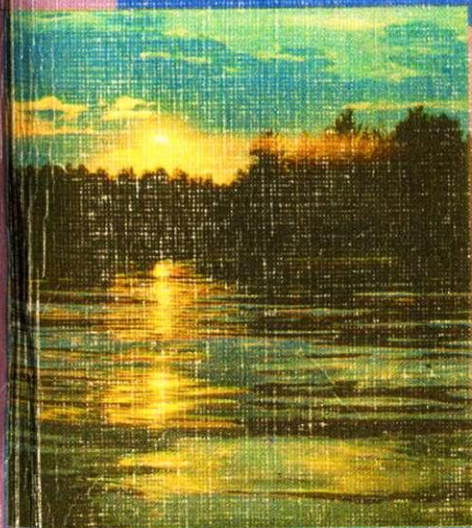


ЗАГАЛЬНА



ГІДРОЛОГІЯ



**Левківський С.С., Хільчевський В.К.,
Ободовський О.Г. та ін.**

ЗАГАЛЬНА ГІДРОЛОГІЯ ГІДРОЛОГІЯ

За редакцією С.М. Лисогора

Затверджено Міністерством освіти України як
підручник для студентів географічних, геологічних і
гідрометеорологічних факультетів вищих закладів
освіти

Київ — 2000

ББК Д22
З 14
УДК 551:49

Загальна гідрологія. Підручник / Левківські С.С., Хільчевські В.К., Ободовської О.Г., Будкіна Л.Г., Гребінь В.В., Закрецькі Д.В., Лисогор С.М., Падун М.М., Пелешенко В.І. — К.: Фітосоціоцентр, 2000. - 264 с.

В підручнику подані відомості про науку гідрологію і гідросферу, яка є предметом її вивчення; описані основні фізичні та хімічні властивості води, її розподіл на земній кулі, круговорот, походження, методи вивчення і значення в природних процесах та господарській діяльності людини; наведені основні відомості з гідрології водних об'єктів суші (річок, озер, боліт, підземних вод) та гідрології моря. В заключній частині підручника характеризуються водні ресурси України, їх використання, охорона та відтворення.

Підручник розрахований на студентів географічних спеціальностей університетів, а також може бути використаний студентами гідрометеорологічних, природничих, водогосподарських факультетів і вузів, вчителями та спеціалістами, сфера діяльності яких пов'язана з водними ресурсами, їхнім використанням й охороною.

Р е ц е н з е н т і і:

д-р геогр. наук. проф. М.Л. Крпльук
(Чернівецький державний університет ім. ІО Федьковича):
д-р геогр. наук В.М. Тімченко
(Інститут гідробіології НАН України)

ISBN 966-7459-57-8

© Левківські С.С., Хільчевські В.К., Ободовської О.Г.,
Будкіна Л.Г., Гребінь В.В., Закрецькі Д.В., Лисогор С.М.,
Падун М.М., Пелешенко В.І., 2000
© Український фітосоціологічний центр, 2000

ПЕРЕДМОВА

Серед дисциплін географічного циклу, які вивчають географічну оболонку Землі, значне місце посідає гідрологія — наука про гідросферу. Це порівняно молода наука. Її виділення в самостійну галузь знань було зумовлене практичними запитамися щодо поверхневих і підземних вод, які відігравали велику роль у житті та господарській діяльності людини, і ця роль зростала в міру розвитку суспільства. Особлива увага воді (водним ресурсам) приділяється в наш час, тому що водні ресурси стали виступати важливим природним ресурсом, котрий часто визначає можливості розвитку промисловості і сільського господарства, розміщення міст та інших населених пунктів, організації відпочинку та охорони здоров'я людей. Залежність економіки держав і умов розвитку суспільства від водних ресурсів у міру розвитку продуктивних сил не зменшується, а постійно зростає, тому що збільшуються потреби у воді і підвищуються вимоги до її якості. Якщо порівняно недавно нестача води відчувалася лише в районах, які недостатньо забезпечені природними водними ресурсами через нерівномірність територіального розподілу їх, то тепер водна проблема охоплює все більше й більше районів і держав, навіть тих, які раніше вважалися багатими на воду. Проблема водозабезпечення стає однією з найактуальніших серед соціальних і науково-технічних проблем сучасності. Велика роль у її розв'язанні належить гідрології, котра вивчає водні ресурси, дає гідрологічне обґрунтування різноманітних програм, планів і проектів, у яких враховується водний фактор, обґрунтовує заходи щодо раціонального використання й охорони природних вод. Гідрологічні знання потрібні географам різних спеціальностей, тому що, крім глибоких знань зі своєї вузької спеціальності, вони повинні добре уявляти місце і роль води в природі та господарській діяльності людини, суть гідрологічних явищ і процесів та їхню роль у функціонуванні різних природних компонентів, знати методи досліджень елементів гідрологічного режиму водних об'єктів і вміти застосовувати гідрологічні знання в інших розділах географії. Допомогти досягненню таких цілей і покликана дисципліна "Загальна гідрологія", вивчення якої передбачене учбовими планами географічних факультетів університетів.

Незважаючи на те, що останнім часом опубліковано багато навчальної і наукової літератури з гідрології, студенти при вивченні основ загальної гідрології спікаються з певними труднощами, оскільки ця література видавалася переважно російською мовою. Навчальний посібник "Основи загальної гідрології", котрий вийшов друком у 1975 р. і мав невеликий тираж, давно став бібліографічною рідкістю та йдешо застарів. Тому викладачами кафедри гідрології та гідрохімії географічного факультету Київського Національного університету імені Тараса Шевченка згідно з програмою дисципліни "Загальна гідрологія" підготовлений цей підручник.

С грику рік» підручник складено так, що спочатку подаються відомості про гідрологію як науку, розглядається її місце у вивченні географічної оболонки Землі: далі характеризується поділ води земної кулі на окремі водні об'єкти і описується круговорот води як безперервний процес переміщення, взаємозв'язку та відновлення всіх вод гідросфери. Значне місце із підручнику займає опис фізичних та хімічних властивостей води, їхніх особливостей, ролі та значення води в природних процесах і господарській діяльності людніш. Послідовність вивчення основ гідрології окремих водних об'єктів ґрунтується на значущості їхніх вод для людини. Тому спочатку пропонується для вивчення *гідрологія суші*, водні об'єкти якої переважно є носіями прісних вод — найважливішого її незамінного для життєдіяльності людини природного ресурсу, а потім - - *гідрологія моря*. Заключна частина підручнику присвячена питанням раціонального використання, охорони та відтворення водних ресурсів України.

