулюванню стоку річок. За наявності болотних масивів у районах недостатнього зволоження річковий стік зменшується порівняно з незаболоченими водозборами. Значне осушення боліт негативно впливає на малі водотоки. Отже, в цілому осушення боліт сприяє вирівнюванню коливання стоку протягом.

9.7 Вивчення та практичне значення боліт

Різнобічне вивчення боліт з метою їх освоєння проводять багато науково-дослідних інститутів, болотних станцій та інших установ. Однак, порівняно з річками в гідрологічному відношенні болота вивчені ще недостатньо. При вивченні боліт застосовують як *стаціонарні*, так і *польові (експедиційні)* дослідження. В останніх широко використовують аерофотозйомку, що дає можливість досить детально вивчати різні види болотних мікроландшафтів, спостерігати напрямки стоку тощо. На спеціальних болотних станціях вивчають елементи водного балансу боліт, водні властивості торфу, термічний режим боліт, режим рівнів ґрунтових вод тощо. Матеріали цих досліджень використовують при різних водогосподарських розрахунках, насамперед при проектуванні осушувальних систем.

Осушення боліт полягає в штучному зниженні рівня ґрунтових вод на болотах, що спричиняється до зміни співвідношення елементів водного балансу та перерозподілу стоку. В Україні основні осушувальні роботи проводяться в Поліссі.

Осушені болота мають велику господарську цінність. На осушених низинних болотах розвивається високопродуктивне сільське господарство (виросшують кормові, зернові, овочеві культури).

Крім того, болота містять великий запас теплової енергії у вигляді торфової маси. Перші електростанції в Росії (Шатурська, Каширська та ін.) були збудовані на базі використання торфу як палива. Торф також широко використовується в хімічній промисловості (з нього виробляють ряд хімічних прородуктів, таких, як бітум, аміак тощо), сільському господарстві (як добриво), будівництві (як будівельний матеріал). Промислове скупчення торфу називають *торфовим родовищем*. Найбільші промислові родовища торфу мають Росія, Канада, Фінляндія та США.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: болото, затоплення, підтоплення, торф, заболочені землі, низинні, перехідні, верхові болота, пасма, мочарі, купини, міжкупинні зниження, трясовини.

Питання для самоконтролю

1. Який гідрологічний об'єкт називається болотом і якого походження бувають болота?
2. Які виділяють основні види заболочування суші?
3. Охарактеризуйте поширення боліт в межах різних фізико-географічних зон.
4. Яким чином класифікуються болота за характером водно-мінерального живлення?
5. Якими елементами представлений мікрорельєф боліт?
6. Що розуміють під водним балансом боліт?
7. Які основні горизонти виділяються в болотному масиві?
8. Охарактеризуйте термічний режим боліт.
9. Яким чином болота впливають на стік річок?
10. В чому полягає використання природного ресурсу боліт в господарській діяльності?

ЛЕКЦІЯ № 10. ГІДРОЛОГІЯ ЛЬОДОВИКІВ

План

- 10.1 Утворення льодовиків
- 10.2 Робота льодовиків
- 10.3 Танення льодовиків
- 10.4 Типи льодовиків
- 10.5 Поширення та значення льодовиків

Завдання на самопідготовку

Питання для самоконтролю

10.1 Утворення льодовиків

На певних ділянках земної кулі складається таке співвідношення між кліматичними елементами, за якого середньорічна кількість твердих опадів дорівнює витраті їх на танення та випаровування. Це ділянки рівноваги, або нульового балансу прибутку – витрат снігу.

Лінія, яка поділяє ділянки (області) з додатнім та від'ємним балансом снігу називається *сніговою лінією*. Коли снігова лінія визначається кліматичними умовами місцевості, вона називається *кліматичною*, а коли ще й місцевими особливостями рельєфу (експозицією та крутістю схилів) – *орografічною*. Нижче снігової лінії витрати снігу перевищують прибуток, тому сніговий покрив там буває періодично. Вище ж снігової лінії прибуток снігу більший за витрати, тому відбувається його безперервне накопичення. Сніг накопичується до певної висоти, нижче якої знову встановлюється рівновага.

У полярних районах снігова лінія розміщена дуже низько, що пояснюється низькими температурами повітря. У південній півкулі, для якої характерний океанічний (морський) клімат, снігова лінія скрізь розташована нижче, ніж у тих самих широтах північної півкулі, а починаючи з 62 0 пд.ш. вона лежить на рівні моря. Найвище снігова лінія розміщена в субтропічній зоні, що пов'язано з сухістю повітря в цих широтах. На екваторі вона лежить на висоті 4900 м, а в субтропіках – на висоті 6500 м. У гірських районах північної півкулі снігова лінія на схилах північної експозиції розміщена нижче, ніж на схилах південної експозиції (наприклад, у Джунгарському Алатау вона лежить на висоті 3 000 м і 3 500 м відповідно).

Великою мірою на висоту снігової лінії впливає розміщення хребтів відносно руху повітряних мас. Так, на навітряних схилах Великого Кавказу вона лежить на висоті 2 800-3 000 м, а на підвітряних (східних) – на 3 300-3500 м.

Розміщення снігової лінії залежить також від форм рельєфу. На крутих схилах сніг легко здувається вітром або сповзає, а на плоских та ввігнутих формах рельєфу він, навпаки, лежить протягом багатьох років. Крім того, на накопичення снігу впливає взаємне розташування схилів. Периферійні частини гірських масивів одержують більше опадів, ніж центральні, куди повітряні маси надходять уже сухими. Внаслідок цього в центральних частинах гірських масивів снігова лінія лежить вище, ніж на їхніх околицях.

Розвантаження накопиченого снігу відбувається постійно шляхом сповзання утворених льодовиків або сходом лавин.

Лавина – це снігові маси, які сповзають з похилої підстилаючої поверхні гірських схилів, захоплюючи з собою нові маси снігу.

Лавини характерні для гірських масивів, де крутість схилів понад 15°, а потужність снігу перевищує 0,5 м. Лавини можуть утворюватися як у теплу, так і в холодну пору року.

Зимові лавини, або лавини холодного періоду, утворюються тоді, коли свіжий сніг випадає на промерзлу поверхню старого снігу, накопичується на ньому у великій кількості і починає сповзати внаслідок того, що між свіжим і мерзлим снігом майже не діють сили зчеплення. В місцях, де кут похилу поверхні великий (понад 45°), снігова маса зривається від найменшого струсу повітря чи підстилаючої поверхні (постріл, порив вітру, різки звуки). Такі лавини називаються *сухими*. Швидкість їх руху – до 80-100 м/с.

Для теплої пори року більш характерні *мокрі, або ґрунтові лавини*. Вони рухаються по змоченій талою водою поверхні ґрунту або снігу. Рухаються ці лавини перекочуванням, на своєму шляху вони обростають новими масами снігу, захоплюють каміння, землю, дерева тощо. Дуже часто мокрі лавини мають постійні шляхи руху, які називаються *лотками*.

Цікаво, що іноді при падінні лавина світиться в темряві ночі блакитним або жовтуватим кольором, причиною цього явища є електричні розряди, які виникають при терті часток снігу. Багато лавин буває в Альпах (500-600 за зиму), на Кавказі, Памірі, зустрічаються вони і в Карпатах.

Лавини – дуже небезпечне явище, яке завдає великих матеріальних збитків, а інколи й забирають життя людей. Запобігти виникненню лавин можна залісненням схилів, спорудженням терас; захиститися від них можна за допомогою лавинорізів, щитів та дамб, які відводять лавини від споруд.

Льодовик – це маса льоду з постійним закономірним рухом, розміщений в основному на суші, він має певну форму і значні розміри. Утворюються льодовики внаслідок накопичення та перекристалізації атмосферних опадів.

Головне джерело живлення льодовиків – тверді опади, які нагромадилися на дні та схилах западин, з яких і починаються льодовики. Накопичення снігу у від'ємних формах рельєфу відбувається в тому разі, коли кількості тепла, що надходить на земну поверхню на даній території, недостатньо для того, щоб увесь сніг, який випав, міг розтанути.

Отже, для існування льодовиків потрібний вологий клімат з від'ємними температурами взимку та влітку. Влітку можуть спостерігатися і плюсові температури, але період з теплою погодою має бути коротким, щоб сніг, який випав, не встиг розтанути.

Тверді атмосферні опади, які накопичуються в увігнутих формах рельєфу, з часом змінюють свій первісний вигляд. Під дією сонячних променів свіжий сніг у поверхневому шарі розтає. Тала вода просочується в глиб снігу і, замерзаючи, утворює льодяні кристали. Вночі поверхня талого снігу вкривається льодяною кіркою, яка називається *настом*. Одночасно з цим сніг осідає й ущільнюється. В міру подальшого накопичення снігу його нижні шари під тиском верхніх ще більше ущільнюються і переходять у пухирчасту сіро-білу масу, котра складається з деформованих льодяних зерен. Ця маса називається – *фірн*.

Періодичне випадання снігу зумовлює шарувату будову фірну. Потужність його окремих прошарків різна: від кількох міліметрів до десятків сантиметрів. Усе більш ущільнюючись, фірн переходить у білий фірновий лід, а далі в чистий прозорий лід блакитного кольору, який називається *льодовиком* або *глетчерним льодом*.

Зміна кольору та щільності льоду при утворенні льодовиків спричинена видаленням з маси льоду пухирців повітря. Зокрема, пухкий (свіжий) сніг містить до 90% повітря, фірн – 60%, фірновий лід 30%, глетчерний – 15%, а маса 1 м³ складає відповідно 92 кг, 367 кг, 642 кг та 917 кг.

Важливе значення при утворенні льодовиків має *режеляція* (змерзання окремих брил льоду при стиканні). При температурі 0⁰ С режеляція відбувається за нормального тиску, а при більш низьких температурах – за підвищеного. Важливою властивістю льоду є його *пластичність*, тобто здатність текти під дією сили ваги. Пластичність льоду також залежить від температури і тиску. Чим температура ближча до 0°C і, чим більшого тиску зазнає лід, тим пластичнішим він стає. Під дією сили ваги та пластичності льодовики рухаються.

Режим льодовика – характер зміни його об'єму (маси) і форми, що проявляється наступом і відступанням льодовика. Якщо акумуляція в

льодовику рівна абляції, то льодовик буде стабільним. Якщо акумуляція перевищує абляцію, то льодовик наступає. Якщо абляція перекидає акумуляцію, то маса льоду зменшується і льодовик відступає.

Коливання льодовиків – це режим їх наступу та відступу, що пов'язані, перш за все, зі змінами умов живлення та абляції льодовиків. Наступ льодовиків зазвичай спостерігається в холодні та вологі періоди, а відступ – в теплі та сухі.

Рух льодовиків починається тоді, коли товщина їх досягне певної критичної пружності, яка, у свою чергу, залежить від похилів схилів. Звичайно критична товщина льоду становить 15-30 м. Швидкість руху льодовика тим більша, чим більша його потужність, більший похил поверхні та лежання льодовика.

Швидкість руху льодовика збільшується при підвищенні температури повітря, у звуженнях долини. Середня швидкість руху льодовика – 0,5 м/добу. Найбільшу швидкість руху мають льодовики Гренландії – 40 м/добу. Середня частина льодовика та його поверхневі шари рухаються швидше, ніж окраїнні та глибинні. Вдень та влітку швидкість руху більша, ніж уночі та взимку.

Під час руху льодовика в ньому утворюються *поперечні* та *поздовжні тріщини*. Поперечні тріщини виникають при наявності в ложі льодовика різних поперечних уступів. На дуже крутих уступах можуть утворюватися льодопади. Ширина, глибина і довжина тріщин різні. В центральних частинах льодовика поперечні тріщини можуть досягати глибини 250 м (при середніх глибинах до 50 м). Знизу тріщини звужуються і зникають. Після того, як льодовик перейшов різкий уступ, поперечні тріщини зникаються, змерзаються й утворюють на поверхні льоду шви. Подібно до річок, льодовики при зустрічі можуть зливатися в один великий льодовик. Іноді трапляються двохярусні льодовики, які утворюються шляхом натікання одного льодовика на інший.

10.2 Робота льодовиків

Стікаючи по схилах гір, льодовики за допомогою вмерзлого в них каміння та через нерівність дна виконують велику руйнівну роботу – спричиняють льодовикову ерозію. Наслідком цієї ерозії є утворення специфічного ландшафту «кучерявих скель» (куполоподібних горбів) та «баранячих лобів» (яйцеподібних горбів). Такі форми рельєфу характерні для Скандинавії, Кольського півострова, північної частини Північно-американського материка, тобто для шляхів руху давніх льодовиків. Змінена льодовиком місцевість характеризується наявністю борозен-жолобів з глибиною до 1 м і більше, шрамами на твердих породах, полірованими скелями тощо. На гірських схилах утворюються карі (плоскі заглиблення на крутих схилах) та льодовикові цирки (чашоподібні крутостінні ніші).

Для льодовикових долин характерна значна зміна похилів і навіть наявність ділянок із зворотним похилом. Долини мають коритоподібну

форму з широким плоским дном та крутими схилами. Такі долини називаються *трогами*.

Усі продукти руйнування гірських порід (від найдрібніших часточок пилу до великих кам'яних брил), які потрапили в тіло льодовика, називаються *моренами*. Морени, котрі рухаються разом з льодовиком, називаються *рухомими*, а ті, що припинили рух, – *відкладеними*. Морени в тілі рухомого льодовика поділяються на *поверхневі*, *внутрішні* та *донні*.

Поверхневі морени виникають у результаті накопичення на поверхні льодовика уламків гірських порід зі схилів долини, пилу, принесеного з оточуючої місцевості тощо.

Внутрішня морена формується з поверхневого матеріалу, який поглинається тілом льодовика.

Донна морена – це матеріал, який льодовик вибрав з дна, а також частково поглинені внутрішня і поверхнева морени. Для цієї морени характерний окатаний матеріал, подряпані та вкриті штрихами валуни.

Матеріал, який льодовик відкладає у своїй кінцевій частині у вигляді поперечного валу, називається *кінцевою мореною*, а вали, які утворилися по боках льодовика, – *боковою мореною*.

10.3 Танення льодовиків

Льодовик зароджується в зоні додатного снігового балансу. З утворенням льодовика починається його рух і він виходить за межі снігової лінії, нижче якої відбувається танення.

Отже, в льодовиках можна виділити зону живлення (додатний баланс снігу), або фірнову зону, і зону стоку (від'ємний баланс снігу), або язик льодовика. Межа між цими двома зонами називається *фірною лінією*. Найкраще ці зони простежуються в гірських льодовиках.

Зменшення льодовика відбувається як унаслідок механічних причин (видування, обвали), так і шляхом танення та випаровування з його поверхні (*абляції*).

За нормального тиску (1 атм.) лід тоне при температурі 0°C. При збільшенні тиску на 1 атм. температура танення льоду знижується на 0,0073°C, тобто лід може танути при від'ємних температурах. Ось чому навіть узимку з-під льоду витікає вода.

Основні причини, які спричиняють абляцію, – сонячна радіація; теплове випромінювання скель, вільних від снігу; тепле повітря, рідкі опади. Величина абляції великою мірою залежить від експозиції схилів. На льодовиках Середньої Азії абляція на північному схилі значно менше, ніж на південному. Величина абляції зменшується в міру збільшення висоти, на якій знаходиться льодовик у горах, що пов'язано зі зниженням температури повітря.

Розрізняють абляцію *поверхневу*, *внутрішню* та *підльодовикову*.

Поверхневу абляцію спричиняє безпосереднє нагрівання льоду сонячним промінням, теплим повітрям, а також дощами, які випадають на поверхню льоду.

Внутрішня абляція відбувається за рахунок внутрішнього тертя окремих часток льоду, циркуляції повітря та води в товщі *льодовика*.

Підльодовикова абляція виникає внаслідок надходження тепла від поверхні гірських порід, які мають вищу температуру, ніж льодовик, а також при підвищенні тиску на нижній межі льодовика. Найбільше значення в гідрологічних процесах має поверхнева абляція. Внутрішня абляція на стік льодовика та живлення річок практично не впливає.

Хід танення льодовиків повторює хід температури повітря, тобто він буває добовий, сезонний та річний. Ось чому стік у річках, які живляться талими водами льодовиків, характеризується збільшенням витрат води в другій половині дня, навесні, влітку і зменшенням уночі, восени, взимку.

Водність річок з льодовиковим живленням значно збільшується в липні-серпні, коли температура повітря досягає максимальних значень. Ця особливість водного режиму річок гірських районів має велике значення, бо саме в цей період сільське господарство потребує найбільшої кількості води для зрошення. Прискорене танення льодовиків призводить до забруднення їхньої поверхні. Досліди, проведені на льодовику, показали, що забруднений сніг танув у 2-4 рази швидше, ніж чистий. Вода, яка утворилася внаслідок абляції, на поверхні льодовика при стіканні спричинює утворення на ньому тріщин, порожнин, провалів.

Розміри льодовиків змінюються внаслідок зміни інтенсивності абляції. Так, у сучасну епоху льодовики знаходяться в стані *регресії*, тобто відступання. Вони відступають майже в усіх районах північної півкулі, що пов'язано із загальним потеплінням клімату. На Кавказі, наприклад, максимальне зледеніння спостерігалось в середині минулого століття. З того часу, за даними вчених, снігова лінія підвищилася на 70-75 м, тобто зменшилася зона живлення, а разом з нею і площа льодовиків. Кавказькі льодовики відступають із швидкістю 7,2-27,9 м/рік. Ще швидше зменшуються льодовики в горах Середньої Азії.

10.4 Типи льодовиків

Розрізняють два основних типи льодовиків — *материкові (льодовикові щити)* та *гірські*.

Материкові льодовики характеризуються великими розмірами та плоскоопуклою формою, яка не залежить від рельєфу місцевості. Напрямок руху льодовикового щита зумовлений розподілом тиску і похилом його поверхні незалежно від похилу ложа. Абляція в цих льодовиках незначна. Зменшення площі льодовика відбувається за рахунок обламування кінцевих частин льодовика, котрі сповзають в море. Ці уламки утворюють айсберги різної величини.

Айсбергом вважається льодова гора, яка піднімається над рівнем моря не менше, як на 5 м; при меншій висоті це буде уламок айсберга. Внаслідок того, що щільність льоду менша за густину морської води, айсберги на 4/5 свого об'єму занурені у воду.

Особливістю гірських льодовиків є відносно невеликі розміри, залежність форми льодовика від форми трогів, чітка різниця між зоною живлення і зоною стоку, спрямований лінійний рух. Швидкість руху льодовика значна, температура льоду наближається до температури його танення.

Існує багато типів гірських льодовиків. Найбільші з них *кальдерні* (в кратерах згаслих вулканів), *зіркоподібні* (кілька язиків з одного фірнового басейну, розташованого на вершині гори), *карові* (невеликі льодовики, розміщені в заглибленні на схилі), *висячі* (на крутих схилах, у неглибоких западинах, які не мають чіткого обмеження з боків).

Складна будова *долинних льодовиків*. Вони поділяються на *прості*, або *альпійські* (це льодовики, які складаються з одного потоку; у живленні річок вони відіграють незначну роль, найчастіше зустрічаються в Альпах); *складні*, або *кавказькі* (льодовикові потоки з притоками; поширені на Кавказі, значною мірою впливають на водність річок); *деревоподібні*, або *тянь-шаньські* (за зовнішнім виглядом вони нагадують дерево; мають обширну зону живлення, характеризуються великими запасами води і дають значне живлення річкам); *туркестанські* (поширені в Середній Азії; мають малу площу живлення і велику площу стоку).

10.5 Поширення та значення льодовиків

Льодовики вкривають близько 10% поверхні Землі (картосхема поширення льодовиків). В межах Євразійського материка льодовиковий покрив найбільш розповсюджений на островах Північного Льодовитого океану і займає близько 54 000 км², або 80% усієї площі його зледеніння. Основні райони зледеніння знаходяться в Західній Арктиці, це, зокрема, острови Нова Земля, Земля Франца-Йосифа, що вкриті льодом на 87-90%. У міру просування на схід площа зледеніння на островах Арктики зменшується і в архіпелагі Де-Лонга льодовий покрив зустрічається тільки на трьох північних островах.

Найактивнішими є льодовики середньої частини Нової Землі, які мають більше живлення, ніж льодовики Землі Франца-Йосифа, Північної Землі та архіпелагу Де-Лонга, де інтенсивність процесів акумуляції і абляції менша. Серед гірських районів за площею зледеніння перше місце посідає Середня Азія, де нараховується близько 2 500 льодовиків загальною площею понад 17 000 км². Друге місце займає Кавказ, де знаходиться майже 1 400 льодовиків загальною площею 1 970 км². Значне зледеніння характерне для Камчатки, Алтаю, північного та північно-східного Сибіру тощо.

Хоча площа зледеніння в гірських районах набагато менша, ніж в Арктиці, в живленні річок льодовики мають велике значення. Тільки в Середній Азії

запас води, накопичений у льодовиках, визначається 2000-2200 км³. Льодовикові води складають близько 15% стоку річок Середньої Азії та 6% стоку річок, які беруть початок зі схилів Великого Кавказу. Для деяких річок високогірних районів льодовиковий стік досягає 20-30% загальної величини, а подекуди навіть 50-60% (верхів'я Вахшу, Карадар'ї та ін.).

Акумулюючи велику кількість твердих опадів у холодну пору року, льодовики віддають цю законсервовану воду річкам лише влітку. Внаслідок цього річки, в басейнах яких льодовики мають значний розвиток, в теплу пору року відзначаються високою водністю, тимчасом як інші гірські річки, басейни яких не розташовані вище снігової лінії, дуже міліють або зовсім пересихають.

У холодні (вологі) роки льодовиковий матеріал накопичується, а в жаркі (посушливі) – витрачається внаслідок підвищення інтенсивності сніготанення.

Річки з льодовиковим живленням характеризуються літнім водопіллям, яке триває 4,5-6 місяців. Гідрограф стоку цих річок розтягнутий, водопілля ускладнене великими хвилями, які утворюються під час різкого підвищення температури повітря.

Льодовики є важливим джерелом водних ресурсів, особливо в районах зрошуваного землеробства. Об'єм талих вод льодовиків Середньої Азії, наприклад, достатній для зрошення половини посівних площ усього регіону.

Льодовики – є сховищами найчистіших прісних вод. У французьких та швейцарських Альпах талі води збираються в спеціальні дериваційні канали ще під льодовиками і подаються до ГЕС.

Однак, крім користі, льодовики можуть спричиняти великі катастрофи. Зокрема, повені та селі, що утворюються при таненні льодовиків. Це вказує на необхідність вивчення гідрологічного режиму льодовиків і прогнозування їхнього танення.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: снігова лінія, лавина, льодовик, фірн, глетчерний лід, режеляція, морени, абляція, материкові та гірські льодовики, айсберг.

Питання для самоконтролю

1. Які фактори впливають на розміщення снігової лінії?
2. Дайте визначення поняттю лавина, які існують їхні різновидності і де вони виникають?
3. Яким чином відбувається перетворення снігу в глетчерний лід та утворення льодовика?
4. Охарактеризуйте роботу льодовиків.
5. Що таке абляція та яких видів вона буває?
6. Від яких факторів залежить характер зміни об'єму і форми льодовика?

7. Чим обумовлений рух льодовиків?
8. На які типи поділяються льодовики і де вони поширені?
9. Яку роль відіграють льодовики у гідрологічному режимі річок?
10. Охарактеризуйте господарське значення льодовиків.

ЛЕКЦІЯ № 11. ГІДРОЛОГІЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД

План

- 11.1 Загальні відомості
- 11.2 Фізичні властивості порід
- 11.3 Види води в породах
- 11.4 Вологість і водні властивості порід
- 11.5 Фільтраційні властивості порід і рух підземних вод
- 11.6 Умови залягання підземних вод

Завдання на самопідготовку

Питання для самоконтролю

11.1 Загальні відомості

Підземні води – це води, які знаходяться в товщі земної кори, заповнюючи різноманітні пустоти гірських порід: пори, тріщини, каверни тощо. Підземні води є складовою частиною гідросфери, вони перебувають у тісному зв'язку з атмосферними опадами, водами річок, озер, морів, різних штучних водойм та водотоків (водосховищ, ставків, каналів).

Поняття "підземні води" досить широке. Під ними розуміють усі води, які знаходяться нижче поверхні Землі і, перебуваючи в різних фізичних станах – газоподібному (пара), рідкому чи твердому (лід), мають найрізноманітніші форми накопичення та умови залягання. Це води ґрунтового шару, верховодка, ґрунтові (безнапірні) й артезіанські (напірні). До підземних вод належать тріщинні і карстові води, а також ті води боліт, які знаходяться нижче їхньої поверхні і являють собою різновидність ґрунтових вод.

Згідно з глибинним розподілом підземних вод у верхній частині земної кори виділяють дві зони: *зону аерації* і *зону насичення*. *Зона аерації* – це крайня верхня частина земної кори; вона характеризується наявністю атмосферного повітря і водяної пари в пустотах гірських порід та частковим заповненням пустот гравітаційною водою. В зоні аерації знаходяться води ґрунтового шару і верховодка. *Зона насичення* характеризується тим, що пори, тріщини та інші пустоти гірських порід цілком заповнені гравітаційною водою.

Нижче від зони аерації та зони насичення у земній корі знаходяться *артезіанські (напірні) води*.

11.2 Фізичні властивості порід

Гірські породи як колектори підземних вод характеризуються такими основними фізичними властивостями: *щільність, пористість і гранулометричний склад*.

Щільність гірської породи – це відношення її маси до об'єму. Розрізняють щільність сухої породи і щільність породи за природної вологості. Порода складається зі скелета, що являє собою частки власне породи, та різних пустот між цими частками. Такі пустоти заповнюються повітрям, водою або льодом. Щільність такої породи завжди менше щільності її скелета. Всі пустоти в породах називають порами, вони і зумовлюють *пористість* породи.

У скельних масивних породах ці пустоти виражені тріщинами, що виникли під впливом на породу різних ендегенних та екзогенних процесів. У розчинних породах, якими є вапняки, доломіти, соленосні відклади, пустоти являють собою каверни і канали, що утворились в результаті розчинення та вилуговування порід. У пухких осадових породах пористість обумовлена нещільним приляганням часток, які складають ці породи.

Пори за їхнім розміром поділяються на: некапілярні (діаметром більше 1 мм), капілярні (від 0,0002 до 1 мм) і субкапілярні (менше 0,0002 мм).

Пористість різних порід неоднакова і може змінюватись у значних межах від частин процента до кількох десятків процентів. Так, у вивержених порід (гранітів, базальтів та ін.) вона коливається від 0,05 до 6-7%, у вапняків і доломітів – від 0,2 до 34%, у пісковиків – від 3,5 до 28%. Дуже велику пористість має торф (76-89%).

Гранулометричний склад порід – це характеристика тих чи інших осадових утворень за розміром часток, з яких складені ці утворення. Розміри таких часток можуть бути найрізноманітнішими – від глинистих і піливатих (діаметром 0,05-0,005 мм і менше) до гальок і валунів (діаметром від 10 до 100 мм). Гранулометричний склад порід є важливим показником при характеристиці їхньої пористості. Маючи дані про гранулометричний склад породи, можна скласти уявлення про її фільтраційні властивості.

11.3 Види води в породах

За характером зв'язку з частками породи, мірою обводнення цих часток і способом переміщення підземні води поділяють на кілька видів.

Найпоширенішим є такий поділ: *гігроскопічна вода, плівкова вода, капілярна вода і гравітаційна вода*.

Наявність *гігроскопічної води* обумовлюється здатністю породи вбирати водяну пару. Така вода утворюється за рахунок того, що водяна пара обволікає частку породи шаром в одну молекулу. Обволікання може бути як часткове, так і повне, тобто водяна пара може вкривати породу несучільним чи суцільним шаром. Стан, коли частка породи обволікається суцільним одномолекулярним шаром, називається *максимальною гігроскопічністю*.

Молекули гігроскопічної води досить тісно зв'язані з частками гірської породи завдяки електромолекулярним силам, які виникають між молекулами води та породи. Гігроскопічна вода, будучи тісно зв'язаною з породою, перебуває під великим тиском і тому не може вільно переміщуватись. Лише при нагріванні до 105-110°C вона відокремлюється від породи. Гігроскопічну воду називають ще міцно зв'язаною водою.

Плівкова вода, як і гігроскопічна, утримується на поверхні часток гірської породи завдяки електромолекулярним силам, які виникають між молекулами води та породи. На відміну від гігроскопічної, плівкова вода обволікає частки породи суцільним шаром у кілька рядів молекул. Вона перебуває лише в рідкому стані і здатна переміщуватись у породі з однієї частки на іншу в напрямку від більш вологих ділянок до сухіших. Плівкову воду характеризують ще як рихлозв'язану воду.

Капілярна вода – це вода, яка заповнює частково чи повністю капілярні пустоти породи. При насиченні породи водою може виникнути такий стан, коли електромолекулярні сили вже не здатні утримувати воду на частках породи у вигляді плівки завтовшки в кілька молекул. Тоді вільна від цих сил вода розміщується в пустотах між частками породи, вкритих водяною плівкою, заповнюючи лише кути між плівковою водою. Така вода утримується силами поверхневого натягу, її називають водою кутів пор, що є різновидністю капілярної води. При подальшому насиченні пор водою утворюється власне капілярна вода, або капілярно-рухома вода.

Капілярна вода переміщується завдяки силам поверхневого натягу, які виникають у місці створення меніска в капілярній пустоті, а також завдяки силам тяжіння.

Капілярна вода має різновиди. Це *капілярно-підвішена вода*, яка формується у верхній частині ґрунтового шару за рахунок атмосферних опадів і не зв'язана з ґрунтовими водами, що залягають нижче; *капілярно-піднята*, яка розміщується над горизонтом ґрунтових вод і формується завдяки підняттю вологи від їхнього рівня, зволожуючи певну зону порід, котру називають *капілярною зоною (капілярною каймою)*. Швидкість і величина капілярного підняття вологи залежать від гранулометричного складу породи. Максимальні значення швидкості характерні для крупнозернистих пісків, мінімальні – для суглинкових і глинистих порід.

Капілярна вода відіграє важливу роль у насиченні ґрунтів водою, живленні ґрунтових вод і живленні рослин. Капілярна вода через поверхню ґрунту або листя рослин випаровується, сприяючи процесам кругообігу води в природі. Це свого роду сполучна ланка між водами літосфери, біосфери й атмосфери.

Відомості про капілярну воду, висоту капілярного підняття і капілярну зону мають дуже важливе значення при вивченні формування ґрунтових В на зрошуваних масивах, регулювання на них водного режиму з метою оптимального забезпечення вологою сільськогосподарських культур.

Гравітаційна вода – це вода в рідкому стані, яка заповнює всі пустоти породи і підпорядкована тільки силам гравітації, тобто земному тяжінню. В

своєму переміщенні вона залежить лише від цих сил і абсолютно не підпорядкована силам молекулярного чи поверхневого натягу. Гравітаційну воду називають ще вільною водою.

Об'єм гравітаційної води в насичених породах (у зоні насичення) залежить від їхнього гранулометричного складу. В гальці, гравії, піску гравітаційна вода є основним видом підземних вод. У глинах, хоча вони мають найбільшу пористість, завдяки малим розмірам пор гравітаційна вода практично відсутня. Тут переважають гігроскопічна вода, плівкова вода, капілярна вода, які не піддаються силам гравітації і не переміщуються під їхньою дією. Тому глини є практично водонепроникними і в природі відіграють роль водотривів.

За станом, у якому перебуває вода в гірських породах, розглядають окремо воду в твердому стані і пароподібну воду. Крім того, виділяють ще кристалізаційну та хімічно зв'язану воду.

Вода в твердому стані – це гравітаційна вода, що замерзла при температурі 0°C і нижче. В гірських породах вода перебуває у вигляді кристалів, прошарків чи лінз льоду. При замерзанні гірської породи не вся вода переходить у твердий стан. Частина води, а саме гігроскопічна та плівкова і частково капілярна, залишається в рідкому стані, тому що температура замерзання цих різновидів води значно нижча за 0°C. Так, гігроскопічна вода замерзає лише при температурі - 78°C.

Пароподібна вода, або водяна пара. Крім гігроскопічної води, яка обволікає у вигляді водяної пари частки породи, в останніх існує також вільна пароподібна вода. Разом з повітрям вона заповнює пустоти, куди надходить з наземного повітря або за рахунок процесів підземного випаровування інших видів води. Пароподібна вода завжди перебуває в русі, переміщуючись від місць з більшою пружністю водяної пари до місць, де пружність її менша. За відповідних температурних умов така вода частково конденсується в краплинно-рідку воду і поповнює гравітаційну воду, формуючи горизонти підземних вод.

Пароподібна вода, як і гравітаційна, бере активну участь у кругообігу води в природі.

Кристалізаційна вода і хімічно зв'язана займають у гірських породах особливе місце. За своїм станом вони зовсім не схожі на воду інших видів. Кристалізаційна вода є складовою частиною мінералів і входить в їхню кристалізаційну решітку у вигляді молекул H₂O. Прикладом мінералів, що мають кристалізаційну воду, є гіпс, мірабіліт, сода. Міцність зв'язку кристалізаційної води в мінералах різна, однак здебільшого випадків виділення її з мінералів відбувається при температурі 300-400°C. При обезводненні мінералів з кристалізаційною водою залишаються сполуки, одержані немов би простим відніманням від них води. При цьому мінерал, втрачаючи кристалізаційну воду, не руйнується, але змінює деякі свої властивості. Так, гіпс, втрачаючи дві молекули води, переходить в ангідрит.

Хімічно зв'язана вода – це вода, яка також входить до складу мінералів, проте в кристалічній решітці вона перебуває не у вигляді молекул води, а

гідроксильного та водневого іонів. Ця вода найміцніше зв'язана з мінералами і здебільшого вона виділяється при температурі 500-600°C при повному розпаді мінералу, в якому вона міститься. Кристалізаційна і хімічно зв'язана вода не беруть участі в кругообігу води в природі.

11.4 Вологість і водні властивості порід

Пористість гірських порід, їхній гранулометричний склад і види води, яка в них міститься, визначають вологість і основні водні властивості порід: *вологоємність, водовіддачу, дефіцит вологи та водопроникність*.

Вологість порід зумовлюється наявністю в них певної кількості води. Розрізняють *природну вологість, вагову, об'ємну та відносну*.

Природна вологість – це вміст води в породі за природних умов. Одна і та ж порода залежно від конкретних умов може мати різну вологість. Тому природна вологість визначається на певний час і виражається відношенням маси води в породі до маси породи після її висушування при температурі 105-110°C;

Вологість породи, яка визначається відношенням маси води в породі до маси сухої породи, називається *ваговою вологістю*. Розрізняють ще *об'ємну вологість*, яка являє собою відношення об'єму води, що міститься в породі, до об'єму всієї породи. Відношення об'ємної вологості до пористості породи показує ту частину пор, яка зайнята водою, і називається *відотною вологістю*. В абсолютно сухій породі відносна вологість дорівнює нулю, а при цілковитому заповненні пор водою – одиниці.

Вологоємність. За певних природних умов гірські породи можуть мати різну вологість, проте вони не завжди будуть повністю насичені водою. Міра насиченості порід водою визначається *вологоємністю*, тобто здатністю порід вбирати й утримувати в собі певну кількість води. Розрізняють породи досить вологоємні (торф, глини, суглинки), слабо вологоємні (крейда, пухкі пісковики), невологоємні (скельні порола галечники).

Розрізняють вологоємність *повну, капілярну, найменшу, або польову та максимальну молекулярну*.

Повна вологоємність – це максимальний вміст води в породі при повному насиченні її пор. Для пісків вона дорівнює пористості, для глинистих і суглинкових порід, здатних збільшувати свій об'єм при насиченні їх водою, повна вологоємність може бути дещо більша від пористості.

Капілярна вологоємність – це найбільша кількість води, яка утримується в капілярах породи при їх повному насиченні. Для глинистих пори і тонкозернистих пісків вона дорівнює повній вологоємності.

Максимальна молекулярна вологоємність – це найбільша кількість гігроскопічної та плівкової води, яка утримується частками породи, тобто найбільша кількість води, що утримується лише силами молекулярного притягання часток породи. Максимальна молекулярна вологоємність у порід з різними діаметрами часток за інших рівних умов буде різною.

У ґрунтознавстві максимальна кількість води, яка утримується в поріді при неповному насиченні незалежно від механізму її утримання (наприклад, капілярними силами) називається *найменшою*, або *польовою вологоємністю*. В цьому випадку вода не заповнює пор, а знаходиться лише на поверхні часток породи.

Водовіддача – це здатність водонасиченої породи віддавати воду шляхом вільного стікання. Величина водовіддачі визначається відношенням об'єму води, що вільно стекла, до об'єму всієї породи. Величина водовіддачі менша за величину пористості.

Величина водовіддачі гірської породи залежить від її гранулометричного складу або розміру та стану тріщин і пустот (для скельних і закарстованих порід). При вільному стіканні майже всю воду віддають галечникові гравійні породи, а також тріщинуваті скельні та закарстовані породи. Дрібнозернисті (особливо глинисті) піски значну частину води втримують у собі у вигляді гігроскопічної, плівкової та капілярної. Найменша, або практично відсутня, водовіддача у глин.

Дефіцит вологи, або *недостача насичення*, – це кількість води, яка може додатково вміститись у поріді в природних умовах вологості. Визначається цей показник за різницею між повною вологоємністю і природною вологістю.

11.5 Фільтраційні властивості порід і рух підземних вод

Дуже важливою водною характеристикою гірських порід є їхня *водопроникність*, під якою розуміють здатність порід пропускати крізь себе воду. Кількісно *водопроникність* визначається величиною *коефіцієнта фільтрації*, котрий відображає швидкість фільтрації води при напірному градієнті, рівному одиниці і виражається в м/добу, см/с, м/с.

Розуміння суті коефіцієнта фільтрації базується на законі Дарсі, за яким кількість води (Q), що просочується крізь породу за одиницю часу, прямо пропорційна коефіцієнту фільтрації (к), падінню напору (h), площі поперечного перетину породи (F) та обернено пропорційна довжині шляху фільтрації (L):

$$Q = khF/L, \quad (11.1)$$

Падіння напору (h) — це різниця рівнів ($h = H_1 - H_2$) у двох точках підземного потоку А і Б.

За водопроникністю, або фільтраційними властивостями, всі гірські породи поділяють на три групи: *водопроникні* (галька, гравій, добре відсортований чистий пісок, а також закарстовані та тріщинні породи), *напівпроникні* (глинисті піски, торф, лесовидні, скельні та напівскельні і закарстовані породи, пустоти та тріщини яких заповнені дрібнозернистими і глинистими відкладами); *водонепроникні*, або *водотривкі* (глини та масивно-кристалічні породи).

Слід зазначити, що в природі абсолютно водонепроникних порід немає. Усі вони якоюсь мірою пропускають крізь себе воду, особливо протягом

тривалого геологічного часу. Проте в деяких із них швидкість фільтрації води така мала, що ці породи при спеціальних дослідженнях підземних вод вважаються практично водонепроникними. З точки зору практичних потреб усі породи поділяють лише на водопроникні і водонепроникні.

Відповідно до характеру пористості порід у природі існує два види руху гравітаційних підземних вод – ламінарний і турбулентний.

Ламінарний рух спостерігається в породах з малими порами (тріщинами). Він полягає в тому, що окремі струмені води переміщуються паралельно з незначними швидкостями, утворюючи суцільний потік.

Турбулентний рух спостерігається в тріщинуватих породах з широкими тріщинами, характеризується великими швидкостями, завихреннями і порушеннями суцільного потоку.

Турбулентний рух у природі спостерігається дуже рідко – лише у великих тріщинах, а також при надходженні води в гірничі виробки чи водозабірні споруди, тому при вирішенні більшості задач гідрології підземних вод застосовується закон ламінарного руху.

Швидкість руху гравітаційних підземних вод визначають переважно в полі. Є кілька польових методів. Усі вони базуються на тому, що у свердловину, розташовану в одному місці, запускають певну речовину, яку потім легко визначити у воді, і контролюють час появи цієї речовини в іншій свердловині, розташованій на деякій відстані від першої в напрямку руху підземних вод. Поділивши відстань між свердловинами (L) на час (T), за який її пройшла речовина, одержують дійсну швидкість руху підземних вод (V):

$$V = L/t, \quad (11.2)$$

Речовинами, які використовуються з цією метою, є кухонна сіль, розчин флюоресцеїну, хлористий амоній тощо. Способи, за допомогою яких фіксують появу речовин у другій свердловині, можуть бути хімічні або електричні.

11.6 Умови залягання підземних вод

Залягання підземних вод обумовлюється насамперед геологічною будовою території, на якій ці води поширені. Розроблено більше десяти класифікацій підземних вод за умовами їхнього залягання. Найбільш, вдалою є класифікація О.М. Овчиннікова. За цією класифікацією підземні води поділяються на три типи: *верховодку*, *грунтові води* й *артезіанські води*.

Верховодка – це підземні води, які залягають поблизу земної поверхні, розташовуючись у зоні аерації. Основними рисами підземних вод цього типу є невимірність у вертикальному розрізі і по площі, непостійність у часі та незначна потужність обводнених порід. Як правило, площа поширення верховодки визначається неоднорідністю водотривких порід, що підстеляють більш проникні відклади. Верховодка накопичується переважно на поверхні глин, суглинків та інших слабопроникних порід, які знаходяться у водопроникних породах у вигляді окремих лінз або прошарків, залягаючи в кілька ярів.

Розташовуючись у зоні аерації, верховодка зазнає різного роду змін, спричинених гідрометеорологічними умовами. У маловодні роки вона може зникнути, в багатоводні – займати великі площі, взимку, особливо у північних широтах, повністю перемерзнути, а влітку в південних районах – пересохнути.

Дуже близькими до верховодки є *води ґрунтового шару*, під якими розуміють сукупність усіх вод, що можуть перебувати в орному ґрунті як у різних станах (газоподібному, рідкому, твердому), так і в різних видах (гігроскопічна, плівкова, капілярна, гравітаційна). Якщо ділянка не заболочена, то гравітаційна вода може бути лише в періоди підвищеної вологості (під час інтенсивного сніготанення, тривалих дощів, інтенсивного зрошення тощо).

У ґрунтознавстві води ґрунтового шару називаються *ґрунтовою вологою*.