Окремі розділи підручника написали: розділ 1 — доц. С.С. Левківський, доц. М.М. Падун, проф. І.К. Хільчевський; розділ 2 — доц. С.С. Левківський, доц. М.М. Падун; розділ 3 — доц. Л.Г. Будкіна, доц. В.В. Гребінь, доц. О.Г. Ободовський; розділ 4 — доц. С.М. Лисогор, доц. О.Г. Ободовський; розділ 5 — доц. Л.Г. Будкіна, доц. С.М. Лисогор; розділ 6 - доц. С.М. Лисогор; розділ 7 — проф. Д.М. Закревський, проф. В.І. Пелетепко; розділ 8 — проф. В.К. Хільчевський; розділ 9 — доц. С.С. Левківський.

І. ГІДРОЛОГІЯ ЯК НАУКА. МІСЦЕ ЇЇ У ВИВЧЕННІ ГЕОГРАФІЧНОЇ ОБОЛОНКИ

1.1. Предмет вивчення гідрології, поділ її на розділи та значення

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 них має свій поділ. Всі основні оболонки та їхні частини перебувають у складних взаємозв'язках і в сукупності утворюють *географічну (ландшафти)* оболонку.

Кожну з численних форм руху матерії, які утворюють географічну оболонку, вивчає певна природнича наука — *фізика, хімія, біологія ТА ін.* Географічну ж 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 виділяється, тому що гідросфера в ряді випадків проникає в літосферу (земну кору).

Предметом вивчення гідрології є не вода як фізична речовина, а гідросфера в цілому. Вона вивчає властивості гідросфери та її складових частіш, процеси й явища, які в них відбуваються, закономірності, за якими ці явища і процеси розвиваються, а також взаємозв'язок і взаємодію природних вод із земною корою й атмосферою.

Сучасна гідрологія як наука про гідросферу об'єднує в собі окремі науки про складові частини гідросфери, //(о 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 утвореннях суші. Тому різні її методи вивчення їх. Через це загальна гідрологія за об'єктами вивчення поділяється на дві великі самостійні частини: *гідрологію моря* і *гідрологію суші*.

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* і *океанографію*.

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, або гідрогеологія (геогідрологія), вивчає походження, поширення, режим, динаміку, ресурси і фізико-хімічні властивості підземних вод та розробляє методи розвідування і добування їх для народногосподарського використання. *Гідрологія річок* (застаріла назва — потамологія) 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*, або гідроаерологія, вивчає водні процеси в атмосфері (аеросфері) — 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 і 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.

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* (гідрологічні розрахунки), 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 пов'язаних з використанням вод заходів потребують не тільки обґрунтування гідрологічними розрахунками. 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 завбачення (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 рівновагі 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 водії. 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 сільгоспугідь. 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 жіптя у водах — *гідробіології*. Дослідження хімічного складу вод океанів і морів пов'язані з *океанологією*, підземних вод — з методами *гідрогелогії* та *геохімії*.

Таким чином, гідрохімія в системі наук про Землю має двійчастий характер. З одного боку, вивчаючи хімічний склад води різних водних об'єктів суші, вона є частиною гідрології; з іншого боку, вивчаючи хімію гідросфери, гідрохімія є частиною науки про хімію земної кори — *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 (В.К. Хільчевський та ін., 1995).

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 *грунтознавства* є процеси розмиву (ерозія) та відкладання (аккумуляція) продуктів руйнування гірських порід, що мають місце на земній поверхні. Питання вивчення режиму підземних вод та їхнього зв'язку з поверхневими водами є спільним для гідрології суші й гідрогелогії. Гідрохімія як частина гідрології пов'язана з хімією, гідробіологія — з біологією тощо. 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 проведенні вимірювань і спостережень та обробці одержаних даних.

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 і 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 зацікав-

лених 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 км³, 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 водотістачання 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 запити всіх галузей народного господарства.

На території України нараховується понад 73000 річок і струмків різної довжини і близько 20000 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 природні 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 водної маси. 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. Досвід Великої Вітчизняної війни дав багато прикладів того, як хід військових операцій і, особливо, пересування військових частин залежали від вивченості річок, переходи через які були передбачені планами проведення операцій, інколи переходи збігалися в часі з періодами водопіль чи паводків на річках. У таких випадках дуже важливе значення мали прогнози щодо підвищення і тривалості стояння високих рівнів води.

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

і . 2 . Походження води

Вода — це не випадкова речовина на Землі, вона була активним її творцем й одним з основних "будівельних матеріалів". -

Існує декілька гіпотез, які пояснюють походження води на земній кулі. Всі вони певною мірою спираються на різні космогонічні теорії утворення Сонячної системи і нашої планети. Вданий час однією з найбільш визнаних є теорія утворення Землі з холодної газопилової хмари галактичної речовини. (Цю гіпотезу свого часу висунув і математично обгрупував академік О.Ю. Шмідт.) Дана теорія припускає, що в цій хмарі була й вода, переважно у вигляді льодового гашу.

Теорію виникнення гідросфери детально розробив академік О.П. Виноградов. Він виходив з припущення про поступове розігрівання маси Землі на початковій стадії її розвитку і виплавлення при цьому більш легких елементів, які вміщували також воду. Основними джерелами тепла, згідно з теорією Виноградова, була енергія радіоактивного розпаду та енергія, яка вивільнилася при ущільненні первинної речовини, котра складала планету. Цього тепла було достатньо для глибоких фізико-хімічних процесів, які спричинили розшарування Землі на концентричні внутрішні оболонки (або геосфери), що мають різні властивості.

Беручи за основу принцип так званого зонного плавлення, Виноградов пояснює появу первинної, або ювенільної, води пояснює так. Зонне плавлення полягає в тому, що при повільному нагріванні порід мантиї Землі відбувається плавлення порід і поділ їх на легкоплавку і тугоплавку фази. Леткі хімічні сполуки, у тому числі й вода, що є складовою частиною мантиї, переходять при цьому в легкоплавку фазу. Завдяки різниці в щільності під впливом гравітаційної сили легкоплавкі елементи, в яких розчинена вода, безперервно піднімаються (відтискуються) догори, ближче до земної поверхні, ще більше збагачуючись на воду, а тугоплавка фаза, кристалізуючись й утворюючи базальтові породи, лишається внизу. Нарешті, на певній глибині, де температура вже не перевищує критичної точки (тобто температури, вище якої вода може існувати лише у вигляді пари), відбувається охолодження, дегазація та кристалізація цього розплаву (утворюються гранітні породи), а вода вперше з'являється у вигляді пари і вступає у вічний круговорот та поповнює гідросферу Землі. Дегазація надр планети не була рівномірною і пов'язувалась з станами інтенсивного гороутворення та вулканізму.

Процеси дегазації порід мантиї, а отже, й утворення основних мас землі і зародження Світового океану відбувалися на початку геологічної історії Землі, коли вік її становив лише кілька сотень мільйонів років. Спочатку води було мало. В процесі подальшої еволюції об'єм Світового океану збільшувався за рахунок виділення ювенільної води при масових вулканічних виверженнях у період інтенсивного гороутворення.