Ґрунтові води – це гравітаційні води першого від поверхні постійного водоносного горизонту, основною особливістю їх є вільна безнапірна поверхня, зумовлена відсутністю водотривкої покрівлі. Як правило, ґрунтові води залягають у пухких відкладах четвертинного періоду "ґрунтах", звідки і пішла їхня назва. Проте ґрунтові води можуть залягати і між водотривкими (водонепроникними) горизонтами порід різного віку, а також у дочетвертинних скельних утвореннях аж до кристалічних порід докембрійського періоду включно. І в цьому разі основною їхньою ознакою є вільна безнапірна поверхня.

Ґрунтові води, які знаходяться в тріщинних скельних породах, називають *тріщинно-ґрунтовими*, а в порожнинах закарстованих порід – *карстовими*.

Відповідно до походження четвертинних відкладів, з якими пов'язані ґрунтові води, останні поділяються на алювіальні, делювіальні, пролювіальні тощо. Всі ґрунтові води, які містяться в дочетвертинних породах, об'єднуються поняттям "ґрунтові води корінних порід».

До ґрунтових вод відносять також верховодку, бо вона має безнапірну поверхню.

Ґрунтові води, маючи на площі свого поширення вільну поверхню, в окремих місцях можуть залягати під відносно водотривкими породами, в результаті чого створюється незначний місцевий напір.

Залежно від умов залягання ґрунтові води поділяють ще на *ґрунтовий потік* і на *басейн ґрунтових вод* (ґрунтовий басейн). Мотивують це тим, що ґрунтовий потік, на відміну від басейну ґрунтових вод, має такий похил поверхні води, який забезпечує їх вільний стік. У басейні ґрунтових вод вільного стоку майже немає. В цьому випадку вода може переміщуватись переважно в шари, розташовані нижче.

Ґрунтові води називають міжпластовими безнапірними водами, якщо вони залягають між двома водотривкими горизонтами і своїм рівнем не досягають верхнього горизонту, тобто мають вільну поверхню.

Поверхня ґрунтових вод називається їхнім *дзеркалом*. Водонепроникні породи, які підстеляють ґрунтові води, називаються *водотривким горизонтом*. Відстань між дзеркалом ґрунтових вод і водотривким

горизонтом визначається як *товщина*, або *потужність*, горизонту ґрунтових вод. Залежно від геологічної будови конкретної території потужність горизонту ґрунтових вод в її межах може коливатись від кількох десятків сантиметрів до 50 м і більше.

Дзеркало ґрунтових вод у згладженій формі відтворює рельєф території, на якій ці води поширені. Оскільки рельєф знижується до річкових долин, озерних улоговин, у такому ж напрямку знижується і дзеркало ґрунтових вод, що обумовлює їхній рух у напрямку зниження рельєфу – до річок і озер.

Відстань від земної поверхні до дзеркала ґрунтових вод визначає глибину їх залягання. На території України глибина залягання ґрунтових вод коливається від 0,0-0,5 м (в болотних і алювіальних відкладах північно-західної частини) до 10-20 м, рідше до 25 м (у лесовидних суглінках південних районів). На масивах зрошення в цих районах ґрунтові води, особливо верховодка, залягають на глибині кількох метрів, а в окремих місцях ґрунтові води, що формуються під впливом зрошувальних вод, досягають земної поверхні, заболочуючи певні ділянки.

Ґрунтові води тісно зв'язані з водами річок, озер, водосховищ, морів, а також штучно створених каналів різного призначення (обводнювальних, зрошувальних, дренажних тощо), часто поповнюються за їхній рахунок або ж самі живлять поверхневі води.

Своєрідними умовами залягання характеризуються *артезіанські води*. Це підземні води, які залягають між водотривкими горизонтами і, перебуваючи під напором, при розкритті їх буровими свердловинами піднімаються вище від покрівлі водоносного пласта (вище подошви верхнього водотривкого горизонту). При достатній величині напору чи відповідних рельєфних умовах (наприклад, долини річок) ці води, фонтануючи, виливаються на денну поверхню. Артезіанські води називаються також *напірними* або *міжпластовими напірними водами*.

Артезіанські води одержали свою назву від провінції Артуа у Франції, де в XII ст. вперше в Європі була виявлена фонтануюча підземна вода. Нині артезіанськими водами називають усі підземні води, які залягають у більш-менш глибоких пластах, мають напір і навіть не фонтанують. У практиці, і особливо в побуті, свердловини, які розкривають такі води, також називають артезіанськими.

Залягаючи в досить великих від'ємних (синклінальних) геологічних структурах, артезіанські води утворюють артезіанські басейни, які складаються з трьох областей: живлення, напору і розвантаження підземних вод.

В області живлення підземні води артезіанського басейну поповнюються за рахунок атмосферних опадів та поверхневих вод. Фільтруючись крізь товщу осадових порід, артезіанські води надходять у глибші шари осадових утворень, поповнюючи ресурси ґрунтових або слабонапірних вод, що в даному випадку є складовими частинами водоносних горизонтів артезіанських басейнів. Отже, в області живлення артезіанського басейну поширені лише ґрунтові або слабонапірні підземні води.

Область напору – це та частина артезіанського басейну, в якій рівень підземних вод може піднятися вище підошви водотривкої покрівлі водоносного горизонту. Відстань від водотривкої підошви по вертикалі до місця, на якому встановлюється рівень напірних вод, називається *напором*. Часто цей рівень називають *п'єзометричним*.

Область розвантаження артезіанського басейну – це та його частина, де напірні води виходять на денну поверхню у вигляді джерел або потрапляють у річки, озера, моря. В гіпсометричному відношенні вона розташовується нижче областей живлення та напору.

Артезіанські (напірні) води, рухаючись з області живлення в область розвантаження, часто за сприятливого рельєфу можуть виходити на денну поверхню переважно в річкових долинах, де вони йдуть на поповнення алювіальних, болотних та річкових вод. Такі ділянки артезіанського басейну називаються *областю дренажу* артезіанських вод.

В Україні артезіанськими є Дніпровсько-Донецький та Причорноморський басейни. Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн розташований у Придніпровській низині. Область його живлення знаходиться в межах Середньоросійської височини, область розвантаження – в межах Дніпра. Річки Десна, Сула, Псьол, Ворскла з їхніми притоками (особливо в гирлових частинах) є його областями дренажу. Причорноморський артезіанський басейн займає Причорноморську низовину. Його областю живлення є Придніпровська та Приазовська височини, котрі розташовуються в межах піднятої геологічної структури – Українського кристалічного щита. Областю розвантаження Причорноморського артезіанського басейну є Чорне й Азовське моря та Сиваш, а найбільшими областями дренажу – Південний Буг і Дніпро.

Напірні (артезіанські) і ґрунтові води часто перебувають у тісних взаємозв'язках, що залежить від геологічної будови території поширення підземних вод. В одних випадках ґрунтові води поповнюють напірні водоносні горизонти, в інших – останні підживляють ґрунтові води.

Найбільше ґрунтові і напірні води взаємозв'язані в річкових долинах та інших пониженнях рельєфу, де відбувається дренажу водоносних горизонтів, у результаті чого річкові або озерні води поповнюються за рахунок підземних вод. Поповнення річкових вод у результаті дренажу водоносних горизонтів за рахунок надходження ґрунтових чи напірних вод у річку, називається *підземним живленням річок*.

Підземні води можуть надходити в річки безпосередньо в їхньому руслі або виходити на денну поверхню джерелами в річкових долинах, ярах, балках. Зібравшись у струмки, джерельні води збігають по земній поверхні в річки.

Коли на денну поверхню виходять ґрунтові (безнапірні,) води, такі джерела називають *низхідними*, бо вода вільно збігає в товщі водоносної породи ("низходить") з підвищених ділянок рельєфу на нижчі. Джерела біля виходу на поверхню напірних вод називаються *висхідними*, бо вони формуються з вод, які піднімаються вгору з нижніх водоносних шарів.

За іншими ознаками джерела поділяються на постійні, періодичні, сезонні, прісні, мінеральні, холодні, термальні, тріщинні, карстові тощо.

Виходи на поверхню підземних вод часто є початком (виток) річки. В такому випадку витік річки має вигляд невеликого болота або озера, окремого джерела або кількох джерел.

Виділяють ще глибинні підземні води. Це води, які залягають на великих глибинах. Вони завжди напірні. Розвантажуються шляхом надходження по тектонічних тріщинах або розломах у водоносні горизонти, що залягають вище, або ж виходять безпосередньо на денну поверхню у вигляді джерел. У нафто-газоносних районах (наприклад, у Дніпровсько-Донецькій западині) глибинні води можуть розливатися самі, якщо їх досягають свердловинами.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: підземні води, зона аерації, зона насичення, гігроскопічна вода, плівкова вода, капілярна вода, гравітаційна вода, капілярна зона, вологість, вологоємність, водовіддача, дефіцит вологи, водопроникність, коефіцієнт фільтрації, верховодка, ґрунтові води, дзеркало ґрунтових вод, потужність горизонту ґрунтових вод.

Питання для самоконтролю

1. Дайте визначення поняттю підземні води.
2. Які зони виділяються в земній корі згідно з глибинним розподілом підземних вод?
3. Охарактеризуйте фізичні властивості гірських порід як колекторів підземних вод.
4. На які види поділяють підземні води за характером зв'язку з частками породи, мірою обводнення цих часток і способом переміщення?
5. В якому фізичному стані може перебувати вода в гірських породах?
6. Які існують основні водні властивості порід?
7. Що називається водопроникністю і чим вона визначається?
8. Як поділяються породи за фільтраційними властивостями?
9. На які групи поділяються підземні води за умовами їхнього залягання?
10. Охарактеризуйте умови залягання верховодки, ґрунтових та артезіанських вод?

РОЗДІЛ 3. ГІДРОЛОГІЯ ОКЕАНІВ І МОРІВ

ЛЕКЦІЯ № 12. СВІТОВИЙ ОКЕАН ТА ЙОГО ЧАСТИНИ. ХІМІЧНІ І ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ОКЕАНІЧНОЇ ВОДИ

План

- 12.1 Океанологія як наука
- 12.2 Гіпотези походження і розвитку океанів
- 12.3 Світовий океан та його частини
- 12.4 Сучасні методи океанологічних досліджень
- 12.5 Склад морської води
- 12.6 Температурний режим океану
- 12.7 Водний баланс Світового океану

Завдання на самопідготовку

Питання для самоконтролю

12.1 Океанологія як наука

Океанологія – наука про природні процеси в Світовому океані. Світовий океан – безперервна водна оболонка земної кулі, над якою виступають елементи суші – материки і острови та яка має спільний сольовий склад.

Океанологія розглядає Світовий океан одночасно і як складову частину гідросфери, і як цілісний планетарний природний об'єкт, який взаємодіє з атмосферою і літосферою, материковим стоком, і де в складному взаємозв'язку протікають фізичні, хімічні, геологічні й біологічні процеси.

Головне завдання океанології – визначення загальних закономірностей природи океану як єдиного цілого. Методологічна основа їхнього пізнання – вивчення трансформації і обміну речовин та енергії в океанічних водах, а також між водами суміжними з ними середовища.

Океанологія базується на фактичних даних вимірювання глибин, температури, солоності, течій, хвиль, кольору, прозорості води, вмісту розчинених хімічних речовин і сполук, різних біологічних та інших показників, опираючись на теоретичні положення фізики, математики, хімії, біології; використовує методи системного аналізу та електронно-обчислювальну техніку.

Найбільш важлива прикладна задача океанології – наукове забезпечення ефективної діяльності морських галузей народного господарства, гарантування безпеки підводного і надводного мореплавання, використання біологічних ресурсів вод і дна океану, удосконалення методів прогнозу погоди та ін.

Океанологія – комплексна наука, що об'єднує декілька напрямків, кожне з яких вивчає певний аспект природи океану. *Фізична океанологія* (фізика океану) досліджує фізичні процеси в океанічних і морських водах, закономірності взаємодії океану і атмосфери. *Хімічна океанологія* (хімія

океану) вивчає хімічні властивості, склад, фізико-хімічні процеси вод Світового океану. *Геологія океану* (морська геологія) вивчає геологічні, геофізичні, геохімічні процеси, що протікають на дні та в надрах Світового океану і пов'язані з ними закономірності утворення корисних копалин в океанах і морях; до геологічного вивчення океану відноситься і дослідження геології і геоморфології берегової частини океанів і морів, біологічна океанологія (біологія океану) досліджує тваринний і рослинний світ океанів та морів, формування біологічної продуктивності океанічний і морських вод, та процеси, що протікають в них.

12.2 Походження і розвиток океанів

Сукупність багатьох і різноманітних розробок з проблем походження дна океану дозволила дійти висновку про об'єднання точок зору в три провідні гіпотези:

- а) первинність океанів, або утворення їх в період виникнення земної кори безпосередньо;
- б) вторинного утворення улоговин океану в межах окремих ділянок материкової земної кори;
- в) формування океанів в результаті дії горизонтальних рухів окремих брил земної кори.

Гіпотеза первинності океанів уперше була запропонована відомим американським геологом і географом Дж. Дана. За цією гіпотезою земна кора океанічного типу є вихідною, континенти являють собою наслідки еволюції океанів. Механізм перетворення океанічної земної кори в континенти здійснювався за допомогою геосинклінального процесу.

На користь викладеної точки зору одним з найважливіших доказів Дж. Вільсон вважав розростання континентів уздовж периферії, за рахунок приєднання все нових ділянок до окрайків платформи, які зазнали складчастості і подальшу консолідацію.

Згідно цієї гіпотези важко встановити сучасне положення континентів. Існують і мікроконтиненти (наприклад, о. Мадагаскар), які не мають геосинклінальних структур, що обрамовують цей острів. Не вписується в цю гіпотезу і система серединно-океанічних хребтів. Але саме в цій гіпотезі відображена вся геологічна історія, тому ця теорія має багато прихильників.

Протилежна точка зору розвивається прихильниками теорії "океанізації". Згідно цієї ідеї всі океани, чи принаймні – Атлантичний, Північний Льодовитий і Індійський, а також окрайні й середземні глибоководні моря, виникли у вигляді вторинних утворень на місці первісної земної кори.

Ця гіпотеза пояснює багато структурних рис будови океанів і материків, але нездоланною перешкодою, з якою дана гіпотеза зустрічається, є питання про механізм знешкودження гранітного шару і загального зменшення товщі земної кори.

Гіпотезу горизонтального переміщення материків, або мобілізму, вперше обґрунтував ще в 1912 році німецький геофізик і метеоролог А. Вегенер.

Учений вважав, що частини верхнього шару, тобто земної кори, повільно плавають на нижньому розплавленому шарі, як велетенські крижини по воді. Він припускав, що багато мільйонів років тому на поверхні Землі існував один велетенський материк Пангея (від грец. – суцільна Земля), оточений океаном Панталасою (від грец. – суцільне море). Згодом цей материк під впливом обертання Землі та притягання Місяця розколовся на окремі частини, які почали розходитися у різні боки. Північна Америка відділилася від Європи, а Південна – від Африки, повільно пересувалися на захід. Індостан також відділився від Африки і рушив на північний схід, Австралія почала відходити на схід, Антарктида на південь.

Обґрунтовуючи свою гіпотезу А. Вегенер виходив, по-перше, з наочної схожості контурів західного й східного берегів Атлантичного океану, схожості їх геологічної будови і загальності передмезозойської фауни і флори Америки і Нового Світу. Важливу роль в обґрунтуванні і затвердженні цієї гіпотези, як і в наступних мобілістських розробках, мало уявлення про Гондвану – гіпотетичний південний материк, який в передмезозойський час об'єднував Африку, Індостан, Антарктиду, Австралію, Південну Америку (570-440 млн. років тому). Визнання Гондвани ґрунтувалося на кількох показниках, які вказували на загальність органічного світу і геологічної історії перелічених континентів і Індійського субконтиненту.

Гіпотеза А. Вегенера була зустрінена більшістю вчених спочатку з великим ентузіазмом, невдовзі, проте, помітно втратила своїх прихильників. Геофізиками було доведено, що сил обертання Землі і припливної сили, які А. Вегенер вважав в якості головних рухомих сил материкових брил, безумовно, вкрай не досить для такого руху материків.

Нова активізація мобілістської концепції відбулися протягом 60-70 років ХХ століття. Синтетичний вигляд неомобілізму отримав гіпотезу у вигляді «нової глобальної тектоніки», її суть ґрунтується, головним чином, на матеріалах геофізичних досліджень дна Світового океану. Ця гіпотеза визначає можливості горизонтальних переміщень досить великих ділянок літосфери (плит) на величезні відстані. Провідний механізм горизонтальних рухів земної кори – це конвекційні явища, що виникають і зазнають розвитку в межах астеносфери. В зонах здійснення конвекційних потоків формуються серединно-океанічні хребти.

Під серединно-океанічними хребтами, як показали дослідження, земна і кора дуже тонка, має меншу щільність, інші магнітні властивості, посилені теплові потоки. Під впливом конвекційних течій магнітної речовини дно розколюється, а його частини розходяться в різні боки. Ученими підраховано, що пересічна швидкість розсування плит на земній поверхні становить до 2 см на рік, а в деяких випадках – до 16-18 см на рік. Уздовж осьової частини хребта, у рифтовій долині, через розломи надрова речовина виходить на поверхню земної кори, потім застигає і твердіє. Встановлено, що такі процеси повторюються багаторазово і щоразу магма виливається на поверхню дна, створюючи базальтову кору. Оскільки надходження нових порцій глибинного, надрового матеріалу одночасно обумовлює відтиснення в боки тієї частини

плити, що сформувалася раніше, то цей процес взагалі веде до розширення чи розростання океанічного дна – до спрединга. Прихильники цієї гіпотези вважають, що матеріал, піднятий з глибини мантії, поступово відтручується новими порціями магми і через багато мільйонів років досягає материків, де занурюється під них у зоні глибоководних жолобів. В зоні субдукції містяться глибоководні тренчі та інші характерні форми рельєфу. Отже, дно океанів пересувається і постійно оновлюється в рифтових зонах.

Прихильники мобілізму твердять, що впродовж 500-600 млн. років материки могли кілька разів сходитись і розходитись, утворюючи в місцях зіткнення гірські системи, такі як Аппалачі, Скандинавські, Уральські гори, Кордильєри, Анди, Гімалаї, Кавказ та інші.

З переміщенням гігантських літосферних плит пов'язані глобальні зміни в природі. Так, вчені вважають, що збільшення об'єму ложа Світового океану завдяки переміщенню материків привело до того, що від останніх етапів мезозойської ери до цього часу рівень Світового океану знизився на 100-200 м; вулкани і землетруси характерні для районів глибинних розломів, які переходять усю земну кору. Якщо уважно розглянути карти світу з підводними вулканами і епіцентрами землетрусів, то можна помітити, що вони збігаються з областями молодих гірських систем, серединних океанічних хребтів та островних дуг Тихого, Атлантичного та Індійського океанів.

Не треба віддавати перевагу і ставити попереду всіх гіпотезу мобілізму по відношенню до всіх інших; її треба розглядати як одну з багатьох, яка може пояснити одно, а в іншому треба розбиратися за допомогою інших гіпотез про походження океанів.

12.3 Світовий океан та його частини

Однією з важливих особливостей Землі, що відрізняє її від інших планет Сонячної системи, є наявність величезних мас води у вільному стані. Так, з усієї маси вільної води на Землі в Світовому океані зосереджено від 93,9% до 98,3% (за різними підрахунками).

Океан – частина Світового океану, яка розміщена між материками, має великі розміри, самостійну циркуляцію вод і атмосфери та особливий гідрологічний режим.

За розрахунками І.Суттєвої, загальна площа Землі становить 510.08 млн. км². При цьому на Світовий океан припадає 71% поверхні планети, а на сушу – 29%. Інакше кажучи, на кожен квадратний кілометр суші припадає 2.4 км² води. У північній півкулі на океан припадає 60.7% всієї поверхні Землі, в південній – 80.9%. Отже, обидві півкулі, особливо південна, є переважно океанічними.

Світовий океан, хоч і єдиний, проте ділиться на більш-менш самостійні частини, що має істотне значення для розв'язання наукових практичних завдань.

У 1967 р. Світовий океан стані поділяти на чотири частини: Тихий, Атлантичний, Індійський, Північний Льодовитий.

У результаті тривалих досліджень встановлено великі відмінності антарктичних вод від інших океанів і пропонується виділити п'ятий океан – Південний Льодовитий. Але деякі спеціалісти не підтримують цих доводів, виходячи з того, що океани з усіх боків мають оточувати материки і тому відповідні райони Південного Льодовитого океану вони відносять до тихоокеанського, атлантичного та індійського секторів.

Найбільший за площею, об'ємом та глибиною є *Тихий океан*. "Тихий" океан назвав Ф. Магеллан, який жодного разу не потрапив у шторм, перетнувши його в низьких широтах. Але ця назва не відповідає характерові океану. У помірних широтах Північної півкулі шторми переважають усю холодну пору року і часом здійснюються влітку. У Південній півкулі між 40° і 60° пд.ш. сильні вітри нерідко переходять в урагани. Тропічні урагани у південній півкулі спустошують береги островів океанів та завдають шкоди східній частині Австралії. У західній частині океану щороку проносяться тропічні урагани, які іноді захоплюють береги Японських і Філіппінських островів, досягають території Китаю, Корейського півострова і навіть Примор'я.

На частку Тихого океану припадає майже 50% поверхні Світового океану і трохи більше половини всієї маси його вод. Це разом з тим і найбільш глибокий океан. Переважаючі глибини від 3000 до 6000 м займають 78, 9% його площі. На моря припадає близько 18% загальної площі океану. Тут знайдена й найбільша глибина Світового океану – Маріанський жолоб (11 022 м).

Атлантичний океан – другий за величиною водний басейн нашої планети. Назву океанові дали стародавні греки за ім'ям міфічного Атланта, який стояв буцімто на краю землі й тримав на плечах небесне склепіння. Атлантичний океан від Північного полярного кола до берегів Антарктиди простягається на 16 000 км. Між західним узбережжям Мексиканської затоки і східними берегами Чорного моря ширина океану досягає 13 000 км, а у найвужчому місці між мисом Сан-Рокі (у Південній Америці) та узбережжям Сьєрра-Леоне (в Африці) ширина його не перевищує 2 900 км.

Атлантичний океан займає друге місце за своїми розмірами, площа і об'єм якого складають близько 1/4 по відношенню до Світового океану. На переважаючі глибини (3000 - 6000 м) в цьому океані припадає 71,3%. Загальна площа морів від усієї акваторії океану – близько 16%. Найбільша глибина – 8 742 м – жолоб Пуерто-Рико.

Індійський океан – третій за розмірами басейн Світового океану, розташований переважно в Південній півкулі. Назву океанові дав португальський учений С. Мюнстер у 1555 р. у своїй праці "Космографія".

Площа і об'єм Індійського океану дещо перевищують 1/5 від усього Світового океану в цілому. Переважаючі глибини (3000 - 6000 м) складають близько 75,7%. Загальна площа морів океану – 15% від усієї площі океану. Максимальна глибина – 7 209 м зареєстрована в Зондському жолобі.

Північний Льодовитий океан – найменший з усіх океанів. Розташований переважно за полярним колом. Серединну частину океану займає Арктичний, або Центральний, полярний басейн.

Північний Льодовитий океан займає навколополярну частину північної півкулі і на півдні обмежений берегами Європи, Азії, Північної Америки.

Північний Льодовитий океан – найменший океан, його площа складає 4,1%, а об'єм – 1,2% від усього Світового океану. Тут переважають глибини від 0 до 200 м (42,3%), глибини більше 3000 м (16,7%). На частку морів в океані припадає близько 52% всієї поверхні океану. Тому багато вчених вважають цю водойму Середземним морем Атлантичного океану. Найбільша глибина океану – 5 440 м.

Якщо так важко прийти до єдиної думки щодо поділу Світового океану на окремі океани, то складнішою є справа з виділенням морів, заток і проток. За даними Географічного управління виділено 140 морів, заток і проток, з них 44 належить до Атлантичного, 29 – до Північного Льодовитого, 50 – до Тихого і 17 – до Індійського океану.

Але ці показники дуже відносні, бо, наприклад, до складу Середземного моря входять моря, які мають свої назви – Лігурійське, Тірренське, Адріатичне, Іонічне та Егейське. Приблизно така картина і з виділенням морів Філіппінського та Зондського архіпелагів.

Міжнародне географічне бюро та Міжурядова океанографічна комісія ЮНЕСКО виділяють 59 морів.

Море – це невелика частина океану, яка врізається в сушу чи відмежована від нього берегами материків, півостровами та островами і має певні геологічні, гідрологічні та інші риси, що суттєво відрізняються від рис океану.

За розташуванням відносно суші моря поділяються на внутрішні (внутрішньоматерикові та міжматерикові), окраїнні та міжострівні.

Середземноморські – це моря, що мають ускладнений водообмін з океаном через порівняно вузькі протоки.

Внутрішні моря – це замкнуті реліктові моря (озера-моря), які не зв'язані з океаном, (Каспійське і Аральське), їхні води різко відрізняються від океанічних вод.

Міжматерикові моря розташовані між різними материками (наприклад, Середземне, Червоне моря).

Внутрішньоматерикові моря знаходяться всередині одного материка (наприклад, Азовське, Балтійське, Біле).

Окраїнні моря відокремлюються від океану островами чи заходять в материк і мають вільний зв'язок з океаном. Гідрологічний режим цих морів має більшу схожість з режимом суміжних частин відкритого океану. Це – Баренцове, Чукотське (Північний Льодовитий океан), Берингове, Японське (Тихий океан), Північне (Атлантичний океан) моря.

Міжостровні моря розміщені серед великих островів чи архіпелагів (наприклад, моря Фіджі, Філіппінське, Банду).

Є моря, які розташовані в відкритій часті океану, без ярко виражених меж, прикладом є Саргасове море.

В океанах і морях є ще окремі частини та райони, що відрізняються обрисами, морфологією дна та гідрологічним режимом. Це затоки, бухти, лимани, лагуни, фіорди та протоки.

Затока – це частина океану чи моря, що врізається в сушу і слабо відмежована від океану чи моря (наприклад, Гвінейська в Атлантичному, Аляска в Тихому, Бенгальська в Індійському океані). Затока за гідрологічним режимом мило відрізняється від прилеглого моря чи океану.

Бухта – невелика затока, що чітко відділена мисами чи островами від океану чи моря, добре захищена від вітрів (наприклад, Севастопольська в Чорному морі, Золотий Ріг, Находка – в Японському морі).

Лиман – затока, що відокремлена від моря піщаною косою (пересипом), в якій є вузька протока, котра з'єднує лиман з морем. Частіше лиман – це затоплена частина ділянки річкової долини, найближчої до моря (наприклад, Дніпровський, Дністровський). На гідрологічний режим лиману значною мірою може впливати річка, яка в нього впадає.

Лагуна – це мілководна частина океану (моря), що відокремлена від нього баром, косою, кораловим рифом; часто з'єднується з морем вузькою протокою або декількома протоками.

Губа – затока, що глибоко врізається в сушу (наприклад, Чошська в Баренцовому морі, Обська в Карському).

Фіорд – вузька та глибока морська затока з високими крутими берегами (наприклад, Согнефіорд у Норвезькому морі).

Протока – водний простір, що розділяє дві ділянки суші та з'єднує окремі океани і моря чи їхні частини. Наприклад, Берінгова протока з'єднує Тихий та Північний Льодовитий океани і розділяє Азію та Америку.

Найширшими протоками Світового океану можна вважати безіменні проїздові зони між Африкою і Антарктидою та між островами Тасманією і Антарктидою. З тих, що мають назви найширшою є протока Дрейка, найменша ширина якої 890 км. Найвузьчою протокою є протока Босфор (шириною близько 700 м). Найдовшою протокою вважається Мозамбіцька, завдовжки 1 670 км.

Берега океану. Сухопутні й водні простори Землі розділені берегами. Межею між сушею й водоймою служить берегова лінія. Вона являє собою лінію перетинання земної поверхні з поверхнею океану (моря). З боку суші до неї прилягає берег – смуга земної поверхні, на якій є форми рельєфу, створені хвилюванням і прибережними плинами при даному середньому рівні моря. Мілководна прибережна смуга морського дна між сушею й відкритим морем називається підводним береговим схилом. Його рельєф формується тими ж названими факторами. Сукупність берега й підводного берегового схилу утворить берегову зону. Саме в ній постійно взаємодіють суша й море.

Границею морської берегової зони з боку суші служить лінія, яку досягають заплескоти прибою під час найбільш високого припливу й

сильних штормів, а з боку моря – ізобата (лінія рівних глибин), нижче якої припиняється дія хвильових рухів на дні.

Границя континентів і океану становлять 450 тис. км. Вона характеризується тимчасовою мінливістю й змінює своє положення залежно від пори року, штормових умов, фази припливу, атмосферного тиску й багатьох інших причин.

Досить мінливі границі берега й підводного берегового схилу. Вони переміщаються в досить широких межах залежно від тривалості й сили хвилювання, припливів, згонів і нагонів, зміни ухилів поверхні дна й прибережної смуги суші.

Утворення, розвиток і формування берегів відбувається в результаті довгострокового впливу багатьох природних факторів. Формування сучасної берегової зони океанів і морів почалося близько 6 тис. років тому, коли в результаті складних геологічних процесів відбулося настання моря на сушу й пішло затоплення окраїн континентів. Рівень океану підвищувався тоді приблизно на 90 - 100 м. Відповідно видозмінювались обриси берегів, утворилися їхні різні типи, які із часом перетворювались й трансформувалися.

У цей час все різноманіття берегів систематизоване, створена їхня класифікація по різних ознаках. У цілому вона досить велика й докладна, тому тут можливо обмежитися лише деякими типовими прикладами.

Так, до берегів з льодовиковим типом розчленовування відносяться фіордові й шхерні. З берегів *ерозійного розчленовування* треба відзначити ріасові береги. Ріаси – це затоки, що виникли в результаті підтоплення гірських ерозійних долин. Цей тип розповсюджений на Піренейському півострові.

Лиманні береги утворюються при затопленні морем долин рік, що розчленовують прибережні низовини.

Дельтові береги характерні для районів річкових дельт, пов'язаних з морем. Дельти утворюються в результаті виносу ріками уламкового матеріалу.

Біогенні береги формуються в результаті життєдіяльності рослинних і тваринних організмів. До цього типу відносяться очеретяні (Аральське й Каспійського моря), мангрові й коралові береги. Останні два типи берегів поширені в основному в тропічному й екваторіальному поясах.

Техногенні береги характеризуються значною довжиною (до десятків кілометрів) інженерних споруджень для зміцнення й захисту берега від руйнувань.

12.4 Сучасні методи океанологічних досліджень

Океанологія, вивчаючи Світовий океан, вирішує як фундаментальні, так і прикладні господарські завдання. Їх виконання значного мірою залежить від розробки нової потужної апаратури й використання найсучасніших методів досліджень.

Головною особливістю сучасної океанології є використання повністю автоматизованих вимірювальних систем і комплексів із вбудованими мікро-ЕОМ, що дозволяють безпосередньо отримувати інформацію про параметри вод океану і, відповідно, про стан і процеси, що відбуваються в океані.

Основним завданням океанологічних досліджень є вивчення просторово-часової мінливості сукупності параметрів Світового океану. Мінливість полів океанографічних характеристик у просторі вивчається з різної зондуючої і буксированої апаратури, встановлюваної на надводних і підводних кораблях, підводних апаратах. Дистанційні вимірювальні прилади, що використовують різні діапазони електромагнітного спектру, встановлюються на літаках і штучних супутниках Землі. Часова мінливість течій, температури, солоності вивчається з використанням автоматично працюючої апаратури на автономних буйкових станціях,

У даний час велика увага приділяється розвитку робіт з видобування мінеральної сировини з дна океанів і морів. Розвідка родовищ найчастіше здійснюється з використанням телекерованих апаратів, обладнаних комплексом датчиків, здатних реєструвати широкий перелік показників, таких як аномалії температури, електропровідності, концентрації певних елементів тощо.

Важливу роль у вивченні дна Світового океану та земної кори під ним відігравали й відіграють геофізичні методи досліджень, основними серед яких є сейсмічний, гравіметричний і магнітометричний. Важливим досягненням у розвитку геофізичних методів можна вважати вимірювання глибин ехолотом. Його винайшли американці у 20-х роках минулою століття, а вже перед Другою світовою війною початі застосовувати більш зручний і досконалий ехолот-самописець. Сучасний ехолот здатний надійно вимірювати її автоматично записувати глибини до 10 км.

Накопичення океанологічної інформації і добування нових знань дозволяє вирішувати практичні завдання: вибір району вилову риби, вибір маршруту плавання в льодових умовах, будівництво гідротехнічних споруд і багато інших.

З 80-90-х років 20 ст. діють міжнародні програми, за якими досліджуються взаємодія океану і атмосфери, розвиток берегів, забруднення морської води тощо. Нині діє кілька міжнародних океанографічних організацій, які об'єднують зусилля вчених різних країн світу, координують їхню роботу з дослідження Світового океану. Це – Міжнародна океанографічна комісія, Міжнародна рада з вивчення морів та ін.

На сучасному етапі розвитку суспільства проблема вивчення Світового океану – одна з найважливіших і потребує міжнародного співробітництва, особливо в напрямі використання ресурсів Світового океану, охорони його вод від забруднення. В океанологічних дослідженнях беруть участь українські вчені Морського гідрофізичного інституту та Інституту біології південних морів Академії наук України, використовуючи науково-дослідні судна, океанографічні платформи, буї, острівні та берегові станції тощо. Вчені України особливо детально досліджують Чорне, Азовське,

Середземне, Карибське моря, Індійський океан. Вивчення змін в акваторіях морів і океанів, пов'язані з їхнім забрудненням, зумовило створення системи контролю і прогнозування стану морських басейнів.

Серед міжнародних проектів і програм, в яких беруть участь українські дослідники – вивчення біології природних комплексів антарктичних вод, Карибського моря, атмосферних вихорів у тропічних широтах Атлантичного океану та ін.

12.5 Склад морської води

Морська вода – це виключно однорідний розчин, до складу якого входить 96,5% води, 3,5% солей, незначна кількість завислих твердих частинок, розчинених газів і органічних сполук.

Хімічний склад морської води, за О. А. Алєкіним, поділяється на п'ять груп.

1. Головні іони. Це одинадцять елементів, що складають 99,98 % за вагою від усіх розчинних солей в океанічній воді. До основних іонів морської води відносяться: хлорид, сульфат, бікарбонат, бромід, фторид, борат, натрій, магній, кальцій, калій, стронцій.

Усі інші елементи знаходяться в морській воді в незначних кількостях (загальний їх вміст не перевищує 0,02%).

2. Біогенні елементи – це сполуки (азоту, фосфору, кремнію та інших елементів), які переробляються дрібними рослинними організмами – фітопланктоном. Він знаходиться у воді в завислому стані і має здібність до фотосинтезу вуглеводів із двоокису вуглецю і води.

Для того щоб здійснювати реакцію фотосинтезу, фітопланктон повинен залишатись там, де достатньо сонячного світла. Навіть у відносно прозорій морській воді фітопланктон знаходиться у верхніх шарах (100- 200 м). Саме в цьому шарі відбувається поглинання біогенних елементів. Фітопланктон утворює основу для харчового ланцюга океану, і біогенні елементи переміщуються вздовж цього ланцюга, по мірі, того як відбувається поглинання їжі – у цілому. У будь-якій з ланок цього ланцюга біогенні елементи можуть знову потрапити до води під час відмирання й розкладу морських організмів, це, звичайно, відбувається в процесі подальшого занурення їх нижче зони фотосинтезу. Таким чином, в океані здійснюється перенесення біогенних елементів зверху вниз – починається з поглинання їх фітопланктоном, у подальшому вони знову потрапляють у воду в розчиненому стані. Для того щоб у зоні фотосинтезу зростання фітопланктону не припинялося, необхідно, щоб біогенні елементи знову потрапили у верхні шари океану. Тому таке важне значення для " родючості" океанічних вод мають зони апвелінгу.

У шельфових морях помірних широт концентрація біогенних елементів більш залежить від пори року, ніж від глибини. Навесні, коли сонячна радіація збільшується фітопланктон починає активно рости. Таке явище називається "весняним цвітінням фітопланктону". Цвітіння може відбуватись

майже до повного зникнення у морській воді одного або відразу декількох біогенних елементів, що у свою чергу, викликає призупинення росту фітопланктону. Інколи у морській воді може знову накопичитись достатня кількість біогенних елементів, і тоді розпочнеться повторне, літнє, цвітіння фітопланктону. Це може бути викликано, наприклад, збільшенням прозорості води, що дає можливість сонячному світлу проникати на більші глибини. Узимку, однак, ріст фітопланктону майже не відбувається, і завдяки перемішуванню водної товщі спостерігається перерозподіл біогенних елементів, які в результаті розкладу морських організмів потрапляють у воду від самої поверхні до самого дна. Таким чином, підготовлюється нове весняне цвітіння фітопланктону.

3. Розчинні гази у морській воді: кисень, азот, двоокис вуглецю, аргон, сірководень, вуглеводи та інертні гази.

Розчинені гази – гази, які утворюються за рахунок обміну з атмосферою, біологічної діяльності у воді та інших процесів (кисень, азот, вуглекислий газ, іноді сірководень). Найбільше у морській воді азоту й кисню. *Кисень* надходить у морську воду або з повітря, або в результаті фотосинтезу морських речовин

Витрачається кисень на дихання морських організмів і на окислення різних речовин. На поверхні океану концентрація розчиненого кисню, зазвичай, залишається на постійному рівні насичення або дуже близька до нього, але, оскільки концентрація кисню у воді збільшується зі зменшенням температури, то вона коливається від 4.5 мл/дм^3 у тропічних широтах до 8 мл/дм^3 і більше у полярних районах. У внутрішніх морях, ізольованих від океану, в нижніх шарах води і заглибленнях океанічного дна часто спостерігається нестача кисню і навіть повне його зникнення.

Двоокис вуглецю поглинається під час фотосинтезу, а виділяється при диханні живих організмів і рослин. Для того щоб пояснити характер розподілу CO_2 в океані, крім цих факторів (а також того, що двоокис вуглецю, що утримується в атмосфері, розчиняється в морській воді), необхідно брати до уваги карбонатну систему. Двоокис вуглецю, взаємодіючи з водою, утворює вуглекислоту. Остання, а також іони карбонату кальцію, що надходять в океани з річками, які протікають, наприклад, по вапняках, вступають у реакцію.

Перенасичення води іонами карбонату кальцію приводить до поглинання його живими організмами, залишки яких відкладаються на дні океану. Нестача насичення води цими іонами викликає розчинення таких осадків. Підвищення розчинності карбонату кальцію зі збільшенням тиску також приводить до помітного падіння вмісту карбонату кальцію в осадках, особливо це помітно на глибині нижче чотирьох кілометрів. Океан, таким чином, є гігантським резервуаром двоокису вуглецю, який завдяки наявності на дні карбонатних осадків дуже ефективно перешкоджає зміні концентрації двоокису вуглецю в атмосфері.

Азот у поверхневих шарах моря знаходиться майже у повній рівновазі з азотом атмосфери. Кількість вільного розчиненого азоту на глибині

визначається утворенням і розпадом органічних речовин та діяльністю бактерій.

Сірководень утворюється на дні морів унаслідок процесів розкладу органічних речовин, а також у результаті життєдіяльності бактерій. Цей газ є сильною отрутою для водних організмів. Прикладом зараження глибинних шарів сірководнем є Чорне море, в якому 87% об'єму води отруєно цим газом.

4. Група мікроелементів – це група елементів з концентрацією менше, ніж $1 \cdot 10^{-6}$. Це мідь, алюміній, залізо, марганець, цинк, барій, радій тощо.

5. Органічні речовини у морській воді поділяють на тверді частинки і розчинні. У водах, що багаті на фітопланктон, кількість розчиненого органічного вуглецю в 7-8 разів перевищує кількість твердих частинок органічного вуглецю, а на великих глибинах – в 1000 разів. Кількість органічного вуглецю коливається у відкритому океані зазвичай в межах 0,2-2,7 мг/дм³. Більш значний вміст вуглецю спостерігається в морях, що оточені з усіх боків сушею: у Чорному – 3,3 мг/дм³, у Балтійському – 4,6 мг/дм³, в Азовському – 6,0 мг/дм³.

Гірко-солоний смак – це найхарактерніша особливість морської води. Він обумовлений тим, що більшу частину розчинених у морській воді речовин складає хлорид натрію – звичайна кухонна сіль і хлорид магнію.

Розчинені у морській воді різні мінеральні речовини містяться в ній у вигляді іонів, тому морська вода – це слабкий іонізований розчин, що має слабку лужну реакцію, добру електропровідність, знижену температуру замерзання, підвищену точку кипіння, знижену теплоємність. Морська вода має більшу густину, ніж прісна, погано розчиняє мило, швидко утворює накип у парових котлах, відрізняється від річкових і озерних вод стабільністю хімічного складу.

Сталість складу морської води. Встановлено, що в різних точках Світового океану, незважаючи на мінливість загального вмісту солей, відсоткове відношення між головними складовими елементами морської води завжди постійне. Ця закономірність називається законом сталості солявого складу морської води, яку відкрив у 1884 р. шотландський хімік У. Дітмар. На основі цього закону можна визначити загальну кількість солей, якщо відома концентрація одного з його складових елементів.

Солоність – це кількість розчинених твердих мінеральних речовин (солей), виражених в грамах, в 1 кг морської води. Тисячна частка величини називається проміле і позначається знаком ‰. Наприклад, якщо солоність океанічної води 35‰, то виходить, що в 1 кг цієї води міститься 35 г розчинених речовин.

Величина солоності в одному і тому ж районі Світового океану залежить від ряду факторів: притоку прісних вод, кількості атмосферних опадів, інтенсивності випаровування води, утворення і танення льоду і процесів перемішування вод.

Прибуткову частину водного балансу складають атмосферні опади, які випадають на поверхню моря, прісні води, що приносяться річками, води, які

утворюються внаслідок танення морського льоду і, нарешті, притік води з сусідньої водойми. Витратну частину водного балансу складають витрати води на випаровування, на утворення льоду і відтік води до сусідніх водойм. Для деяких морів враховується витрата води на проникнення через дно. Рівняння водного балансу можна записати у такому вигляді:

$$O + S + F_{\text{пр}} = I + F_{\text{від}}, \quad (12.1)$$

де O – кількість опадів, що випадають на поверхню водойми; S – кількість вод берегового стоку; $F_{\text{пр}}$ – притік вод із сусіднього басейну; I – кількість вологи, що витрачається на випаровування; $F_{\text{від}}$ – відтік води в сусідній басейн за рахунок водообміну.