Близько двох з половиною мільярдів років тому, коли земна кора поді-

лилась на підносно-стабільні, або платформенні. області та-області підвищеної рухливості і і інтенсивного горотворення, виникли порівняно неглибокі внутрішні моря (прообрази майбутніх океанів), завдяки яким збільшилось випаровування з водної поверхні і зародився регулярний круговорот води.

У подальшому, внаслідок розплавлення та виділення водяної пари з легкоплавкої фази, мантія Землі зменшувалась, а вода лоловнювала гідросферу. З часом надходження ювенільних вод теж зменшувалось, і об'єм Світового океану, який в основному сформувався понад 500 мільйонів років тому, змінювався незначно.

Проведені останнім часом дослідження Всесвіту за допомогою точної апаратури, котра встановлювалася на супутниках і космічних кораблях, підтвердили, що вихідні елементи для утворення води — водень і кисень — у нашій Галактиці належать до шести найпоширеніших речовин космосу. Тому мільярди років тому в холодній газопиловій хмарі, яка з часом згущувалася, ущільнювалася і стала Землею, вже була вода.

Подальше перетворення і взаємодію різних речовин можна прослідкувати за геохімічною моделлю нашої планети, розробленою М.П. Семененком. Модель дає уявлення, що земна кора, яка складається з окислених порід, є своєрідним кисневим каркасом, а ядро планети складають гідрати декількох металів та частково карбід заліза. В зонах найвищих тисків і температур виділяються переважно водень і вуглеводень. Далі від центра планети ці речовини взаємодіють з окисленими породами, внаслідок чого утворюються водяна пара і вуглекислий газ. Ці сполуки постійно виходять на поверхню Землі через жерла вулканів та всілякі наземні й підводні тріщини і розломи земної кори.

За підрахунками Семененка, за час існування Землі на її поверхню виділилось біля $3.4 \cdot 10^6$ км³ води. Третина цієї кількості в пароподібному стані залишила поверхню планети: під дією Сонця значна частина її фотодисоціювалася на водень і кисень. Решта маси води поступово сформувала гідросферу.

1.3. Види водних об'єктів та їхній 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 та 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 *льодовикитг підземні води*.

VI

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

Водним об'єктам властивий певніш *гідрологічний режим*, під яким розуміють закономірні зміни стану водного об'єкта в часі, що склалися під впливом фізико-географічних умов, оасеїтіу. насамперед -кліматичних. Гідрологічний режим проявляється у вигляді багаторічних, річних, сезонних і добових коливань рівнів води (режим -глвша)^вшрат води (режим стоку⁷), 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.

Колівання 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*.

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

Під *гідрологічними явищами* розуміють форми проявієіша окремих складових гідрологічного режиму, наприклад виникнення різних видів льоду, його накопичення в руслі (затори, зажорн), накопичення води в заглибленнях на поверхні водозборів та на заплавах під час весняного сніготанення, сейші в озерах, цунамі біля узбережжя океанів і морів тощо, а під *гідрологічними процесами* — послідовний розвиток 7 часі і просторі окремих гідрологічних характеристик.

1.4. 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 короточасного - 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

одержують 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 гидросфері. 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 застосовують 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 гідрологові 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, сейшу-морях та озерах, фізичні й хімічні властивості води тощо. В польових умовах на спеціально обладнаній експериментальній майданчиків або невеликих водозборах вивчають формування стоку, поглинання води ґрунтом, випаровування з водної поверхні і суші, вплив агротехнічних заходів, які проводяться на водозборах, на стік 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 гидротехнічних споруд, меліоративних систем, систем водопостачання тощо, будівництво їх 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 тих величин, встановити типові риси режиму для водотоків певних територій можна за допомогою методів математичної статистики і теорії ймовірності, які дуже широко застосовуються в гідрології.

1.5. Становлення і розвиток гідрології як науки

Гідрологія як самостійна наука порівняно молода. Вона сформувалась наприкінці XIX — початку XX ст. однак зародження її відноситься до найранішого періоду існування людського суспільства. Води суші (річки, озера, підземні води) завжди мали велике значення в житті людини. Відшукування водних джерел, біля яких створювалися поселення, вже включало в зародковій формі ту дослідницьку роботу, яка, поступово розвиваючись, привела спочатку до використання річок як шляхів сполучення, а потім і прокладання від них примітивних зрошувальних канатів.

Звичайно, і в початковий період свого існування людство накопичувало знання про водні об'єкти. Люди повинні були стежити за їхнім режимом, відзначати певні залежності тощо. До найраніших гідрологічних спостережень відносяться спостереження древніх єгиптян за коливаннями

рівнів води р.Нілу за допомогою "ніломірів" перших гідрологічних постів. Деякі, гідрологічні уявлення й відомості викладені в працях стареєрських і староримських мислителів та філософів (Фалеса. Геродота. Платона. Аристотеля, Вітрувія та ін.). Розвиток гідрології завжди стимулювався потребами практики.

Перші відомості про річки та озера на території колишнього СРСР, до складу якого входила Україна, належать до першої тисячоліття до нашої ери, коли велись водомірні спостереження на деяких річках Середньої Азії в районах зрошення. Перші описи Нижнього Дніпра до порогів були зроблені в V ст. до н.е. Починаючи з XII ст. описи водних шляхів наводяться в давньоруських літописах. Подальша історія дослідження вод тісно пов'язана з культурним і економічним розвитком країн, з розвитком таких галузей господарства, як водний транспорт, лісоплав, водопостачання, гідроенергетика, водна меліорація (зрошення, обводнення, осушення).

В XV-XVI ст. гідрологія набуває дальшого розвитку. В ці часи — часи Великих географічних відкриттів — проводяться систематичні океанографічні спостереження (експедиції Колумба. Магеллана та ін.). Леонардо да Вінчі (1452-1519) одним з перших правильно тлумачив походження річок, відзначив при цьому роль і дощових, і підземних вод; ним же були проведені перші спостереження за динамікою водного потоку.

В XVII ст. гідрологічні знання ще більше поглиблюються. Гідрологічними явищами цікавився Декарт, а перші кількісні оцінки зробив П'єр Перро, який розрахував, що дощових вод цілком вистачає для підтримання стоку річок. Подібні обчислення продовжив і розвинув Маріотт. Оцінку ролі випаровування в гідрологічних процесах вперше дав Галлей; ним же чітко описаний круговорот води в природі та його кількісні показники. В 1694 р. в кшззі, яка була видана Мельхіором у Фрашсфурті-на-Майні і містила початки вчення про води, вперше з'явився термін "гідрологія".