Рівняння $O + S = I$ умовно називають прісною складовою водного балансу чи прісним балансом.

Якщо $O + S$ більше I , то прісний баланс додатній, тобто величина опадів і вод берегового стоку перевищує витрати на випаровування. Якщо $O + S$ більше I , то прісний баланс від'ємний. У першому випадку виникає зниження солоності води в морі, а в другому – підвищення. Ось чому, наприклад, в екваторіальній зоні, де кількість опадів перевищує випаровування, солоність дещо знижена у порівнянні з пасатними зонами. У пасатних зонах високе випаровування не лімітуються випадінням опадів, тому солоність тут висока.

Солоність в різних місцях, як на поверхні, так і в глибинах океанів і морів, неоднакова. Середня солоність вод Світового океану 35‰. На відміну від температури, вміст солей у водах відкритого океану змінюється незначно – від 33 до 37 г на 1 кг води або від 33 до 37‰, в морях значно більше – від 2 (у Фінській затоці Балтійського моря) до 42 ‰ (у Червоному морі). Проте вплив солоності на зміну густини істотний. Так, зміна солоності на 0,1‰ приводить до зміни густини приблизно на таку саму величину, що і зміна температури на 1°C.

Загальна закономірність зміни солоності по широтах під впливом режиму атмосферних опадів і випаровування характерна для всіх океанів: солоність збільшується в напрямку від полюсів до тропіків, досягаючи максимального значення на широті 30° північної півкулі і на широті 20-30° у південній півкулі, а потім знову зменшується до екватора.

В екваторіальному кліматичному поясі між 0 і 10° північної та південної широти, де вітри дуже рідкі (зона штилю) і, незважаючи на високу температуру повітря, випаровування відносно незначне (за рік випаровується шар води близько 1 м), а опадів випадає багато, солоність трохи знижена — від 34 до 33 ‰.

У зоні пасатів (приблизно від 35° до 10° північної широти і від 35° до 10° південної широти) переважає ясна погода без опадів, а постійні сильні вітри при достатньо високій температурі повітря викликають інтенсивне випаровування, до 3 м за рік. В результаті цього солоність в цій зоні змінюється від 36 до 37 ‰.

У помірних широтах в умовах перевищення опадів над випаровуванням солоність близько 35 ‰.

У полярних областях солоність змінюється під впливом танення та утворення криги і становить біля 34-35,5 ‰. Зменшує солоність і приплив річкових вод.

Відносно більш солоні поверхневі води Атлантичного океану (35,3 ‰) на північ та південь від екватора; Тихого – 34,9 ‰, Індійського – 34,8 ‰, Північного Льодовитого океану – 29-39 ‰, біля берегів – 1-10 ‰.

Підвищена солоність Атлантичного океану пояснюється більшою сухістю повітря над Атлантичним океаном, його "більшою континентальністю", що є результатом впливу материків. Підвищена солоність приводить до ущільнення поверхневих вод і сприяє конвективному перемішуванню. Більш значний темп вертикального перемішування приводить до того, що води Атлантичного океану мають більш високу середню температуру і більш низьку температуру поверхневих вод, ніж у Тихому океані.

Широтний розподіл солоності води на поверхні Світового океану порушують течії, річки, лід (табл. 12.1).

Таблиця 12.1

Процеси, що сприяють зміні солоності

Процеси, що приводять до підвищення солоності	Процеси, що приводять до зменшення солоності
Випаровування	Опади
Замерзання морської води	Танення морського льоду
Адвекція (перенос) солоної води течіями	Адвекція опрісненої води течіями
Вертикальне перемішування з більш солоними глибинними водами (процеси турбулентності й динамічної конвекції)	Вертикальне перемішування з менш солоними глибинними водами (процеси турбулентної конвекції)
Розчинення твердих солей біля дна (Суецький канал, Аденська затока)	Материковий стік (річковий, льодовиковий, ґрунтові води)

Річки опріснюють пригирлові частини океанів і, особливо, морів. Так, опріснюючий вплив Амазонки відчувається на відстані 500-1000 км від гирла. Істотно опріснюють арктичні моря такі річки, як Об, Єнісей, Лена.

У період замерзання води відбувається осолонення води, а навесні, навпаки, внаслідок танення льоду солоність води помітно знижується.

Вертикальна структура вод океану дуже неоднорідна. У Світовому океані виділяють вісім типів зміни солоності по вертикалі. Для двох типів – *полярного* й *субполярного* – властиве збільшення солоності від поверхні до дна. Для трьох типів – *помірного тропічного*, *тропічного* і *екваторіального* – характерна наявність прошарків зі зниженою солоністю, пов'язаною з поширенням проміжних водних мас субполярного походження; вище і нижче цього прошарку солоність збільшується. Останні три типи – *Індо-Малайський*, *присередземноморський*, *північноатлантичний* – зустрічаються в окремих районах, що пов'язано зі специфічним впливом факторів, що

визначають солоність вод. Оскільки солоність значно змінюється у верхній частині океану, в шарі товщиною близько 1500-2000 м, проміжний прошарок зі зніженими чи підвищеними її значеннями відмічається в усіх типах, окрім полярного і субполярного.

Солоність морської води визначають за вмістом хлору чи за електропровідністю. Морська вода – це електроліт, тому, чим більше солей у воді, тим більша її електропровідність, тобто менший опір. Найчастіше на практиці використовується визначення солоності за концентрацією хлору, точніше – за хлорністю.

Густина морської води – це її маса в одиниці об'єму (в 1 м^3), вимірюється в кг/м^3 . Густина морської води залежить від температури, солоності, а на глибинах – ще і від гідростатичного тиску. З підвищенням солоності, зниженням температури і підвищенням тиску густина морської води збільшується. В залежності від температури і солоності маса одиниці об'єму поверхневої морської води може значно відрізнятись від маси такого ж об'єму прісної води.

Морська вода відрізняється від прісної, її густина збільшується при зниженні температури упритул до точки замерзання, а температура замерзання морської води нижча за прісну. При солоності 5 ‰ температура замерзання становить -0.27°C .

Густина вод більш холодної південної півкулі на $0,0012 \text{ кг/м}^3$ більша за густину поверхневих вод північної півкулі. Найбільшу густину мають поверхневі води Атлантичного океану, а найменшу Тихого. Серед морів найнижча густина у водах Балтійського моря.

В цілому, густина морської води збільшується від екватора до полюсів (до $50-60^\circ$ широти), і пов'язано це з розподілом температури води. Умовна густина поблизу екватора $22-23 \text{ кг/м}^3$, а до полюсів вона збільшується до $26-27 \text{ кг/м}^3$. Густина дещо зменшується в більш високих північних широтах у результаті зменшення солоності.

Сезонні коливання густини на поверхні океану незначні, причому максимальні амплітуди простежуються у тропічних районах, де спостерігається найбільший річний хід водообміну.

З глибиною густина морської води в океанах збільшується (пряма стратифікація), чим забезпечується вертикальна рівновага вод. При порушенні прямої стратифікації виникає конвекція і перемішування шарів. Зворотна стратифікація густини – явище дуже короткочасне. Іноді спостерігається повна однорідність шарів – нейтральна рівновага.

Отже, густина морської води з глибиною збільшується. У верхніх шарах часто спостерігається *стрибок*, тобто великий вертикальний градієнт густини. Розрізняють два шари стрибків: *сезонний і постійний*. Сезонний шар стрибка ярко виражений у помірних і високих широтах влітку в зв'язку з весняно-літнім прогрівом поверхневих вод. Глибина його залягання декілька метрів або декілька десятків метрів. Взимку він під час охолодження поверхні моря він зникає. *Постійний шар стрибка (або головний "термоклин")* залягає на значній глибині. Так, наприклад, у Саргасовому

морі верхня його межа лежить на глибині 500-600 м, нижня – 1000-1200 м. Існує він протягом року. У помірних широтах має місце як сезонний, так і постійний шари стрибка густини.

За зміною вертикальних градієнтів густини можна виділити чотири шари: *поверхневий* з максимальними градієнтами, *проміжний* з невеликими їх значеннями, *глибинний*, майже однорідний, і *придонний* з деяким збільшенням градієнтів у порівнянні з водами, що знаходяться вище. Різниця між густиною поверхневих і глибинних вод найбільша; сильна стратифікація обмежує опускання вод. У помірних і субполярних широтах зі зменшенням цієї різниці умови для розвитку низхідних рухів стають більш сприятливими. Проте поверхневі води більш легкі, ніж глибинні, і тому занурення їх може бути викликане або динамічними процесами, або охолодженням. Занурення поверхневих вод підсилюється охолодженням, пов'язаним також з від'ємним бюджетом тепла поверхні океану.

Тиск та стискальність. На поверхню океанів постійно діє тиск атмосферного повітря, що дорівнює 1 кг/см^2 . Із зануренням нижче поверхні води до тиску повітря додається гідростатичний тиск, який з глибиною збільшується 1 атмосфера (або 1 бар) на кожні 10 м глибини і в глибоководних жолобах (з глибиною близько 10 тис. м) дорівнює 1000 атм. і більше. Наприклад, на глибині 1 000 м кусок дерева під тиском удвічі зменшується в об'ємі, стає більш важким і тоне.

Морська вода під впливом тиску вище розміщених шарів стискується надзвичайно мало. Коефіцієнт стиску морської води менший, ніж дистильованої води, і зменшується зі збільшенням солоності і температури. Якби вода не піддавалася тиску, то об'єм Світового океану зменшився б на 11 млн. км^3 , а рівень океану піднявся б на 30 м, а це в свою чергу, призвело б до затоплення частини суші площею до 5 млн. км^2 .

Значення солоності та густини морської води при вивченні природи Світового океану. Із зниженням температури густина солоної морської води збільшується. Під час осіннього та зимового охолодження вода на поверхні моря стає більш важкою, більш щільною. З подальшим охолодженням поверхнева морська вода, як більш щільна, занурюється і перемішується з більш теплою та легкою глибинною водою. Ця особливість морської води сприяє пом'якшенню клімату Землі в полярних та приполярних областях: морська вода солоністю 15‰ замерзає при температурі $-1,9^\circ\text{C}$, відносно тепла поверхня води тривалий час стикається з атмосферою, і тепло надходить до повітря.

Солоність морської води підсилює конвекцію (вертикальне перенесення) вод Світового океану, тому що густина води на морській поверхні збільшується не тільки при зниженні її температури, а й при випаровуванні та льодоутворенні. Вертикальна циркуляція в океанах і морях захоплює не тільки поверхневі шари води завдяки їх солоності, а й шар значно більшої потужності. Повітря одержує із солоних вод Світового океану набагато більше тепла, ніж воно отримало б, якби океанічні води були прісними. Окрім того, занурюючись, поверхнева солона морська вода несе з

собою в глибину поглинутий з повітря кисень, необхідний для різних тварин і рослин.

Від солоності залежить інтенсивність замерзання морської води і розвиток льодових явищ в океанах і морях.

Горизонтальний і вертикальний розподіл густини морської води сприяє горизонтальній та вертикальній циркуляції вод. Якщо відомий вертикальний розподіл густини морської води, то можна визначити напрямок і швидкість течій, а також стійкість тієї чи іншої водної маси: якщо маса нестійка, то більш щільна вода лежить вище менш щільної, і води будуть переміщуватися (вертикальна циркуляція).

12.6 Температурний режим океану

Однією з найважливіших фізичних характеристик морської води є її температура. Головним джерелом теплової енергії є сонячна радіація. *Інші джерела теплової енергії це:*

- енергія припливів і відпливів;
- внутрішнє тепло Землі;
- тепло, яке утворюється при окисненні органічних речовин, інших хімічних реакціях;
- тепло, яке виділяють радіоактивні речовини, що знаходяться в океанах і морях;
- теплообмін поверхневих шарів вод океанів і морів з атмосферою;
- конденсація вологи;
- випадіння теплих опадів;
- теплі течії.
- виділення скритої теплоти при льодоутворенні.

Охолоджується вода:

- при випаровуванні;
- при випромінюванні теплової енергії в атмосферу;
- при конвективному теплообміні між морем і атмосферою,
- при випадінні холодних опадів;
- при перемішуванні поверхневих шарів з глибинними холодними водами;
- при згоні поверхневих теплих вод вітрами;
- внаслідок холодних течій.

Температура поверхневих вод Світового океану. Максимальна температура поверхневих вод Світового океану знаходиться в шарі товщиною від 0.5 до 1 м біля екватора, до полюсів вона зменшується. Однак зона максимальних температур – термічний екватор – в океані знаходиться поміж 5 і 10° північної широти. Це пояснюється нерівномірним розподілом води і суші на Землі, їх різною теплоємністю і теплопровідністю. Максимальні температури вод в області термічного екватора від +27°C до +29°C. Найнижчі – у полярних широтах (до -2°C).

Розподіл температури води на поверхні океанів і морів має зональний характер: температура поступово знижується від екватора до полюсів. Вплив материків і течій порушує цю зональність. В екваторіально-тропічних широтах температура води в районі східного узбережжя на 2-3°C нижча від температури води поблизу західних берегів. Цьому сприяють пасати, які зносять поверхневий шар від східних берегів, а на їхнє місце піднімаються холодні глибинні води.

Середня температура поверхневих вод Світового океану становить +17,54 °C, що перевищує на 3,1 °C середню температуру повітря на земній кулі (+14,5°C), внаслідок чого океан впливає на теплові процеси в атмосфері. Найтепліший Тихий океан, середня його температура +19, 37 °C, в Індійському океані +17,27 °C, в Атлантичному +16,35 °C, у Північному Льодовитому океані - 0.8 °C. Найвища температура океанічних поверхневих вод (+35,6°C) у Перській затоці та Червоному морі, а найнижча (-2°C) – у водах Арктики і Антарктики.

У Південній півкулі Світовий океан приблизно на 3°C холодніший, у північній, через вплив Антарктиди. З цієї причини і термічний екватор зміщений на північ від географічного.

Температура поверхневих вод морів залежить від фізико-географічних умов, в яких знаходиться те або інше море. Так, влітку температура води у Чукотському морі +1,6°C, а в Аральському, Каспійському, Чорному та Азовському морях. – +20°C.

У морях більш високих широт взимку від'ємні температури, і ці моря частково або повністю замерзають. У морях низьких широт (від 35° північної широти) температура поверхневої води протягом року відносно висока.

Розподіл температури води на глибинах Світового океану.

Температура води по-різному розподіляється в океанах і морях на різних широтах, а також в західних і східних частинах океанів.

Теплова енергія Сонця практично повністю вбирається верхнім 10-20-сантиметровим шаром води. За тихої погоди тепло проникає на глибину завдяки молекулярній дифузії, тому влітку в морях і океанах утворюється тонкий шар теплої води, нижче якого залягає холодна. Холодну і теплу воду розділяє шар різкої зміни температури — так званий *термоклин*, або шар температурного стрибка. Під дією вітру вода перемішується, і термоклин займає більшу глибину.

Для океану типова трьохшарова структура: у верхньому (перемішаному) шарі товщиною від 20 до 200 м температура однакова, в наступному шарі (термоклин) вона різко знижується, нижче термоклину і майже до дна температура знижується повільно. На глибинах нижче 3000 м вона становить 0-2°C. Біля самого дна температура трохи підвищується за рахунок теплого потоку від підстилаючої кори і досягає +1,4 – +1,8°C, а в полярних областях – нижче 0°C.

Полярні води до глибини 50-100 м охолоджуються, на глибині до 250-500 м вони стають теплішими, а потім до дна – температура поступово знижується.

В *арктичних* широтах температура в поверхневому шарі $-1,6^{\circ}\text{C}$, на глибині 50 м – $1,8^{\circ}\text{C}$, потім на глибині від 200 до 500 м вона підвищується до $+3^{\circ}\text{C}$ завдяки впливу глибинних теплих вод Атлантичного океану, а потім знову зменшується до 0°C і навіть нижче.

У межах 45° північної широти і 45° південної широти у відкритій частині океану температура зменшується з глибиною.

У *субтропічних широтах*, де переважають антициклональні циркуляційні системи, утворюються зони сходження поверхневих вод – *конвергенції*. Зони розходження поверхневих вод називають зонами *дивергенції*.

Зміна температури води океану в часі. Зміна температури води в часі залежить головним чином від зміни кількості сонячної радіації. У зв'язку з цим розглядається *добовий* і *річний* хід температури води. Окрім того, на добові і річні зміни температури води впливають погодні і гідрологічні умови, від яких залежать процеси випромінювання, випаровування, перемішування вод.

Добові коливання температури води на поверхні океану незначні ($0,2-0,3^{\circ}\text{C}$), найбільша їх амплітуда в районі тропіків ($0,4-0,6^{\circ}\text{C}$), а до полюсів вона зменшується.

Річні зміни температур відрізняються від добових більш значними амплітудами і поширенням коливань температури до значних глибин. У річному ході температура поверхні більшої частини океану в північній півкулі досягає максимуму в серпні і мінімуму в лютому, а в південній півкулі – відповідно в лютому і серпні.

Вплив температури води на процеси, що відбуваються у Світовому океані. Температура води є однією з найважливіших фізичних характеристик Світового океану, що впливає на природні та біологічні процеси і явища, які відбуваються в океані та атмосфері Землі. Від температури і солоності води та її розподілу залежить рух водних мас, існування теплих і холодних течій в океанах та морях. Знаючи розподіл температури і солоності морської води на поверхні та глибинах, можна скласти спеціальні карти поширення течій в даному районі. Стан температури поверхневих вод моря і температури повітря впливає на утворення туману на морі і взагалі на взаємодію океану і атмосфери, а отже, на клімат і погоду.

З температурою морської води пов'язано її замерзання, розвиток льодових явищ на морі і обледеніння суден. Температура води, поряд із солоністю і вмістом кисню у воді, визначає умови існування риб та інших мешканців моря. Від температури і солоності морської води залежить її густина, яка впливає на осадку морських суден. Моряки враховують це в судноводінні.

Температура і солоність впливають також на швидкість поширення в ній звуку. Це необхідно враховувати під час роботи з ехолотами та іншими гідроакустичними приладами на морі.

12.7 Водний баланс Світового океану

Загальне рівняння водного балансу Світового океану має вигляд:

$$x_0 + y_0 = Z_0 \pm \Delta W, \quad (12.2)$$

де x_0 – середня багаторічна сума опадів, що випали на поверхню океану; y_0 – середній багаторічний стік із суші; Z_0 – середнє багаторічне випаровування з поверхні океану; $\pm \Delta W$ – зміна рівня чи об'єму океану.

Особливості розподілу опадів, випаровування та різниці між ними такі:

- Збільшення опадів і випаровування – від полярних до низьких широт;
- Існування трьох зон перевищення опадів над випаровуванням: у високих широтах північної півкулі (арктичний і частково помірний кліматичний пояси), у високих широтах південної півкулі (арктичний і частково помірний кліматичний пояс) та в екваторіальних і субекваторіальних кліматичних поясах північної півкулі.

Треба зазначити, що розчинені в океанській та морській воді органічні й неорганічні елементи та сполуки становлять хімічні ресурси Світового океану. В океанах та морях є всі природні елементи. Концентрація тільки кількох елементів перевищує 1 г/л. До них відносяться хлористий натрій (27,2 г/л), хлористий магній (1,7 г/л), сірчаноокислий кальцій (1,3 г/л). Сірчаноокислого калію, вуглекислого кальцію, бромистого магнію та деяких інших речовин міститься менше 1 г/л.

Тільки 16 елементів знаходяться в океані у кількості понад 0,1 мг/л, вміст інших вимірюється сотими й тисячними частками міліграма на літр води. Серед них срібло, цинк, мідь, уран, золото та інші елементи.

Таким чином, хімічні ресурси Світового океану можна вважати практично невичерпними: вони забезпечать потреби людства на багато століть, враховуючи, навіть, їхнє зростаюче використання. Практично незмінний хімічний склад вод у Світовому океані зумовлює повсюдність хімічних ресурсів в океанічному середовищі. Тим часом досі використовуються тільки ті хімічні ресурси Світового океану, видобування яких економічно вигідне порівняно з їхніми наземними аналогами.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: Світовий океан, океанологія, спредінг, океан, море, середземноморські моря, внутрішні моря, міжматерикові моря, внутрішньоматерикові моря, окраїнні моря, міжострівні моря, затоки, бухти, лимани, лагуни, фіорди, протоки.

Питання для самоконтролю

1. Що є об'єктом і завданням дослідження океанології?
2. Які фактичні данні використовуються в океанології для вивчення природних процесів у Світовому океані?
3. Охарактеризуйте основні напрямки прикладних досліджень океанології.

4. Охарактеризуйте головні гіпотези походження і розвитку океанів.
5. Дайте визначення поняттю «океан» і наведіть складові частини світового океану.
6. Яким чином класифікуються моря за розташуванням відносно суші?
7. Визначте частини/райони океанів і морів, що відрізняються обрисами, морфологією дна та гідрологічним режимом.
8. На які групи поділяється хімічний склад морської води за О.А. Алексіним?
9. Охарактеризуйте значення солоності та густини морської води при вивченні природи Світового океану.
10. Визначте основні джерела енергії, що визначають температурний режим океану.
11. Охарактеризуйте особливості зонального та вертикального розподілу температури води на поверхні океанів і морів.
12. Охарактеризуйте вплив температури води на процеси, що відбуваються у Світовому океані.