В історії досліджень водних об'єктів Росії значне місце займає період царювання Петра I, коли почалося більш-менш систематичне вивчення їх. Відновлення виходу до Балтійського моря, розвиток промисловості, розширення торгівлі, створення морського флоту, необхідність постачання нової столиці (Петербурга) продуктами і сировиною вимагали поліпшення внутрішніх водних шляхів і будівництва сполучних каналів. У цей період були описані найбільші річки з метою використання їх для судноплавства, в 1700 р. вперше в Росії виміряно витрату води Волги поблизу Кзмишіша, а в 1715 р. відкрито перший водомірний пост на Неві біля Петропавловської фортеці. Дослідження на вододілах між Волгою і Доном, Окою і Доном. Москвою-рікою і Верхньою Волгою та в інших місцях дали змогу виявити можливості сполучення цих річок каналами і розпочати будівництво штучних водних систем (Випшеволоцької, Марийської, між Волгою і Доном, в обхід порогів на Середньому Дніпрі).

У вивченні природних вод значний внесок зробив видатний російський вчений М.В. Ломоносов. За його ініціативою було проведено анкетне обстеження характеристик весняних водопіль, скресання і замерзання річок. Їда Ломоносова про взаємозв'язок підземних і поверхневих вод, про режим вод і фактори, що його зумовлюють, позначилися на дальшому планомірному вивченні водних об'єктів.

Вивченням річок певною мірою займалися російські землепроходці та географи XVIII ст.

У XVIII-XIX ст. проводилися значні експедиційні дослідження Світового океану (експедиції В. Берінга. О.І. Чирикова, Х.П. Лаптева, С.І. Челюскіна, Дж. Кука, І.Ф. Крузенштерна і Ю.Ф. Лисянського, Ф.Ф. Беллінсгаузена та М.П. Лазарева, О.Є. Коцебу і Е.Х. Ленца, Ф.П. Літке та багатьох інших), в результаті яких уточнювались карти і накопичувались відомості про властивості морських вод. Першою по-справжньому науковою океанологічною експедицією вважають кругосвітню експедицію на англійському корветі "Челленджер" (1872-1876 рр.), під час якої був проведений весь комплекс океанологічних досліджень у Світовому океані.

Великий внесок у розвиток океанології в цей період зробили С.О. Макаров, В. Б'єркнес, В. Екман, М. Кнудсен, Ф. Нансен. Перші широкі узагальнення зробили в Німеччині О. Крюммель, в Росії Й.Б. Шпіндлер та Ю.М. Шокальський.

В 70-х роках XIX ст. почалися великомасштабні водні дослідження в Росії, коші для перевезення вантажів стало потрібно поряд із залізницями і гужовими дорогами розвивати водні шляхи. У зв'язку з цим була створена навігаційно-описова комісія тодішнього Міністерства шляхів сполучення, котра за 20 років своєї діяльності (1875-1894) виконала велику роботу по дослідженню вод країни. Було складено і видано навігаційні атласи і альбоми, а також створено водомірну сітку на судноплавних річках, закладено основи методики водних досліджень, видано монографії по великих річках.

Для використання заболоченій земель і боліт у західних та північно-західних районах Росії під сіножаті і пасовища, а також для поліпшення росту державних лісів та оздоровлення місцевості в 1873г., 1889 рр. проведені роботи по осушенню боліт, особливо на Поліссі.

Посуха і неврожай 1880 р. і наступних років, змусили приступити ю зрошення і обводнення земель на півдні європейської частини Росії, в Поволжі, Криму, на Кавказі. Необхідні дослідження для здійснення цих заходів проводили спеціальні експедиції. Так, під керівництвом Й.і. Ж'п-лінського в 1873-1898 рр. працювала Західна експедиція по осушенню Полісся, а в 1880-1891 рр. — по зрошенню на півдні Росії і Північному Кавказі. В 1894-1903 рр. під керівництвом О.А. Тілло працювала експедиція по дослідженню витоків найголовніших річок європейської частини Росії. Було зібрано значний матеріал про річки і виконано

дослідження з метеорології та гідрології обстежуваних районів. Значні дослідження проводилися в цей період і в інших країнах.

Матеріали гідрологічних досліджень дали можливість виконати цікаві узагальнення щодо режиму річок, озер і боліт. Для розвитку гідрології особливо важливе значення мали праці О.І. Воейкова, М.О. Рикачова, М.С. Леявсько-о, -В.М. Яохтіна, Є.А. Гейнца, Є.В. Оппокова, В.В. Докучаєва, •ЕА&4-@явиекопа,А.'«Псітеа, Г. Келлера, Ф. Ньюелля та ін. У цей час проведені зйом©яао*аписові роботи майже по всіх великих річках, створено стаціонарну водомірну сітку, чим покладено початок гідрометричним роботам, видано велику кількість матеріалів з описами водшхоб'єктів і ряд цінних праць по узагальненню гідрологічних характеристик, встановлено основні залежності між стоком і кліматичними факторами, закладено основи наукових- досліджень руслових, процесів і зимового режиму водних об'єктів. Ці досягнення поклали початок виділенню гідрології-в самостійну галузь знань, а згодом і в самостійну науку.

Наукові уявлення про закономірності розвитку гідрологічних процесів формувалися спочатку в фізичній географії, геології та гідротехніці. У фізичній географії і геології розглядалися питання про закономірності формування рельєфу річкових водозборів і будови річкової..сітки, утворення озерних улоговин, пошіфення водотоків і водоєм на земній поверхні; встановлювалися закономірності формування., долин, терас, систематизувалися початкові відомості про водний баланс водоєм і водотоків та їхніх басейнів, про водний режим поверхневих і підземних вод. У гідротехніці вивчалися закономірності розподілу швидкостей течії по поперечному перерізу русел річок, пульсація і циркуляційні течії, утворення руслових форм, перенесення часток ґрунту потоком та інші питання.

Проте обсяг знань, накопичених на початок ХХ ст., був ще невеликий. Це зумовлювалося не тільки складністю гідрологічних процесів і явищ, а й малим водогосподарським будівництвом, яке не ставило перед гідрологією складних наукових проблем.

Ставлення до досліджень і освоєння водних об'єктів та водних ресурсів докорінно змінилося на початку ХХ ст., коли розвиток промисловості, транспорту, сільського господарства вимагав переходу від дослідження їх у вузьководомчих цілях (в основному у зв'язку з запитами водного • транспорту і сільського господарства), до комплексних для задоволення інтересів усіх зацікавлених у воді галузей народного господарства.

У колишньому СРСР були проведені, важливі організаційні заходи, досягнуто певних здобутків у розвитку гідрології, в основному гідрології суші.

Зокрема,-у 1919 р. у м. Петрограді створешгії Державний гідрологічний інститут (ДГІ) для наукового керівництва всіма роботами з вивчення водних ресурсів країни, який став провідною науковою установою в галузі Бідрології. В ДГІ вирішувалися найважливіші проблеми гідрології суші,

узагальнювались і публікувались результати гідрологічних спостережень і досліджень, розроблялись методичні вказівки, настаивитаінструкції для проведення гідрологічних робіт.