ЛЕКЦІЯ № 13. ДИНАМІКА ВОД СВІТОВОГО ОКЕАНУ

План

- 13.1 Водні маси Світового океану
- 13.2 Рівень Світового океану
- 13.3 Особливості хвилювання в океанах і морях
- 13.4 Океанічні течії та їх класифікація

Завдання на самопідготовку

Питання для самоконтролю

13.1 Водні маси Світового океану

Вперше термін "водні маси" був застосований в 1929 р. австрійським вченим А. Дефантом. На сучасному етапі А. Д. Добровольський дав наступне визначення *водної маси*: "*Водною масою* називають порівняно великий об'єм води, що формується в певних районах Світового океану, впродовж тривалого часу, має стійкі фізичні (температура, колір, густина), хімічні (солоність, вміст газів) та біологічні властивості і рухається, як одне ціле".

В кожній водній масі виділяють її *ядро* з найбільш вираженими показниками температури, солоності, густини. Від ядра до зовнішніх меж водної маси значення показників змінюється, але в допустимих значеннях для даної водної маси. Зміна і трансформація значення показників проходить під впливом трьох причин:

1) переходу з однієї кліматичної зони в іншу – *зональна трансформація*. Зональна трансформація пов'язана з рухом за меридіаном (теплі-холодні течії);

2) зміна зовнішніх умов в районах розміщення водної маси – *сезонна трансформація*. Сезонна трансформація пов'язана не з переносом водної маси, а з сезонними змінами гідрометеорологічних характеристик на місцях. Цю заново створену водну масу називають зимовою або літньою модифікацією;

3) змішування із сусідніми водними масами – *трансформація змішування*. Унаслідок перемішування двох водних мас формується третя, з проміжними характеристиками. Ця трансформація може відбуватися поступово, якщо між водними масами немає різкої межі (Канарська течія і Саргасове море) або різке розмежування (Лабрадорська течія і Гольфстрім).

Водні маси Світового океану поділяють на *основні* та *вторинні*. *Основні водні маси* займають великі простори і мають однорідну будову на великій відстані. Основні водні маси в свою чергу поділяють на: екваторіальні, тропічні, субтропічні, субполярні та полярні водні маси.

Екваторіальні водні маси мають високу температуру (+26-28 °C), незначну солоність і густину, малий вміст кисню і фосфатів.

Тропічні водні маси займають найбільші простори. Для них характерні порівняно високі температура (+18-27 °C), солоність, густина, але вони дуже бідні на кисень.

Субтропічні водні маси найсолоніші (35-37 ‰, в них значно більше кисню, ніж у попередніх типах, і зовсім мало фосфатів.

У полярних і субполярних водних масах із зростанням географічної широти температура і солоність знижуються, а густина, вміст кисню і кількість фосфатів збільшуються.

Вторинні водні маси – це води зміщення основних водних мас, наприклад, Середземноморська водна маса в північній частині Атлантичного океану. Також водні маси поділяють по кожному океану, по півкулям (північні, південні), по довготі (західні, східні) і по вертикалі.

У вертикальному напрямі розрізняють чотири структурні водні зони: *поверхневу, проміжну, глибинну, придонну*.

Поверхнева зона, нижня межа якої залягає на глибині 100-200 м, надзвичайно динамічна. Мінливість властивостей її вод зумовлена сезонними коливаннями температури і вітровим хвилюванням. Об'єм води в цій зоні 68,4 млн км³, або 5,1% від загального об'єму Світового океану.

У *проміжній зоні* (200-2 000 м) поверхнева циркуляція води з її широтним перенесенням речовини та енергії змінюється глибинною, в якій переважає меридіональне переміщення водних мас. У високих широтах до цієї зони належить шар теплої води, що проникає сюди з низьких широт. Об'єм води в проміжній зоні 414,2 млн км³, або 30%.

Глибинна зона (2 000-4 000 м) – зона меридіонального переміщення води та енергії, водообміну між океанами. В ній зосереджено понад половину (50,7%) усієї водної маси океанів – 680,0 млн. км³.

Придонна зона (понад 4 000 м) утворюється водами полярного походження. Товща цієї води залежить від рельєфу дна, але найпотужніша

вона в Антарктиці через високе положення тут її верхньої межі. Об'єм води у придонній зоні – 176,3 млн км³, або 13,2%.

Між різними водними масами формуються так звані *гідрологічні фронти*. Це вузькі смуги розмежування різних водних мас або океанічних течій, в яких найбільші горизонтальні градієнти температур, солоності, густини та інших океанографічних характеристик. Вони супроводжуються контрастами кольору води, нагромадженням сміття, піни. Мають ширину від 20 м до 1 000 м. Область, усередині якої змінюється положення океанічного фронту, називають *фронтальною зоною*.

13.2 Рівень Світового океану

Рівень моря – це положення вільної поверхні води океанів і морів, що вимірюється по прямовисній лінії відносно умовного початку підрахунку.

Світовий океан перебуває в безперервному русі і його поверхня ніколи не залишається спокійною, вона зазнає постійних горизонтальних і вертикальних переміщень водних мас. Їхній рівень змінюється під впливом таких факторів: вітрового нагону і згону води, припливів та відпливів, течій, зміни атмосферного тиску і щільності води, поверхневого випаровування, випадіння опадів, стоку річкових вод, підводних землетрусів і виверження вулканів. У прибережній зоні океанів і морів із тієї або іншої причини рівень моря змінюється від 10 до 15 м й більше, а у відкритій частині моря ці величини значно менші.

Особливості коливання рівня Світового океану.

Учені виділяють періодичні, неперіодичні та вікові коливання рівня Світового океану.

Періодичні коливання бувають; припливно-відпливні; коливання що виникають у результаті річного ходу опадів, випаровування і стоку річкових вод; коливання, що пов'язані з періодичною зміною напрямку вітру (наприклад, у районах дії мусонів).

Неперіодичні коливання викликаються випадковими змінами напрямку і швидкості вітру, величини опадів, випаровування і стоку, тимчасовими течіями, неперіодичними змінами атмосферного тиску, густини води та іншими випадковими причинами.

Вікові коливання відбуваються внаслідок незначних вертикальних рухів материків, зміни гідрологічного режиму в басейнах, що живлять річки і в результаті танення льодовиків.

Фактичний дійсний рівень моря в кожному місці – це непостійна величина, як і рівень Світового океану в цілому. Тому на основі багаторічних систематичних спостережень за рівневою рейкою (футштоком) і за записами самописців визначають середній багаторічний рівень моря, що є відрахунковою поверхнею (еталоном, основним горизонтом) для вимірювання висот точок Землі на суші і глибин в океанах і морях. У країнах СНД – це *нуль Кронштадтського футштока*, який було встановлено ще у 1840 р. російським ученим М. Ф. Рейнеке. Його висота наближена до

середнього рівня Балтійського моря, який вище, ніж рівень інших морів, що з'єднуються зі Світовим океаном лише на 0,02 м. У Великобританії, наприклад, за нуль глибини приймають середній рівень малих сизигійних вод – під час припливів і відпливів.

13.3 Особливості хвилювання в океанах і морях

Повного спокою в океані не буває. У результаті дії різних природних сил на води океанів і морів виникають коливальні (хвильові) і поступальні рухи (течії) часток води. Поширення коливальних часток у морській воді називається хвильовим рухом або хвилями. *Морські хвилі* являють собою періодичні коливання навколо положення своєї рівноваги.

Морські хвилі за походженням бувають:

- *вітрові* – викликані вітром;
- *припливно-відпливні* – виникають під дією гравітаційних сил Місяця та Сонця;
- *анемобаричні* – з'являються зі зміною атмосферного тиску;
- *сейсмічні (цунамі)*, що виникають у результаті динамічних процесів у земній корі (землетруси, вулканічні виверження);
- *корабельні* – утворюються під час руху корабля.

За формою хвилі розрізняють на *поступальні* (хвилі, в яких спостерігається видиме переміщення хвилі) і *стоячі* (сейші), у яких такого переміщення не буває. Найбільш простий вид сейші виникає тоді, коли рівень води піднімається біля одного краю водойми і одночасно знижується біля іншого. При цьому вздовж його середини частки води вертикально не переміщаються. Це місце називають вузлом сейші. Сейші бувають двовузлові, тривузлові тощо. Виникають вони за різними причинами. Наприклад, під час згону та нагону води. Коли із зупиненням вітру в басейні починається коливання рівня у вигляді стоячих хвиль. У невеликих басейнах сейші можуть виникати під час проходження кораблів.

За розміщенням у потоці хвилі поділяють на *поверхневі* хвилі, що утворюються на поверхні моря; *внутрішні*, що виникають на деякій глибині і майже не проявляються на поверхні.

По співвідношенню довжини хвилі і глибини моря хвилі поділяють на *короткі* (у яких довжина хвилі менше глибини моря) і *довгі* (у яких довжина хвилі більша глибини моря).

У морських хвилях розрізняють такі елементи:

- *гребінь хвилі* – найвища точка хвильового профілю;
- *підощва хвилі* – найнижча точка хвильового профілю;
- *висота хвилі* - відстань по вертикалі від підощви до гребня хвилі;
- *довжина хвилі* - відстань по горизонталі між двома гребенями послідовних хвиль (чи між двома послідовно розміщеними найнижчими точками в напрямку розходження хвиль);
- *крутість* - відношення висоти хвилі до її довжини;

- *період* - проміжок часу між проходженням двох суміжних гребенів хвиль через одну і ту саму фіксовану точку; визначають і як проміжок часу, за який хвиля проходить свою довжину;
- *фронт* - лінія, яка проходить уздовж гребеня хвилі і перпендикулярна до напрямку переміщення хвиль;
- *хвильовий промінь* - лінія, яка перпендикулярна до фронту хвилі;
- *напрямок поширення* - це кут між північним напрямом магнітної стрілки і напрямом руху хвилі.

За формою хвилі поділяються на двомірні і тримірні. *Двомірні* хвилі мають значну протяжність гребеня, в багато разів довшу за довжину хвилі і являють собою чітко розрізнені довгі хвилі, що йдуть одна за одною. *Тримірні* хвилі не утворюють паралельних валів і мають довжину гребеня, яка відповідає довжині хвилі. Гребень і підшва тримірної хвилі розташовані без визначеної системи, частіш за все у шахматному порядку.

Вітрові хвилі – це складні тримірні коливальні рухи водної поверхні, викликані вітром, утворюються внаслідок переносу енергії від атмосфери до води. Розміри океанічної хвилі залежать від швидкості, тривалості вітру, а також від просторів, на яких діє вітер. Як наслідок, на поверхні води навіть при швидкості вітру 1 м/с утворюються маленькі хвилі висотою, яка вимірюється в міліметрах, та довжиною в сантиметрах. Ці хвилі мають вигляд рябизни. Оскільки існування таких хвиль пов'язане з поверхневим натягом, їх називають *капілярними*.

Якщо вітер проходить над поверхнею короточасним поривом, то утворені ним плями рябизни зникають із затуханням вітру. Якщо вітер стійкий, то капілярні хвилі збільшуються за розмірами, перш за все, по довжині. Зростання хвиль приводить до їх об'єднання у групи та подовження їх до декількох метрів. Хвилі стають *гравітаційними*.

Якщо гребні та підшви розташовуються паралельно і на рівній відстані одне від одного, то утворюються *правильні (двомірні) хвилі*. А коли водночас існують декілька систем хвиль, то це буде *неправильне тримірне хвилювання*. Величезні площі сильного хвилювання розташовані в помірних широтах ("ревучі сорокові"). Найдовші хвилі (близько 800 м) спостерігаються біля південних берегів Британських островів і в екваторіальній частині Атлантичного океану, найвищі (3-4 м) посередині північної частини Тихого океану. Гігантські хвилі спостерігаються також біля південних берегів Африки.

Під час швидкої зміни напрямку вітру, наприклад, у циклоні, зіштовхуються хвилі, які надходять з різних сторін, і утворюють особливий вигляд хвилювання – *товкотнеча*.

Трансформація хвиль відбувається також і під час надходження їх до берега. Коли хвилі надходять до мілководдя, то тертя об дно знижує швидкість їх руху, збільшується висота і крутизна. У берегів це приводить до виникнення прибою. *Прибій* – це пінисті вали, які утворюються під час набігання хвиль на пологий берег.

При пологому дні і крутому високому березі гребінь ударяє в берег, і вода скидається вгору, утворюється *скид*.

Якщо неподалік від урізу води на дні є гряда з меншими глибинами (наприклад, рифи), то хвиля, не доходячи до урізу, руйнується і утворює *бурун*.

Висота хвилі, яку здіймає вітер, різна. Найбільша із зареєстрованих була зафіксована 6 лютого 1933 р. в центральній частині Тихого океану. Вона становила 34 м. Великі хвилі породжуються також тропічними циклонами і штормами.

Учені досліджують хвилі, щоб запобігти їх руйнівній силі. На підставі численних досліджень складено карту зон максимального хвилювання Світового океану. Дві такі зони виявлено, зокрема, в Північній Атлантиці. Одна з них знаходиться поблизу східного узбережжя Північної Америки. Тут бувають хвилі заввишки 20 м. Друга, з хвилями до 16 м, лежить на захід від Шотландії. Центр найдовших (800 м) хвиль Тихого океану знаходиться в його північно-західній частині.

Карта центрів максимального хвилювання має велике практичне значення для мореплавства. Користуючись нею, судна обминають небезпечні штормові райони. Особливо важливо це для перевезення вантажів, що не витримують хитавиці.

Внутрішні хвилі виникають під дією припливоутворюючих сил Місяця й Сонця, вітру, атмосферного тиску. Тому серед цих хвиль виділяють *припливні, метеорологічні та інерційні*.

Океан охоплює хвилювання навіть при спокійній поверхні. В його товщі виникають внутрішні хвилі, досить значні за амплітудою і поширенням. Утворюються вони на межі двох різних за густиною шарів води і набагато вищі від поверхневих, але поступаються їм за швидкістю. На поверхні моря внутрішні хвилі не видні, їх виявляють завдяки ретельним вимірюванням температури, солоності й густини.

Відомо, до яких катастрофічних наслідків призводять *цунамі*. Вони виникають не лише через землетруси або виверження на дні океану, а й спричиняються виверженнями на суходолі. Судно може відчувати хвилювання тільки як поштовх в днище в початковий період і тільки в тому випадку, якщо воно знаходиться над ділянкою деформації дна. Тільки у берега відбувається сильна деформація хвилі, росте її висота, і вона накатується на сушу велетенським валом. Цунамі частіше за все бувають у берегів Японії, Чилі, Перу, Алеутських та Гавайських островів. Вони мають дуже велику швидкість поширення – до 800 км/год.

13.4 Океанічні течії та їх класифікація

Води океану знаходяться у постійному русі. В океанах існує генеральна система течій з невеликими відокремленнями її від середнього географічного положення та інтенсивності. Течії відіграють велику роль у процесі розподілу тепла на Землі. Не випадково О. Воєйков назвав морські течії

"трубами водяного опалення" земної кулі. Величезні маси води рухаються серед океанів і залежно від того, де вони починаються, несуть із собою тепло або холод.

Течії – це поступальні горизонтальні рухи, які пов'язані з переміщенням значних об'ємів води на великі відстані. Окрім постійних течій, можуть виникати вітрові або припливно-відпливні, які мають періодичний характер. Постійні течії виникають, наприклад, під дією постійних вітрів (пасати). Тимчасові вітри виникають внаслідок зміни вітрів, нерівномірного розподілу опадів тощо.

Сили, які викликають морські течії, визначаються як *гідрометеорологічними*, так і *астрономічними* факторами.

До *гідрометеорологічних факторів* відносять:

- щільнісна сила, яка утворюється різницею щільності води внаслідок нерівномірності в розподілі температури та солоності;
- нахил рівня моря, який виникає внаслідок надлишку або нестачі води в тому чи іншому районі;
- нахил рівня моря, викликаний змінами розподілу атмосферного тиску, який створює зниження рівня в області підвищеного тиску та підняття його в області зниженого тиску;
- тертя вітру об поверхню води моря і тиск вітру на тилову частину хвиль.

До *астрономічних факторів* відносять припливно-утворювальні сили Місяця та Сонця.

Частіше за все на течії впливають декілька сил одночасно. Так, наприклад, Гольфстрім може бути одночасно густиною, віровою, стоковою течією.

На виникнення течій діють і так звані вторинні сили. Це:

- сила Коріоліса, яка відхиляє течії в північній півкулі вправо, а в південній – вліво від напрямку течії;
- сила тертя, що сповільнює рух водних мас;
- відцентрова сила (для криволінійних течій) .

Поверхневі течії, що спричинені вітрами, відхиляються від напрямку вітру на кут 45° у північній півкулі вправо, а у південній – вліво. Пасатні течії мають напрямок зі сходу на захід, а вітри, що їх викликають ці течії дмуть у північній півкулі з північного сходу на південний захід.

Течії поділяють:

1. За походженням (генетична класифікація):

Фрикційні виникають завдяки дії вітрів, виділяють вітрові та дрейфові;

а) *Вітрові* течії – викликаються короточасними та нетривалими вітрами, в них не створюється нахил рівня.

б) *Дрейфові* течії – викликаються вітрами, діючими тривалий час, вони приводять до нахилу рівня та появи градієнта тиску, який визначає виникнення в прибережних районах глибинної градієнтної течії. До них відносять такі течії: Північні пасатні, Південні пасатні, течії Західних вітрів

тощо. Дрейфові течії охоплюють поверхневий шар води, товщиною 100-200 м.

З глибиною напрям і величина течії змінюються, причому на деякій глибині, яку називають глибиною тертя, течія спрямовується в протилежний бік від поверхневої течії. На глибині, яка дорівнює глибині тертя, швидкість течії дуже уповільнюється і становить лише 4% швидкості поверхневої течії.

Градiєнтно-гравітаційні течії виникають внаслідок нахилу фізичної поверхні моря, викликаного різними факторами – це густині, бароградієнтні та стокові течії.

а) *Густині* течії утворюються внаслідок нерівномірного горизонтального розподілу густини води на одній і тій самій глибині. Ці течії широко поширені не тільки у поверхневому шарі, а й в глибоких шарах океану, де дрейфові течії затухають.

б) *Бароградієнтні* течії виникають внаслідок зміни розподілу атмосферного тиску, який приводить до зниження рівня в областях підвищеного тиску та підвищення його в областях зниженого тиску.

в) *Стокові* течії утворюються в результаті нахилу поверхні моря, який виникає внаслідок притоку берегових вод (Карське і море Лаптевих), атмосферних опадів, випаровування, притоку вод з інших басейнів або стоку вод в інші райони.

г) *Компенсаційні* течії утворюються внаслідок порушення рівноваги: за рахунок зменшення або відтоку вод з одного району в інший під впливом згінно-нагінної циркуляції та інших факторів.

Припливно-відпливні течії виникають під дією припливно-утворювальних сил Місяця та Сонця. Найбільшу швидкість ці течії мають у вузьких протоках (до 22 км/год.), а у відкритому океані – до 1 км/год.

Інерційні течії – це залишкові течії, які спостерігаються після закінчення дії усіх збуджуючих рух факторів. На частинки води в інерційній течії діють тільки дві зрівноважені сили – Коріоліса та відцентрова.

2. За глибиною розміщення:

1) *поверхневі* (до 100 м)

2) *придонні* (прилеглі до дна)

3. За тривалістю існування або стійкістю:

1) *постійні* – це течії, які зберігають середнє значення швидкості та напрямок тривалий час. Вони змінюються по сезонах року або не змінюються. Це Гольфстрім, Куросіо, пасатні та інші;

2) *періодичні* – течії, які змінюють свої елементи протягом часу з визначеним періодом (припливно-відпливні);

3) *тимчасові течії* – виникають під дією тимчасових вітрів, різких раптових змін атмосферного тиску, випадіння опадів.

4. За фізико-хімічними властивостями можуть бути:

1) *теплыми;*

2) *холодними;*

3) *розпрісненими;*

4) *солоними;*

5) *нейтральними*.

Раз на 7 років до узбережжя Перу підходить тепла течія, яка замінює холодну Перуанську течію. Цю течію назвали "Ель-Ніньо" ("немовля"), тому що вона приходить на Різдво.

5. За характером руху поділяють на:

- 1) *прямолінійні*;
- 2) *криволінійні*;
- 3) *циклонічні*;
- 4) *антициклонічні*.

6. За масштабом явища:

1. *мікротечії*;
2. *мезотечії*;
3. *макроциркуляційні системи*.

Дослідження динаміки вод у Світовому океані дуже важливо з точки зору забезпечення безпеки життєдіяльності людей і попередження надзвичайних ситуацій екологічного і природного характеру.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: водна маса, основні та вторинні водні маси, структурні водні зони, гідрологічні фронти, рівень моря, сейші, морські хвилі, вітрові хвилі, прибії, скид, течії.

Питання для самоконтролю

1. Дайте визначення поняттю «водні маси» і охарактеризуйте особливості ядра і зовнішніх меж водної маси.
2. Охарактеризуйте передумови зміни і трансформації показників водної маси.
3. На які типи поділяються основні водні маси?
4. Які структурні водні зони розрізняються у вертикальному напрямі?
5. Охарактеризуйте основні та вторинні водні маси.
6. Визначте причини коливання рівнів океанів і морів.
7. Охарактеризуйте особливості коливання рівня Світового океану.
8. Яким чином класифікуються морські хвилі за походженням та формою.
9. Які елементи розрізняють у морських хвилях?
10. Охарактеризуйте особливості проявлення вітрових хвиль у Світовому океані.
11. Дайте визначення поняттю «течії» і охарактеризуйте основні фактори, що їх викликають.
12. Охарактеризуйте класифікацію океанічних течій.