Велике значення в організації планомірних досліджень водних об'єктів і розвитку гідрології як науки мав план ГГОЛРО (1920), що передбачав поряд з іншими заходами широке комплексне використання водних ресурсів країни і будівництво гідроелектростанцій. Здійснення плану вимагало не тільки всебічного вивчення природного режиму водних об'єктів, а й оцінки майбутнього, штучно зміненого режиму їх.

В 1921 р. створена перша наукова океанологічна установа — Плавучий морський науковий інститут, завданням якого було планове комплексне вивчення морів та їхнього узбережжя.

Розвиток народного господарства країни, розширення водогосподарських заходів і зростання запитів на гідрологічну (метеорологічну) інформацію вимагали об'єднання й впорядкування гідрометеорологічних досліджень і спостережень, що проводилися вже в широких масштабах різними відомствами. З цією метою в 1929 р. створено Гідрометеорологічний комітет при Раді Народних Комісарів СРСР, якому передали сітку гідрометеорологічних станцій і послів. У 1933 р. Комітет реорганізувався в Центральне управління єдиної гідрометеорологічної служби СРСР, а в 1936 р. — в Головне управління гідрометеорологічної служби при Раді Міністрів СРСР (ГУГМС). Керівництво Гідрометеорологічними-роботами в Україні здійснювали відповідні республіканські органи.-

На гідрометеорологічну службу було покладене вивчення гідрометеорологічних умов з метою задоволення відповідних запитів народного господарства. Для цього ГУГМС створює' опорну сітку гідрологічних (та інших) станцій і постів, збирає, обробляє і видає результати спостережень. В його підпорядкуванні знаходилися республіканські і територіальні (між-обласні) управління гідрометеорологічної служби, які здійснювали оператівне обслуговування різних галузей народного господарства гідрометеорологічними матеріалами, інформацією й прогнозами, а також керували роботою гідрометеорологічних обсерваторій і сіткою станцій та постів.

До складу ГУГМС входили науково-дослідні інститути (ДГІ, Гідрометцентр СРСР, Державний океанографічний інститут, Гідрохімічний інститут тощо), котрі вели наукові дослідження в галузі гідрології.

Поряд з опорною гідрометеорологічною сіткою станцій і постів гідрометеорологічної служби, на окремих водних об'єктах різні міністерств:і і відомства відкривали тимчасові гідрологічні станції і пости на період експедиційних досліджень, проектування й будівництва гідротехнічних споруд, для обслуговування цих споруд, при виконанні певних наукових досліджень. Матеріали спостережень відомчої сітки доповнювали результати стаціонарної державної опорної сітки і використовувались для розв'язання завдань, поставлених наукою і практикою.

Значним був внесок у розвиток гідрологічних досліджень і гідрології в цілому й інших науково-дослідних і проектних інститутів та установ водогосподарського профілю. Серед них особливо слід відмітити Гідропроєкт, Діпроводгосп, Водоканалпроект тощо.

Визначною подією, яка склала епоху в розвитку гідрології, стали роботи по складанню Водного-кадастру (1931) — систематизованого зводу даних про режим річок, озер, морів, льодовиків, підземних вод. Значні матеріали про режим цих водних об'єктів нагромаджувалися в різних організаціях, однак часто вони були *реоброювані*, через що використання їх утруднювалося. Тому постала необхідність насамперед привести в єдину систему всі основні матеріали і організувати подальше вивчення "вод за єдиним планом і єдиною методикою/В результаті проведеної роботи було складено й опубліковано "Справочники по водным ресурсам", "Материалы по режиму рек СССР"*, "Материалы наблюдений над испарением". До Водного кадастру ввійшли матеріали за 60 років, спостережень (1875-1935). Лк продовження кадастру з 1936 р: видавались, "Гидрологические ежегодники" та інші довідкові матеріали.

Узагальнюючи викладене вище, можна констатувати, що у 20-30 роки ХХ ст. гідрологія суші сформувалась як самостійна наука, в розробці теоретичних основ якої є вагомий внесок визначних учених-гідрологів В.Г. Глушкова, Д.Г. Кочеріна., М.А., і Великанова Б.В. Полякова, Є.В. Близняка та багатьох інших.

Особливо значного розвитку як самостійна наука гідрологія досягла в повоєнний час. Відбудова зруйнованого війною народного господарства, подальший розвиток промисловості і сільського господарства, проведення агролісомеліоративних заходів¹ велике гідротехнічне будівництво (на Дніпрі, Волзі, річках Сибіру, Середньої Азії та Кавказу), інтенсифікація сільськогосподарського виробництва шлихом широкого впровадження водних видів меліорації (осушення, зрошення) вимагали від гідрології розв'язання багатьох важливих і складніших завдань. І вона з честю з ними справилась.

В 1960-1970 рр. здійснене нове видання водного кадастру, складовими частинами якого є такі серійні узагальнення: "Гидрологическая изученность", "Основные гидрологические характеристики" та монографії "Ресурсы поверхностных вод". Відомості про поверхневі води України вміщені в шостому томі цих видань (випуски 1-4). Новий водний кадастр став цінним посібником для проектних, науково-дослідних, водогосподарських та інших підприємств, установ і організацій; він дав можливість більш оперативно і науково-обґрунтовано вирішувати питання раціонального використання й охорони водних ресурсів.

У зв'язку з тим, що водні кадастри склалися через певні періоди, із значними інтервалами між ними і не являли собою системи постійного та оперативного обліку стану, змін кількості і якості природних вод, а також використання їх, то порядок обліку, узагальнення і доведення даних до

споживачів був зміншій. Було визнано за доцільне ввести з 1978 р. державний облік вод та використання їх і державний водний кадастр.

Державний облік вод включає вимірювання і первинний облік кількості та якості поверхневих і підземних вод, кількості води, що забирається з водотоків, водойм та підземних горшонтів. кількості і якості вод, які в них скидаються, а також реєстрацію водокористувачів.

Державний водний кадастр являє собою систематизоване, щорічно поповнюване зведення відомостей про води, які складають єдиний державний водний фонд, їхній режим і використання та систему доведення цих відомостей до споживачів. Цей кадастр є основою для обліку, охорони і планування використання водні їх ресурсів. Продовженням "Гидрологический ежегодников" з 1978 р. стали "Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши". Головне управління гідрометеорологічної служби в 1979 р. було перетворене в Державний комітет СРСР по гідрометеорології і контролю природного середовища. а в 1988 р. — в Державний комітет по гідрометеорології.