ЛЕКЦІЯ № 14. ЕКОСИСТЕМИ ТА ЕКОЛОГІЧНІ ФУНКЦІЇ СВІТОВОГО ОКЕАНУ. ПРОБЛЕМИ ЗАБРУДНЕННЯ ТА ОХОРОНИ ВОД СВІТОВОГО ОКЕАНУ

План

- 14.1 Розмаїття рослинного й тваринного світу Світового океану
- 14.2 Біологічна структура Світового океану
- 14.3 Екологічні функції Світового океану
- 14.4 Забруднюючі речовини і негативний антропогенний вплив
- 14.5 Особливості антропогенного забруднення Чорного моря
- 14.6 Охорона і моніторинг вод Світового океану

Завдання на самопідготовку

Питання для самоконтролю

14.1 Розмаїття рослинного й тваринного світу Світового океану

На теперішній час у Світовому океані налічується більше 160 тис. видів тварин і близько 10 тис. видів рослин. Серед тварин близько 16 тис. видів риб, 80 тис. видів моллюсків, більше 20 тис. видів ракоподібних, близько 15 тис. видів найпростіших, близько 9 тис. видів кишковополосних, більше 100 видів ссавців, близько 50 видів плазуючих. З океаном зв'язане життя близько 240 видів водоплавних птахів (пінгвінів, чайок, альбатросів, буревісників, бакланів, пеліканів і ін.).

Серед рослин у Світовому океані переважають водорості: зелені, діатомові, бурі, червоні, синьо-зелені, а також близько 30 видів квіткових рослин.

Океан заселений незліченною кількістю бактерій. Одним з них для харчування потрібні органічні сполуки, інші здатні синтезувати неорганічну речовину, як це роблять рослини.

За способом життя в океані виділяють три основні екологічні групи: фіто- і зоопланктон, нектон, фіто- і зообентос.

Крім цих груп, існують також своєрідні співтовариства, пов'язані з поверхневою плівкою води. Це *плейстон* і *нейстон*.

Плейстоном називають сукупність організмів, що плавають на поверхні води. До *нейстону* відносяться організми, що прикріплюються до поверхневої плівки зверху й знизу. Плейстон і, головним чином, нейстон відіграють особливу роль у житті океанів. Нейстон – розплідник для молоді багатьох риб і безхребетних (личинок, яєць, мальків), а виходить, і вузол зв'язків у круговороті речовин в океані між океаном і сушею. За середнім віком своїх складових нейстон – сама молода життєва форма в океані. Нейстон грає вкрай важливу роль як індикатор впливу людства на навколишнє середовище: радіонукліди, нафта, пестициди й т.д. концентруються в поверхні океану.

Світовий океан – це екологічна система, тобто єдина функціональна сукупність організмів і середовища їхнього перебування.

Кожний вид живих організмів, що входять в екосистему, виконує в ній *певну функцію*: продуцентів – рослини, головним чином фітопланктон; консументів – тварини, редуцентів – організми, що розкладають мертву органічну речовину.

Крім прямих трофічних відносин, досить важливі процеси *зовнішнього метаболізму* – обміну речовин між співтовариствами й навколишнім середовищем.

Загальна властивість океану – його *біологічна продуктивність*. Всі фактори зовнішнього середовища, що впливають на продуктивність океану, діляться на три основні групи: *фізичні, хімічні й геологічні*. В останні десятиліття до цих факторів додався *антропогенний вплив*.

Під *фізичними факторами* розуміються температура, солоність, щільність, циркуляція вод, припливно-відливні явища, світлові хвилі, гідростатичний тиск і т.д. Температура води в найбільшому ступені активізує або обмежує вплив на біологічну продуктивність океану. Біологічна продуктивність перебуває в тісному зв'язку із зонами конвергенції, дивергенції, фронтальними зонами, ділянками вихрів.

До *хімічних факторів*, що становлять вихідну матеріальну базу біологічної продуктивності, відносяться вуглець, азот, фосфор, кремній, кисень, сірководень, мікроелементи й органічні речовини, які беруть участь у гео- і біохімічних процесах.

До *геологічних факторів* відносяться рельєф дна й берегової зони, донні відкладення. Зі зміною глибини тісно зв'язаний розподіл екологічних зон. Важливим геологічним фактором є вулканічна діяльність, що може носити як позитивний, так і негативний характер, підвищуючи або знижуючи біологічну продуктивність.

Антропогенний вплив на Світовий океан уже прийняло глобальний характер. Основа його "закладена" на суші в побутовій і промисловій технології. Основний глобальний токсикант – це нафта й нафтопродукти. Далі за значенням впливають хлоровані вуглеводні, важкі метали, а також радіоактивні матеріали.

Багатство життя в океані обумовлено особливостями первинної продукції, що створюється в основному фітопланктоном. Будучи первинною ланкою в харчовому ланцюзі, фітопланктон визначає кількість зоопланктону, бентосу й риб.

Просторова зміна маси первинної продукції (мг/м^2 в день) в Світовому океані відбувається під впливом двох основних факторів, що визначають у морі інтенсивність фотосинтезу фітопланктону: кількості світлової енергії, доступної водоростям, і умов надходження до них живильних речовин.

Концентрація біогенних елементів залежить від швидкості їхньої регенерації й надходження в евтрофічну зону. Швидше всього ці процеси йдуть над шельфом, материковим схилом і в прилеглих до них районах океану. Особливо сприятливі для розвитку фітопланктону прибережні

райони, у яких підйом вод переважає над їхнім опусканням. Це райони згінних явищ і дивергенцій плинів. У відкритому океані підйом глибинних вод є єдиним джерелом надходження живильних речовин у фотосинтетичну зону. Тому підвищення продукції виникає в областях екваторіальної й антарктичної дивергенцій, полярного фронту, циклонічних областях і районах, яким властиво зимове конвективне перемішування. В антициклонічних областях океанів, де переважає опускання поверхневих вод, спостерігається низький рівень первинної продукції.

Оскільки планетарна циркуляція вод Світового океану (як і розподіл світлової енергії, яка надходить у воду) носить зональний характер, географічні зміни первинної продукції у Світовому океані також підлеглі цієї зональності. Сама низка первинна продукція у Світовому океані характерна для високо арктичних і субтропічних вод, а високі значення властиві водам помірних широт і екваторіальних вод. Цей характер розподілу значень порушується материками.

Чиста продукція вимірюється величиною $20-25 \cdot 10^9$ т С у рік, а валова $25-30 \cdot 10^9$ т С у рік.

14.2 Біологічна структура Світового океану

Уперше концепція біологічної структури океану була сформульована В. І. Вернадським в 1926 р. На думку В. І. Вернадського, "скупчення" життя спостерігається лише в прикордонних шарах ("плівках") океану. В. І. Вернадський (1976) вважав, що "приблизно 2 % загальної маси океану зайнято згущеннями життя. Вся інша його маса містить розосереджене життя". Він виділяв чотири статистичних скупчення життя: дві плівки – планктонну і донну, і два згущення – прибережне (океанічне) і саргасове.

Під плівками В. І. Вернадський мав на увазі географічні прикордонні шари різного масштабу, включаючи всю біосферу. У цьому випадку це верхній 100-метровий прикордонний шар океану і його придонний (бентосний) шар. "Саргасовим згущенням" В. І. Вернадський умовно називав райони підвищеного концентрування життя в межах верхнього шару в пелагіалі океану, не пов'язані із дном і берегом.

Інша концепція біологічної структури океану сформована Л. А. Зенкевичем в 1948 р. Він виділив три площини симетрії в явищах біотичного і абіотичного середовища: одну екваторіальну й дві меридіональні площини, що проходять через середини океанів і материків, щодо яких спостерігаються розходження й подібність (асиметрія й симетрія) у розподілі масових біологічних явищ. Надалі В. Г. Богоровим і Л. А. Зенкевичем (1966) був деталізований опис явища біполярності – закономірної зміни в обох півкулях біологічних особливостей при переході від екваторіальної до полярних зон.

Горизонтальна зональність океану. В океані, як і на суші, існує широтна (горизонтальна) і вертикальна зональність всіх географічних процесів і розподілу живої речовини. Положення географічних зон в океані визначається кількістю тепла, випаровуванням, солоністю, пануючими

вітрами, плинами, а також біологічними й геохімічними особливостями середовища.

У Північній півкулі на акваторії океану виділяються *арктичний, субарктичний, помірний, тропічний, субекваторіальний і екваторіальний пояси* (зони). Відповідні пояси відзначені й у Південній півкулі.

Біогеографічне районування океану досить складно. Воно різниться для планктону, нектону й бентосу. Із глибиною амплітуда температури води зменшується й біогеографічний поділ стає менш дрібним.

Максимум біомаси в океані доводиться на субарктичний і північний помірний пояси, які дають 2/3 світового улову риби. Найбільш низькі значення біомаси відзначаються в тропічних поясах Північної й Південної півкуль, де вони збігаються з антициклонічними кругообігами вод в океані. Високі значення біомаси на коралових рифах. Висока біомаса й первинна продукція у Світовому океані виявлена в зонах, де відбувається підйом до поверхні більше холодних глибинних вод, багатих киснем і живильними речовинами. Це зони апвелінгів, вони в 6 раз продуктивніше відкритих областей Світового океану.

Вертикальна зональність океану. Океан як середовище перебування ділиться на дві частини: *донну (бенталь) і водну (пелагіаль)*.

На морському дні (бенталі) виділяють кілька зон: *супралітораль, літораль, сублітораль, батіаль, абісаль і ультрабісаль*.

Мешканці дна можуть вести рухливий спосіб життя (зірки, їжаки, краби), малорухомий (молюски, актинії, асцидії) і нерухливий (коралові поліпи).

За способом харчування вони діляться на хижих, рослинноядних і тих, що харчуються органічними частками.

Найбільш багата життям в океані *зона літоралі* (litus з лат. – берег). Вона добре освітлюється, прогрівається, води тут добре перемішуються, зона багата киснем і вдобрюється із суши.

Залежно від ґрунту виділяють літораль із кам'янистим дном і літораль піщано-мулисту. Склад тварин і рослин на цих ґрунтах різний.

На кам'янистих і скелястих ґрунтах багато зелених, бурих і червоних водоростей; морських зірок, їжаків, креветок, раків, крабів і риб. Завдяки припливам і відливам, властивим цій зоні, деякі риби, що живуть на літоралі (бички), мають на череві присоски, за допомогою яких затримуються на каменях під час відливу.

У кам'янистому ґрунті нерідко поселяються двостулкові свердловальні молюски.

Зовсім інший характер життя на піщано-мулистих ґрунтах. З рослин тут переважає квіткова рослина зостера, а тваринам властива здатність зариватися в ґрунт. Нею володіють хробаки, молюски – мідії, морські зірки, голотурії, їжаки, а з риб – камбали й скорпени.

Під час припливу на літоралі відгодовується велика кількість риб, запливають на літораль і ссавці. Під час відливу для відпочинку й для

народження дитинчат заходять тюлені, моржі. Відвідують літораль ведмеді, пелікани. Багато на ній птахів.

Крім багатой і різноманітної літоралі помірних широт (з біомасою в середньому 20 - 30 кг/м²) виділяється літораль тропічна (коралових рифів і мангрових заростей).

Коралові рифи поширені між 30° північної й південної широт. Для росту коралам потрібна температура води не нижче 20° С и солоність 35 ‰. Корали зустрічаються майже на всіх глибинах, але справжні шестипроменеві корали, які будують рифи, живуть тільки до глибини 50 м.

Крім різноманітних шестипроменевих коралів, на цій літоралі присутні вапняні водорості, гідрокорали, губки, моховинки, молюски, ракоподібні й риби. Характерні для тропіків і летучі риби. Плануючи над водою, вони розвивають швидкість до 40 км/год, покриваючи іноді відстань до 400 м. Не менший інтерес представляє літораль мангрових заростей, що особливо пишно розвиваються в устях тропічних рік. У цих, звичайно заболочених, ділянках росте до 30 видів різних дерев і чагарників.

Дерева в грузлому, мулистому ґрунті змушені зміцнюватись за допомогою корнів - підпірок і дихальних корнів, що звисають із віток. У мангрових заростях живе велика кількість молюсків (устриць, червиць), голкошкірих, ракоподібних, птахів (пеліканів, бакланів, лелек, фламінго), крокодилів і змій.

За літораллю, у межах гарної освітленості й гарного перемішування вод, розташовується *зона субліторалі* (до глибини приблизно 200 м). У верхніх горизонтах субліторалі зосереджені значні скупчення зелених, бурих, червоних водоростей. Рослинність може поширюватися до глибини 200 м, але вже на 150 м – це незначні кущики.

Переважну масу тварин субліторалі помірних широт становлять двостулкові молюски, голкошкірі (морські зірки, їжаки, лілії), хробаки. Іноді у великій кількості зустрічаються губки, моховинки, кишковополосні. З риб – камбали, палтуси, тріска, пікша. Біомаса в цій зоні зменшується до 200 г/м².

На глибинах від 200 до 3 000 м перебуває *зона батіалі*, у якій різноманітна й багата фауна поверхневих шарів океану переміняється глибоководною з усіма її особливостями. Зникає строкатість фарбування, з'являються однотонні або безбарвні тварини, тоншають скелети й раковини – часом до їхньої повної втрати, подовжуються кінцівки, іноді збільшуються розміри очей (або очі повністю зникають), одержують високий розвиток органи дотику. Зі збільшенням глибини знижується температура, збільшується тиск (через кожні 10 м на 1 атмосферу), зменшується кількість світла, а на глибині 1 500 м він повністю відсутній.

Біомаса різних форамініфер, брахіопод, морського пір'я, десятиногих раків, молюсків, морських зірок коливається від декількох десятків грамів на 1 м² до десятків часток грама на 1 м². В 1977 р. американські геологи на підводному апараті "Алвін" у районі Галапагоських островів (Тихий океан) на глибині 2600 м виявили дуже цікаву екосистему, розташовану у виходів гідротермальних джерел. На теперішній час такі екосистеми відомі на

глибинах до 6000 м. Вони складаються з великих молюсків, двометрових хробаків, риб, гігантських бактерій (до 0,1 мм). Біомаса цих екосистем дуже висока. Первинними продуцентами в них служать хемосинтезуючі бактерії. Відкриті екосистеми мають різний склад фауни. Їхнє виникнення пов'язане з гідротермальною діяльністю або із проникненням із шельфу концентрованих розчинів, що містять сірководень, амоній і іони металів.

При переході від материкового схилу до ложа океану відбувається ще одна зміна фауни. Це *зона абісали*, що займає 77,1 % поверхні океану. Умови життя тут більше одноманітні, чим у батіалі, і населена абісаль малим числом тваринних видів при загальній їхній кількісній бідності. Основний фактор, що викликає скорочення видів та кількості, – недолік їжі. За числом видів в абісали на першому місці знаходяться голкошкірі (зірки, їжаки, лілії), зустрічаються хробаки, молюски й ракоподібні. Живуть в абісали корали, асцидії, скляні губки й погонофори. 58 % видів цієї зони – ендемічні.

Зона, розташована глибше 6 000 м, носить назву – *ультрабісаль*. Її фауна до глибини 9 000 м на 60 % складається з ендеміків, а глибше – на 88 %. Загальне число видів становить 1/3 фауни абісальної зони. Існує пряма відповідність між кількістю донних тварин у жолобах і кількістю планктону у поверхневому шарі.

Біомаса бентосу у високопродуктивних районах помірних і високих широт становить 2-5 г/м², а іноді – понад 10 г/м², у прибережних жолобах тропічної зони – десятки частки грама на 1 м², а в жолобах, розташованих у малопродуктивних районах океану, – соті частки грама на 1 м². В ультрабісали значну роль у біомасі грають форамініфери, хробаки, голотурії, ракоподібні, двостулкові молюски.

Водна товща (пелагіаль), як і бенталь, ділиться на ряд зон перебування організмів, що її населяють, (фіто- і зоопланктону й нектону).

Головну масу фітопланктону становлять одноклітинні водорості (діатомові) і в меншому ступені жгутикові. Вони зосереджені на глибинах 30 - 50 м, тобто там, де досить світла, оскільки вони живуть за рахунок фотосинтезу.

Зоопланктон в океані представлений значною кількістю ракоподібних, кишковополосних, крилатих молюсків, личинок донних тварин, ікромі риби, а також найпростішими (радіоляріями, форамініферами, інфузоріями). Планктонні організми населяють всі глибини океану, але максимум їх живе на глибинах до 600 м. Величина їх коливається від декількох мікронів до декількох метрів (наприклад, медуза ционея має діаметр до 2 м і щупальця довжиною до 30 м). Між кількістю мезопланктону у поверхневих (0 - 500 м) і глибинних (500 - 4000 м) шарах води є постійне співвідношення, що зберігається на більшій частині акваторії океану. У шарі 0-500 м утримується 65% мезопланктону, а в шарі 500 - 4000 м – близько 35% усього його кількості. У середньому глибше 500 - 1000 м на кожний метр глибини біомаса мезопланктону зменшується на 0,2 - 0,3 % величини, обумовленої у верхньому шарі; на глибині 6000 - 8000 м біомаса мезопланктону виявляється приблизно в 1000 разів менше, ніж на поверхні.

Активноплаваючі організми: риби, китоподібні, ластоногі, морські змії й морські черепахи відносяться до нектону. Кити, ластоногі й риби мігрують у пошуках їжі й на нерест.

З морських ссавців на першому місці за значенням перебувають китоподібні, далі ластоногі.

З китоподібних кашалот (зубатий кит) – єдиний ссавець, здатний, полюючи за кальмарами й рибою, опускатися на глибину до 2000 м і перебувати під водою до 1,5 ч. Це пов'язане з його будовою й особливостями дихання. Все життя китоподібних проходить у воді, де й народжуються дитинча. Самий великий кит – синій (вусатий) має максимальну довжину 34 м і масу понад 150 т.

Ластоногих у Світовому океані близько 30 видів. Вони широко поширені в обох півкулях, особливо в помірних і циркумполярних водах. До ластоногих відносяться різні вухасті тюлені (морський котик), безвухі тюлені (морський заєць, морський слон) і моржі. Всі вони відносяться до м'ясоїдних, харчуються рибою, ракоподібними, великим планктоном, морськими птахами. Довжина самців морських слонів досягає понад 3 м.

Сиренові (дюгонь і ламантин) живуть у тропічних водах і харчуються винятково рослинною їжею.

В океані існує більше 16 тис. видів риб. Вони становлять 85 % усього нектону. У цей час це сама більша група хребетних тварин. Вони живуть у Світовому океані на всіх глибинах, але поширені вкрай нерівномірно. У більших концентраціях риби живуть у високопродуктивних районах. Самий великий представник риб – китова акула. Її довжина досягає 20 м. Замість зубів у неї пластини, через які вона фільтрує воду. Оселедцеві, тріскові, скумбрієві, тунцові, кефалеві, лососеві – такі основні види риб, що населяють пелагіаль океану.

Всі мешканці Світового океану зв'язані між собою комплексом взаємин, головним чином трофічних (харчових), і утворюють складну саморегулюючу систему, різні ланки якої забезпечують круговорот речовин і трансформації енергії в океані.

14.3 Екологічні функції Світового океану

Різноманітні екологічні функції Світовий океан виконує шляхом активної взаємодії водного середовища з її організмами, що його населяють, атмосферою, літосферою й материковим стоком, а також у ході динамічних, хімічних і інших процесів, що відбуваються в океані. Розрізняють *непрямі й прямі екологічні функції океану*.

Прикладом *непрямих екологічних функцій* служить взаємодія атмосфери й океану. Вона проявляється в різних аспектах, серед яких екологічно досить показовий обмін киснем між цими середовищами. За наявними оцінками, найбільш інтенсивний кисневий обмін у системі океан – атмосфера має місце в помірних широтах (особливо Південної півкулі), тому

що тут швидкості вітру максимальні, а середні для всієї зони величини надмірного насичення поверхневого шару киснем відносно великі.

Великий обмін киснем і в тропічній зоні, що займає приблизно 60 % площі океану. У зв'язку із цим тут перебувають основні високопродуктивні райони, у яких шар фотосинтезу пересичений киснем на 10 - 20 % і більше, що сприятливо для існування організмів і розвитку життя.

Фізико-хімічні й динамічні процеси, що протікають в океанських водах, впливають на сторонні речовини, що потрапили у водне середовище, наприклад на нафту. Вона поширюється на багато десятків квадратних кілометрів поверхні, утрудняє газообмін океану й атмосфери, перешкоджає проникненню світла у верхні шари води, порушуючи процеси фотосинтезу. Все це згубно діє на фауну й флору, знижує біологічну продуктивність забруднених нафтою районів океану.

Характерним прикладом *прямого впливу* на життя морських організмів є дія температури води, оскільки в океані переважають холонокровні тварини. У багатьох з них строки розмноження приурочені до певних температурних умов. Так, нерідко відбувається масова загибель ікри й личинок, якщо в період розмноження температура води стала несприятливою для цього. Із прогрівом і похолоданням вод зв'язані строки підходу риби до берега і її зворотний відхід у відкриті райони океанів і морів. Показовим є також вплив гідростатичного тиску на організми: в океанських водах він збільшується на 1 атм. через кожні 10 м приросту глибини. Так, у мешканців більших глибин зникає строкатість фарбування, вони стають однотонними або зовсім знебарвленими. Форми з вапняним кістяком заміщаються представниками тварин із кремнеземовим або органічним кістяком.