Характерною особливістю останнього періоду розвитку гідрології є не тільки різке зростання обсягу гідрометеорологічних спостережень і удосконалення методики проведення їх, а й виконання широких та ґрунтовних наукових узагальнень. Крім раніше згаданих учених-гідрологів, значний внесок у розвиток гідрології суші зробили Б.О. Апполов, Ц.С. Кузін, Ш.К. Давидов, Г.В. Лопатін, А.В. Львов, Огієвський, Д.І. Соколовський, Г.П. Калінін, О.І. Чеботарьов, М.Л. Львович (гідрологія річок); Д.М. Анучин, Ш.С. Берг, Г.Ю. Верещагін, Л.Л. Россолімо, Б.Б. Богословський, О.І. Тихомиров (гідрологія озер); С.В. Калеснік, Г.К. Тушинський, В.М. Котляков (гідрологія льодовиків); О.Ф. Лебедев, О.К. Ланге, Б.І. Куделін, О.В. Попов (гідрологія підземних вод), О.Д. Дубах, К.Є. Іванов (гідрологія боліт) та ін. Досягнення гідрологічної науки і практики обговорювалися на Всесоюзних гідрологічних з'їздах, яких проведено п'ять (у 1924, 1928, 1957, 1973 і 1986 рр.). Вони узагальнювали досягнення та визначали основні напрямки гідрологічних досліджень і розвиток гідрологічної науки на перспективу.

В 60-ті роки значного розвитку набуло міжнародне співробітництво в галузі гідрології суші. Так, у 1965-1974 рр. здійснювалась Міжнародна гідрологічна десятирічка, а з 1975 р. працює постійно діюча Міжнародна гідрологічна програма, в якій беруть участь учені-гідрологи різних країн. Вагомим внеском гідрологів колишнього СРСР у міжнародне співробітництво з гідрології стала капітальна монографія "Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли"(1974), в якій наведені результати вітчизняних і зарубіжних досліджень вологообороту, водного балансу та водних ресурсів земної кулі; в монографії в тій чи іншій мірі відображена багаторічна праця гідрологів та метеорологів усього світу.

Значний внесок у розвиток гідрології робили і роблять учені та спеціалісти багатьох країн світу. З метою ознайомлення з їхніми досягненнями

та використання у вітчизняній практиці було перекладено ряд праць зарубіжних науковців на російську мову. Серед них загальний курс американських авторів Р.К. Лінслея, М.А. Колера і Д.Л.Х. Паулюса "Прикладная гидрология"(1962), в якому висвітлюються не тільки основні проблеми гідрології суші, розрахунків та прогнозів стоку, а й питання метеорології, фізики ґрунтів, гідрофізики, гідрогелогії тощо.

Французькими вченими розроблений ряд оригінальних методів гідрологічних досліджень, головним чином для посушливих і напівпустельних зон, а також методика розрахунків максимального і мінімального стоку. Викладені вони в учбовому курсі М. Роша "Гидрология суши" (1971).

Нові досягнення в різних розділах гідрології наведені в книзі "Грани гидрологии" (1980), в підготовці якої взяли участь провідні в галузі гідрології вчені СИГА., Англії, Австралії, Канади і Швейцарії (під редакцією Дж. К. Родда). В ній, зокрема, описані нові методи гідрологічних досліджень і розрахунків (дистанційний, радіоізотопний, ультразвуковий, електромагнітний, моделювання та ін.).

Значним внеском у розвиток гідрології є також періодичні видання Всесвітньої метеорологічної організації у вигляді керівництва з гідрологічної практики (прикладної гідрології), п'яте видання якого здійснене у 1994 р. В цих капітальних працях узагальнюється світовий досвід проведення досліджень різних елементів гідрометеорологічного режиму та обробки результатів спостережень; аналізується формування різних характеристик стоку; пропонуються підходи до моделювання гідрологічних систем, гідрологічного прогнозування, оцінки водних ресурсів, якості води, використання водних ресурсів окремими галузями господарства; наводяться рекомендації щодо розрахунків окремих характеристик водних ресурсів, об'єма водосховищ, паводків, меліоративних систем, дренажу, оцінки стоку з урбанізованих територій тощо.

Океанологічні дослідження в колишньому СРСР проводили Інститут океанології, Морський гідрофізичний інститут, Державний океанографічний інститут, Арктичний і антарктичний науково-дослідний інститут, Всесоюзний науково-дослідний інститут морського рибного господарства й океанографії тощо. Ними підготовлені і видані капітальні праці з океанології: "Морская атлас", "Атласы океанов", десятитомне видання "Океанологию", семитомне віщання "География Мирового океана". Океанологи брали участь у міжнародному співробітництві — проведенні Міжнародного геофізичного року і Року міжнародного геофізичного співробітництва (1957-1959), у програмах вивчення глобальних атмосферних процесів, загальної циркуляції океану та ін.

Вагомий внесок у розвиток і становлення гідрологічної науки зробили й українські вчені. Основоположником гідрології в Україні був академік АН України Є.В. Оппоков (1869-1937), деякі праці якого мають великий науковий і практичний інтерес і в наш час. Ним, зокрема, дана оцінка

гідрологічної ролі боліт і можливого впливу осушення боліт на режим судноплавних річок: досліджений режим стоку в басейні Верхнього Дніпра та залежність висоти рівнів води у річках від атмосферних опадів (з метою прогнозування рівнів/, уточнене рівняння водного балансу введенням в нього додаткового члена $\pm AW$ (зміна запасів вологи в басейні).

Доповнене цим членом рівняння водного балансу набуло вигляду $X = Y + Z \pm AW$ (опади дорівнюють стоку плюс втрати вологи на випаровування і ішюс-мінус зміни запасів вологи в басейні); воно одержало загальне визнання і стало називатися рівнянням Пенка-Оппокова.

Є.В. Оппоков вивчав також інші проблеми гідрології: режим підземних вод, водні ресурси України, процеси утворення річкових долин, проведення гідрометричних робіт на річках тощо. За його ініціативою в Києві в 1926 р. був створений Науково-дослідний інститут водного господарства, який Оппоков очолював до кінця свого життя і в якому він виконав понад 450 наукових робіт.

Наукові дослідження з гідрології в довоєнні роки велися також у Гідрометеорологічному інституті. Інституті гідрології і гідротехніки, Київській науково-дослідній гідрологічній обсерваторії та інших установах, а результати гідрологічних спостережень і досліджень публікувались у різних виданнях, у тому числі виданому вперше у 1927 р. "Щорічнику Гідрометричної служби НКЗС України", видання якого продовжувалось до 1930 р.

Серед учених, що зробили визначний внесок у розвиток гідрології в Україні, був учень Оппокова А.В. Огієвський (1894-1952). котрий проводив наукові дослідження в галузі режиму річкового стоку, прогнозування характеристик водного режиму річок України; ним розроблена макрорегіональна теорія формування стоку і методика визначення розрахункових максимальних витрат води річок при наявності та відсутності спостережень за стоком. В коло його наукових інтересів входили також питання сезонного та багаторічного регулювання стоку, впливу водосховищ на паводковий стік, залежність річкового стоку від формуючих його факторів та ін. Огієвським написаний підручник "Гідрологія суші", який тричі перевидавався (останній раз у 1952 р.).