Відчутно впливають на морських мешканців поверхневі плини в океані. Вони переносять значні маси водоростей на більші відстані, захоплюють за собою весь планктон, що знаходиться у водах, які переміщуються і т.п. Із плинами переміщаються деякі види тварин.

Звичайно, наведеними прикладами на вичерпуються різноманітні екологічні функції океану. У цей час вони стають предметом дослідження морської науки.

Забруднення Світового океану сприяє погіршенню стану водного середовища, зникненню багатьох видів морських організмів, руйнуванню окремих екосистем і харчових зв'язків, що приводить до скорочення біологічної розмаїтості в ньому. У холодних зонах океану число трофічних рівнів відносно невелике (чотири - п'ять) і вони менш стійкі, чим у тропічних, де число рівнів досягає семи.

Завдання людства – збереження унікальної екосистеми океану – джерела життя й благополуччя на нашій планеті.

14.4 Забруднюючі речовини і негативний антропогенний вплив

Аналізуючи джерела забруднення Світового океану, вчені запропонували наступну їх класифікацію: 40% – наземні; 35% –

судноплавство; 20% – природні; 5% – інші. Така класифікація не враховує диференціацію морських джерел, тому краще розділяти джерела забруднення на *три основні групи*:

- берегові і природні джерела;
- стаціонарні морські споруди;
- плавучі морські споруди.

Люди здавна при виборі місць поселень тяжіли до узбережжя морів і океанів. У цілому близько 65% населення Землі живуть не далі 500 км від берегової лінії. На кожну людину доводиться близько 4 000 м² придатної для обробки землі і близько 55 000 м² площі океану. Людина завжди знаходилась в залежності від моря, здобуваючи його риби і не риби ресурси. Поряд з цим в сільському господарстві у всьому світі використовується близько 100 млн. т добрив. Серед них найбільш поширені фосфатні (виробляються на основі фосфатних руд) і нітратні (на основі складових природного газу), які з ґрунту і ґрунтових вод потрапляють у річки, а з них – у прибережну частину океану, де і накопичуються. Сюди ж спрямовуються й стічні води з очисних споруд. У Тихий океан, наприклад, щорічно скидається 9 млн. т відходів, а у води Атлантики – понад 30 млн. т.

Внаслідок роботи сухопутного транспорту нафтопродукти і газоподібні токсичні речовини потрапляють в атмосферу, а звідти – в океан. Країни, що мають доступ до морів, здійснюють поховання в них промислового, будівельного і радіоактивного сміття. При його скиданні і проходженні через стовп води частина забруднюючих речовин переходить у розчин і змінює якість води. Океани мають здатність до самоочищення за рахунок солоності, але здатності води до самоочищення виявляється часом недостатньо, щоб подолати постійно збільшуючись забрудненість.

Забруднюючі речовини, що впливають на якість стану вод Світового океану, поділяють на групи: мікроелементи (зустрічаються в концентраціях менше 10⁻⁶), добрива, органіка і вуглеводні, отрутохімікати, тверді відходи, радіоактивні речовини, хвороботворні мікроорганізми, підвищення температури води.

Мікроелементи

В результаті людської діяльності у Світовий океан потрапляють з'єднання таких важких металів, як свинець, мідь, кальцій, нікель, цинк та ін. Наприклад, при використанні етилованого бензину свинець, що входить до його складу, потрапляє в атмосферу, а звідти в океан. Так, за підрахунками вчених Каліфорнійського технологічного інституту, у Світовий океан з дощами щорічно надходить 50 тис. т свинцю. Збільшуються концентрації цих елементів також за рахунок скидання підприємствами стічних вод, що не пройшли очищення. У тканинах морських молюсків іони цих металів накопичуються і можуть викликати отруєння при вживанні таких молюсків в їжу.

Французькі дослідники встановили, що дно Атлантичного океану в прибережній зоні шириною 160 км і до глибини 1 600 м забруднено сполуками свинцю. Більш висока концентрація свинцю, зафіксована у

верхньому шарі донних відкладень, підтверджує, що виявлені забруднення є наслідком господарської діяльності людини, а не процесів. Випадок отруєння ртуттю 600 тис. людей, з яких 79 загинули, мав місце в японському місті Мінамата, що на острові Кюсю. Як з'ясувалося в результаті розслідування, ртуть накопичувалася у прибережних водах і рибі внаслідок тривалого, скидання неочищених стічних вод хімічним комбінатом "Тіссо".

Фосфати і нітрати

Ці речовини потрапляють в океан двома шляхами:

- скидання побутових відходів;
- змив з оброблюваних земель.

Внаслідок цього виду забруднення окремі представники флори океану розвиваються інтенсивніше інших. В результаті цього процесу зменшується різноманітність видів, що негативно позначається на харчовому ланцюзі, характерному для даного району океану.

Вуглеводні

Нафта і нафтопродукти є найбільш шкідливими для океану забруднювачами. За різними оцінками, у Світовий океан потрапляє щорічно від 10 до 25 млн. т нафти і нафтопродуктів. Це складає менше 1% від обсягу світового видобутку, але веде до економічних втрат в інших галузях діяльності, пов'язаних з океаном – туризмі, промисловому рибальстві та ін. Більше всього забруднюючих вуглеводнів потрапляє в океан від людства *прямим шляхом* – в результаті скидання з суден і *непрямим* – атмосферний перенос з материків внаслідок випаровування летючих нафтопродуктів, крім того має місце природне просочування нафти в морське середовище скрізь тріщини земної кори.

Найбільш небезпечними є аварійні розливи нафти. Вони завжди відбуваються несподівано і, як правило, поблизу берегів, коли за короткий час і на обмеженій площі поверхні океану виявляється велика кількість нафти. Дослідження, проведені японськими вченими, показали: якщо вилити 100 т нафти на поверхню моря при температурі води $+20^{\circ}\text{C}$, густині нафти $0,9\text{ кг/м}^3$, силі поверхневого натягу $0,02\text{ Н / м}$, то вже через 3 хвилини виникає пляма радіусом 54 м і товщиною 1 см. Плівка нафти забруднює не тільки береги, а й дно океану.

Гинуть птахи, що потрапили в нафтову пляму, і навіть наземні ссавці. Так, внаслідок розливу нафти при посадці на міліну в Магеллановій протоці танкера "Метула" на берегах Вогняної Землі, загинули 40 тис. пінгвінів. А після пожежі на танкері "Полікомандер" частина незгорілої нафти випала у вигляді "чорного дощу", забруднивши траву на пасовищах, що призвело до масового падежу домашніх тварин.

Отрутохімікати

Цей вид забруднення пов'язаний, насамперед, із застосуванням пестицидів – хімічних препаратів, які використовуються для знищення шкідливих організмів і рослин (від лат. *pestis* – зараза, *saedo* – вбивати), наприклад таких, як сумно відомий ДДТ (дуст). Світове виробництво пестицидів досягло 5 млн. т на рік. Відносна хімічна стійкість і широке

використання в сільському господарстві сприяли надходженню цих речовин в океан у великих кількостях.

Пестициди потрапляють в море зі стічними водами з земель сільськогосподарських районів або з атмосфери. До 50% пестицидів, що розпилюються, взагалі ніколи не потрапляють на оброблювані рослини, а переносяться вітрами на великі відстані. Складовими пестицидів є хлорорганічні речовини, які можуть накопичуватися у воді і жирових тканинах риб і морських ссавців.

Пестициди виявлені в різних районах Світового океану далеко від місць їх розпилення. Отрутохімікати досягли навіть Антарктиди, на берегах якої вони ніколи не застосовувалися: аналіз снігового покриву Антарктики показав, що на ньому осіло близько 2300 т пестицидів. Більш того, така речовина, як ДДТ, заборонена до застосування після виявлення його канцерогенних властивостей, виявлена у великих кількостях у печінці й жирі антарктичних тюленів, білих ведмедів і пінгвінів.

Тверді відходи

Історично саме цей вид забруднення першим привернув увагу законодавців. Наприклад, у США в 1899 р. був прийнятий Закон про річки і гавані – перший важливий закон, що повинен був врегулювати питання, пов'язані із забрудненням океану. Необхідність прийняття закону була викликана несанкціонованими звалищами будівельного сміття в порту Нью-Йорка, що перешкоджали судноплавству в акваторії порту. Основну небезпеку для тваринного і рослинного світу океану являє осад стічних вод. Крім вмісту токсичних хімічних сполук, затоплений органічний матеріал поглинає мною кисню, створюючи проблеми для мешканців океану. Інша категорія твердих відходів – гравій та пісок, які видобуваються земснарядами з дна акваторій портів і під час розчищення судноплавних шляхів. При вивозі і скиданні цього матеріалу за межами фарватеру, утворюється величезна кількість зважених часток, які спочатку зменшують прозорість води, а при випаданні в осад створюють несприятливі умови для розвитку флори і фауни океану.

В останні десятиліття особливим видом забруднень стали пластикові вироби (пляшки, пакети), які потрапляють в океан. Ці предмети легше води і тому довго плавають на поверхні, забруднюючи узбережжя. Серйозну проблему вони представляють для судноплавства, засмічуючи трубопроводи систем охолодження двигунів морських судів. Відомі випадки загибелі великих морських ссавців через механічну закупорку їх легких жмутами синтетичного впакування. Крім того, за повідомленнями засобів масової інформації, в Тихому океані між Гавайськими островами і екватором був виявлений "плаваючий острів" розміром з Європу з пластикових пляшок! Острів утворився під дією південної пасатної течії і між пасатної протитечії. Він обертається за годинниковою стрілкою, постійно збільшуючись в розмірах.

Радіоактивне забруднення

Радіоактивністю називають здатність атомів до перетворення, яке супроводжується випусканням α -, β - і γ – випромінювання. Присутність таких атомів або продуктів їх розпаду в навколишньому середовищі є наслідком природного і штучного радіаційного фону. При встановленій максимально допустимій дози 5 бер/рік людина отримує від природного фону щорічно близько 0,0025 бер. Чим складніший організм, тим він більш схильний до радіаційного впливу. Для найпростіших (зоопланктону і бактерій) смертельна доза в 100 разів вище, ніж для людини.

Навчившись використовувати енергію атома, людство зіткнулося зі штучною радіацією і штучним радіаційним фоном. Штучні радіоактивні відходи потрапляють в океан:

- з атмосфери в результаті ядерних випробувань (зараз цей шлях перекритий введенням заборони на ядерні випробування);
- при скиданні радіоактивних вод і речовин з підприємств атомної промисловості і АЕС;
- при скиданні радіоактивних відходів з суден з атомними енергетичними установками (АЕУ). Таких суден разом з атомними човнами в світі більше 300. За один рік роботи на атомному човні утворюється (в залежності від потужності реактора) від 300 до 500 л забруднених смол, які використовуються при фільтрації води. Проблема їх поховання поки ще кардинально не вирішена;
- при аваріях атомних підводних човнів і судів з АЕУ;
- при витоку радіації з поховань радіоактивних відходів.

Біля атлантичного узбережжя США в океані поховано 90 тис. контейнерів з радіоактивними відходами на 100 тис. Кі (кюри), а в Європейській частині – на 500 тис. Кі. У 1950-90 рр. Радянським Союзом у водах Льодовитого океану були затоплені ядерні відходи загальною активністю 125 тис. Кі. у тому числі 15 реакторів і екранне складання атомного криголама "Ленін". 13 реакторів аварійних атомних підводних човнів. Великобританія затоплювала радіоактивні відходи в Ірландському морі, а Франція – у Північному. Особливу потенційну небезпеку представляють затоплені реактори атомних підводних човнів.

Підвищення температури води

Одним з видів забруднення водойм є теплове. Скидання електростанціями, промисловими підприємствами підігрітої води у водойму призводить до підвищення в ньому температури. У результаті у водоймі зменшується кількість кисню, збільшується токсичність забруднюючих воду домішок, порушується біологічна рівновага. У забрудненій воді з підвищенням температури починають бурхливо розмножуватися хвороботворні мікроорганізми і віруси. Потрапивши в питну воду, вони можуть викликати спалахи різних захворювань.

Забруднення морських вод відбувається нерівномірно. Особливо піддаються забрудненню прибережні та шельфові області, міжматерикові та внутрішньоматерикові моря, куди виноситься потік стічних вод річками;

цьому сприяє також розташування у прибережних районах суші значної частини промислових підприємств, а на низькодолах – землеробських угідь. Для районів шельфу найбільш характерне нафтове забруднення. Здатність морських вод до самоочищення від нафтового забруднення залежать від географічної широти, температури води, розміру хвилювання на поверхні моря і т.д. Так, при низьких температурах розкладення нафтопродуктів, які потрапили у морську воду, відбувається повільніше, що призводить до їх накопичення і шкідливого впливу. Дуже широко в морських водах розповсюдились пестициди, половина яких надходить із повітря, а решта виноситься із агроєкосистем поверхневим стоком. Дампінг радіоактивних відходів призвів до підвищення радіоактивності деяких районів (Ірландське море, Японське море, північно-східна частина Атлантики, тихоокеанське узбережжя США та ін.).

14.5 Охорона і моніторинг вод Світового океану

За глобальними оцінками, внаслідок забруднення за останні тридцять років інтенсивність життя в морях і океанах знизилось на 30%, а щорічна продукція нектону (плаваючого життя), в тому числі промислових риб – не менш як на 20 млн. тонн. Сьогодні проблема захисту вод Світового океану стала однією із найактуальніших, бо стосується всіх країн світу. Через це в ООН розроблено і прийнято кілька важливих угод, що регулюють рибальство, судноплавство, добування корисних копалин з морських родовищ тощо. В 1982 р. була підписана більшістю країн світу відома угода "Хартія морів". Також створюється міжнародна служба моніторингу для постійного спостереження за станом Світового океану.

Екологічний моніторинг Світового океану – це спостереження за його станом з метою його контролю, прогнозу й охорони. Тобто три складові моніторингу: спостереження за факторами дії на морські екосистеми і за їх станом, оцінка фактичного стану Світового океану, прогноз його стану і оцінка прогнозного стану.

Для кращого функціонування системи екологічного моніторингу, для забезпечення повноти подачі інформації для розробки прогнозів та прийняття оперативних рішень у разі виникнення надзвичайних ситуацій необхідною та важливою умовою є створення системи комплексного глобального моніторингу Світового океану, тобто спостереження за всіма процесами, які проходять в морських екосистемах, механізмами поглинання, накопичення, трансформації та переходу забруднюючих речовин між компонентами водного середовища, реакцією біологічних об'єктів на зміни стану Світового океану.

Для цієї системи необхідно вирішити наступні завдання:

1. Виявити канали надходження та оцінити потоки забруднюючих речовин в біопродуктивних та чутливих екосистемах. Найбільша загроза забруднення Світового океану стосується саме цих видів екосистем, тобто

тих, які є недостатньо сильні та чутливі до забруднень, і чия продуктивність є найвищою.

2. Вивчити можливі негативні наслідки забруднення екосистем та зв'язки між рівнями накопичення забруднюючих речовин та екологічними змінами, які характерні для певних екосистем. Для того, щоб приступити до проведення моніторингових досліджень, важливо і необхідно визначити, до яких саме наслідків може призвести забруднення морських екосистем.

3. Визначити критичні концентрації забруднюючих речовин, які можуть викликати порушення функціональних біологічних та біохімічних процесів. Тобто необхідно визначити, яка кількість забруднюючих речовин (нафти, СПАР, важких металів, пестицидів та ін.) ще не викликає значних змін у функціонуванні Світового океану, а яка – призводить до порушення процесів, які забезпечують діяльність морських екосистем.

4. Побудова математичних моделей окремих екологічних процесів для прогнозу екологічної ситуації в океані в локальному, регіональному та глобальному масштабах. Математичне моделювання має надзвичайно важливе значення для екології, оскільки воно дозволяє наочно спрогнозувати можливі наслідки того чи іншого впливу на екологічні системи.

Отже, після вирішення цих питань переходять до власне самого моніторингу Світового океану, який дає реальну картину стану океану та дає основу для контролю та захисту Світового океану від забруднення.

Комплексний моніторинг Світового океану має вирішувати наступні завдання:

1. Визначення:

- джерел надходження забруднюючих речовин у Світовий океан; скидання стічних вод у морські екосистеми; поверхневі змиви забруднюючих і біогенних речовин у Світовий океан;
- техногенних аварій, що призводять до розливу рідких забруднюючих і небезпечних речовин;
- умов перенесення, міграції та перерозподілу забруднюючих речовин у водному середовищі;

2. Збір даних про стан антропогенних джерел емісії: потужність джерела викиду і його місце розташування.

3. Дослідження природного середовища Світового океану та ключових процесів, що в ньому відбуваються.

4. Фундаментальні дослідження процесів взаємодії океану й атмосфери, у тому числі, глобального характеру (парниковий ефект, обмін масою та енергією, біогеохімічний цикл вуглець-кисень й ін.).

5. Вивчення динаміки екосистем, морських біологічних ресурсів і виявлення нових районів промислу морепродуктів на основі оцінки біопродуктивності різних акваторій Світового океану, розвиток марикультури.

6. Дослідження будови й розвитку земної кори дна морів й океанів, прогноз й оцінка мінеральних ресурсів Світового океану.

7. *Навігаційно-гідрографічне й гідрометеорологічне забезпечення виконання оборонних і народногосподарських завдань;*

8. *Дослідження природних та антропогенних надзвичайних ситуацій у морських акваторіях і прибережних районах (землетрусів, цунамі, пожеж, повеней, вивержень вулканів, розливів нафти тощо).*

Комплексний глобальний моніторинг Світового океану вирішує не лише екологічні, а й господарські й економічні проблеми та забезпечує інформування про можливі надзвичайні ситуації та застерігає їх виникнення. Існує як програма комплексного глобального моніторингу Світового океану, так і регіональні та локальні програми. Тобто, крім спільного спостереження за станом морських екосистем, кожна країна, що має вихід до Світового океану, свій континентальний шельф розробляє власну моніторингову програму, яка відповідає міжнародним нормативно-правовим актам з питань охорони Світового океану.

Для організації спостережень за станом Світового океану (тут мається на увазі якість морської води) встановлено *три категорії пунктів спостереження*.

Категорію пункту спостереження вибирають з урахуванням розміщення та потужності джерел забруднення, а також складу, концентрації забруднюючих речовин, регіональних та кліматичних умов. Межі контролюючих районів визначають залежно від фізико-географічних особливостей кожного моря з урахуванням розподілу забруднюючих речовин та гідрометеорологічного режиму.

Є три категорії пунктів спостереження за якістю морської води.

Пункти *1-ої категорії* призначені для спостереження за якістю води в прибережних районах, які мають важливе господарське значення. Вони розміщуються:

- у районах водокористування населення;
- у портах і припортових акваторіях;
- у місцях нересту та сезонного скупчення цінних риб та інших морських організмів;
- у місцях скиду міських стічних вод і стічних вод промислових та сільськогосподарських комплексів;
- у районах розробки та транспортування корисних копалин;
- на гирловому узмор'ї великих річок.

Пункти *2-ої категорії* призначені для спостереження за якістю води прибережних районів і районів відкритого моря, а також для дослідження сезонної та річної зміни рівня забрудненості морських вод. Вони розміщуються в районах, де надходження забруднюючих речовин проходить за рахунок процесів міграції.

Пункти *3-ої категорії* призначені для спостереження за якістю морських вод у районах відкритого моря, для дослідження річної зміни забруднення морських вод та для розрахунку балансу хімічних речовин.

Таким чином, спостереження за якістю води в пунктах 1-ої категорії проводять в місцях скиду забруднюючих речовин, на пунктах 2-ої категорії – в забруднених районах морів та океанів, у пунктах 3-ої категорії – у відносно чистих водах.

За результатами моніторингу Світового океану розробляються рішення та заходи для зменшення забруднення океану та раціонального використання його ресурсів.

Завдання на самопідготовку

Заповнити термінологічний словник з визначенням ключових понять лекційного матеріалу.

Ключові термінологічні поняття: плейстон, нейстон, бенталь, пелагіаль, супралітораль, літораль, сублітораль, батіаль, абісаль, ультрабісаль.

Питання для самоконтролю

1. Які основні екологічні групи виділяються в Світовому океані за способом життя?
2. Охарактеризуйте роль плейстону і нейстону в житті Океану.
3. Які екологічні функції виконують живі організми, що входять в екосистему Світового океану?
4. Визначте фактори зовнішнього середовища, що впливають на біологічну продуктивність Океану.
5. Охарактеризуйте біогеографічну горизонтальну зональність Океану.
6. Яким чином забруднення Світового океану впливає на стан його екосистем?
7. Охарактеризуйте прямі й непрямі екологічні функції Світового океану.
8. Охарактеризуйте основні джерела забруднення вод Світового океану.
9. Визначте передумови забруднення океанічних вод мікроелементами.
10. Охарактеризуйте шляхи проникнення фосфатів і нітратів в океанічні води.
11. Визначте вплив вуглеводнів на стан екосистем Світового океану.
12. Охарактеризуйте, які категорії твердих відходів викликають забруднення Світового океану.
13. Охарактеризуйте систему моніторингу Світового океану.
14. Визначте три категорії пунктів спостереження за якістю морської води.
15. Охарактеризуйте напрямки міжнародної співпраці у сфері охорони Світового океану.