Розвиток гідрології, крім А.В. Огієвського і Є.В. Оппокова, значною мірою забезпечувати такі українські вчені-гідрологи, як В.О. Назаров, Б.А. Пишкін, Г.І. Швець, В.І. Мокляк, Н.Н. Дрозд, Л.Г. Онуфріснюк, А.М. Бефані, Й.А. Железняк, П.Ф. Вишневський, С.М. Перехрест та ін.

В Україні керівництво гідрометричною сіткою станцій і постів здійснює зараз Державний комітет по гідрометеорології, а узагальненням матеріалів спостережень, виданням їх, метеорологічним і гідрологічним прогнозуванням — Гідрометцентр України; наукові дослідження ведуть Морський гідрофізичний інститут, Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут, спеціалізовані кафедри деяких вузів

(Одеського гідрометеорологічного інституту. Київського і Чернівецького університетів) та ін.

Сучасна гідрологія розробляє н досліджує ряд нових питань, котрі раніше перед нею не ставилися. Серед них дослідження формування гідрологічного, гідрохімічного та гідробіологічного режимів водосховищ, замерзання й скресання річок у зонах гідротехнічних споруд, розробка методів гідрологічних розрахунків елементів режиму річок, озер, водосховищ та морів з використанням сучасних досягнень магематики і кібернетики. Важливими проблемами є вивчення водних ресурсів і водних балансів окремих регіонів та країн, оцінка впливу господарської діяльності на режим водних об'єктів і водні ресурси, раціоналізація використання, охорони та відтворення водних ресурсів тощо.

Контрольні запитання

Що є предметом вивчення гідрології взагалі і загальної гідрології зокрема? На які самостійні частіші поділяється загальна гідрологія залежно від об'єкта вивчення?

Які розділи включає в себе гідрологія суші і що є предметом їхнього вивчення?

Яке наукове та прикладне значення має гідрологія?

В чому суть теорії вішикнення гідросфери?

Що таке гідрологічний режим водного об'єкта?

Які мегодн використовують при гідрологічних дослідженнях?

Коли гідрологія виділилась у самостійну науку?

Які основні досягнення гідрології в довоєнні та повоєнні роки?

2. РОЗПОДІЛ ВОДИ НА ЗЕМНІЙ КУЛІ, ЇЇ КРУГОВОРІТ, ВЛАСТИВОСТІ ТА ЗНАЧЕННЯ

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 361 млн. км², або 71%, а суша — 149 млн. км² або 29%. Площа океанів майже в 2.5 раза більша від площі суші. Суша розташована в основному у північній півкулі, де займає 100 млн.км². або 39%; у південній півкулі вона займає лише 49 млн.км², або 19%. Площа водної поверхні в північній півкулі дорівнює 155 млн.км², тобто 61%. а в південній — 206 млн. км², або 81% площі півкулі

На поверхні суші вода зосереджена в *річках, озерах, болотах і льодовиках*. Загальна площа ідах водних об'єктів становить близько

20 млн.км², або 15% суші. Якщо не враховувати льодовики, то на решту водних об'єктів суші припадає всього 5,9 млн.км², 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 табл. 2.1, з якої видно, що загальна кількість води на земній кулі становить 1386 млн. км³, з якої 1338 млн. км³, 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 2000 м. Воші становлять 23,4 млн.км³. 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 М.І. Львовича, в літосфері знаходиться 60 млн. км³ води, за даними А.Ф. Макаренка, — 86,4 млн. км³. Наведена в табл. 2.1 величина запасів підземних вод характеризує лише ті води, які беруть участь у круговороті води в природі.

Ґрунтова волога, на відміну від підземних вод, тісніше зв'язана з погодними умовами: у вологі сезони вона накопичується в ґруші, а в сухі

Таблиця 2.1

Розподіл води на земній кулі по окремих частинах гідросфери

Частини гідросфери	Площа поширення, млн. км ²	Об'єм, тис. км ³	Доля загальних запасів, %	Період відновлення, РОКИ
Світовий океан	>361,3	1338000	96,5	2500
Підземні води	134,9	23400		1400
Переважно прісні підземні води	13-1,8	10530	0,76	
Ґрунтова волога	~0	16,5	0,001	1
Льодовики і постійно залягаючий сніговий покрив	16,228	24064,1	-1,74	9-10
Підземний лід зони багатерічпомерзлих порід	21,0	300	0,022	10000
Запаси води в озерах	~0,1	176,4	0,013	~
в тому числі прісних	1,~	91,0	0,007	
солоних	0,822	85,4	0,006	
Води боліт	2,693	11,4	0,0008	5
Воли в руслах річок	1-1,8	2,12	0,0002	16 днів
Біологічні води	510,0	1,12	0,0001	декілька годин
Зода в атмосфері	~0,1	12,9	0,001	8 днів
Загальні запаси води	510,0	1385984,6	100	
Прісні води	148,8	35029,21	2,53	

-* витрачається на випаровування з різних поверхнен і на транспірацію рослинністю. Практично вся ґрунтова волога міститься у двометровому шарі. Її загальні запаси становлять 16.5 тпс.км^3 .

Значно поширені на земній кулі **льодовики**. Вони займають площу понад 16 млн.км^2 , а їхній сумарний об'єм становить 24.1 млн.км^3 (разом з постійно залягаючим сніговим покривом). Більше 99% площі льодовиків і запасів води в них знаходиться в полярних районах, в основному в Антарктиці та Гренландії.

Багаторічна (вічна) мерзлота поширена на площі 21 млн.км^2 (14% суші). Більша частіша 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 тпс.км^3 .

Озера на поверхні суші зустрічаються більш-менш рівномірно на всіх континентах, проте найбільше їх в областях антропогенового зледеніння та безстічних областях. Сумарна площа озер усіх материків становить $2,07 \text{ млн.км}^2$, а об'єм води — $176,4 \text{ тпс.км}^3$. З них 91 тпс.км^3 припадає на води прісних озер, а $85,4 \text{ тпс.км}^3$ — на солоні озера. Більша частина озерних солоних вод зосереджена в найбільшому солоному озері — Каспійському морі (його площа — 374 тпс.км^2 , об'єм води — $78,2 \text{ тпс.км}^3$), а найбільшим прісним озером є Байкал (його площа — $31,5 \text{ тпс.км}^2$, об'єм води — 23 тпс.км^3).

Близько $2,7 \text{ млн.км}^2$, 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 $11,5 \text{ тпс.км}^3$.

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 км^3 . 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. **Геосфери**, де розвиваються живі організми і відзначаються сліди їхньої діяльності, складають **біосферу**. До неї входить частина атмосфери (тропосфера, 10-12 км від поверхні Землі), гідросфера і частина літосфери (кора вивітрювання, на глибину до 2-3 км). 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 км^3 . 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 $3,6 \cdot 10^{10}$ до $3,6 \cdot 10^{11} \text{ т}$.

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 $12,9 \text{ тпс.км}^3$ і зосереджена в основному (90°) в нижніх шарах атмосфери (Від 0 до 5 км).

2.2. Круговорот води на Землі

Круговорот води на Землі — це безперервний замкнутий процес переміщення води на ній. Він має циклічний характер і складається з кількох основних ланок (рис.2.1): випаровування води, перенесення водяної пари повітряними течіями, утворення хмар, випадання опадів, поверхневого і підземного стікання вод суші в океан. Рушійними силами круговороту 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 тпс.км^3 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

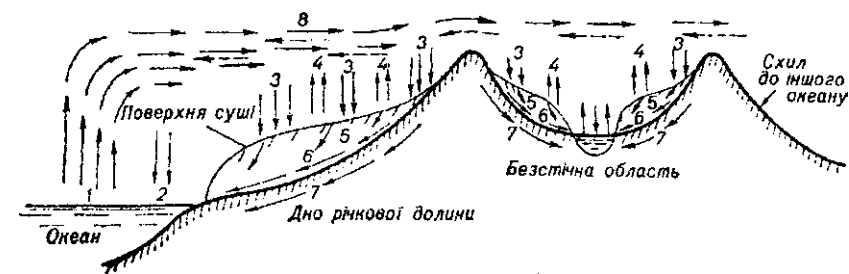


Рис. 2.1. Схема круговороту води в природі
1 - випаровування з поверхні океану, моря; 2 - опади на поверхню океану, моря; 3 - опади на поверхню суші; 4 - випаровування з поверхні суші; 5 - поверхневий і підземний стік у річку; 6 - річковий стік в океан, море, безстічну водойму; 7 - підземний стік в океан, море, безстічну водойму; 8 - вологообмін між сушею і океаном через атмосферу

505 тис.км³ води, або 87,6% загальної кількості вологи, що випаровується на земній кулі. Більша частина цієї вологи (458 тис.км³, 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, круговоротом води*. Менша частина вологи (47 тис.км⁻¹) бере участь у *великому, або материковому, круговороті*. вступаючи в складну взаємодію із земною поверхнею, фізичними, хімічними й біологічними процесами, котрі на ній проходять.

Схематично великий круговорот 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, атакожстікає по земній поверхні в моря та океани. Стікання води в океан замикає великий круговорот вологи на земній кулі. Таким чином води Світового океану⁷, атмосфери і суші зв'язані між собою в одне ціле, в єдину систему.

Такий процес круговороту води в природі — лише спрощена схема. В дійсності він набагато складніший. Так, частина води втрачається на гідратацію гірських порід і виключається із загального круговороту. Певна кількість вологи, навпаки, виходить на поверхню з глибоких земних надр і поповнює водні маси, які беруть участь у круговороті. Крім того, не вся вода, що стікає по земній поверхні, досягає океанів і морів. Пов'язано це з тим, що суша ділиться на дві частини, або області, — стічну, або область зовнішнього стоку, і безстічну, або область внутрішнього стоку. *Стічною (її називають ще й 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 шідходять у безстічні озера, або втрачаються на випаровування. З усієї площі суші стічні області займають 119 млн.км², решта (30 млн.км²) припадає на

безстічні ооластт.

Із безстічних областей найбільшими є: в Європі - водозбірний басейн Каспійського моря, в Середній Азії — Туранська низовина, яка включає пустелі Каракуми. Кнзплкумн. Бетпак-Дала, Муюнкул, шіато 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.), н 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 круговоротах, 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 круговороті вологи в межах безстічних областей бере участь лише 9 тне.км³ води.

Великий круговорот включає в себе ряд місцевих, внутрішньо-материкових 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.

Круговорот води між океаном і сушею дає початок іншим окремим ланкам загального круговороту. 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 вологооборот між океаном, атмосферою, сушею та біосферою.

Круговорот 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.

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

Математичною моделлю круговороту води є рівняння водного балансу. Відносна незмінність рівня Світового океану свідчить про те, що між прибутковою (атмосферні опади) і видатковою (випаровування, стік) частинами круговороту 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 круговороту (в межах океану) рівняння водного балансу має вигляд

$$Z^0 = X^c + Y^c;$$

для великого круговороту

$$Z^c + Y^c = X^c;$$

для безстічних областей

$$A = X^6;$$

для земної кулі в цілому

$$Z^j = Z^0 + Z^c + Z^s = X^6 + X^c + X^8 = X^3$$

або

$$Z^c = X^3,$$

Де: Z^c — середнє багаторічне сумарне випаровування з поверхні Світового океану;

Z^c — випаровування за цей же час з поверхні периферійних областей суші;

Z^s — те ж з поверхні безстічних областей;

Z^j — те ж з поверхні всієї земної кулі;

X^6 — середня багаторічна сума атмосферних опадів на поверхню Світового океану;

X^c — те ж для периферійних областей суші;

X^5 — 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 2.2. Дослідженнями з цього питання і підрахунками займався багато вчених. Перші підрахунки

Світовий водний баланс

Поверхні	Площа, млн. км	Елементи балансу	Кількісні показники	
			мм	тис. км
Земна куля	510	Опади	1130	57,7
		Випаровування	1130	57,7
Світовий океан	361	Опади	1270	4,58
		Випаровування	1400	
		Стік (притік)	130	4,7
Суша	149	Опади	800	1,19
		Випаровування	485	7,7
		Стік	315	4,7
Стічна область	119	Опади	924	1,10
		Випаровування	529	6,3
		Стік	395	4,7
Безстічна область	30	Опади	300	9
		Випаровування	300	9

зробили Е. Брікнер і Р. Фріцше в 1905-1906 рр. Згодом їхні розрахунки уточнювали А.А. Камінський, А.В. Вознесенський, М.І. Будико, М.І. Львович, О.О. Дроздов та ін. Сучасний світовий водний баланс наведений в монографії "Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли" (1974).

На закінчення зауважимо, 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.

2.3. Внутрішньоматериковий вологооборот

Вивчення динаміки елементів водного балансу як складових частин вологообороту має велике наукове і практичне значення, бо відкриває можливість для оцінки впливу людини на оточуюче середовище. Особливий інтерес у цьому відношенні становлять внутрішньоматерикові вологообороти, котрі вже давно привертають увагу вчених.

Великий внесок у вивчення цього питання зробили О.Т. Воейков, І.І. Касаткін, А.А. Камінський, В.В. Рахманов, К.І. Кашин, Х.П. Пюгосян, Т.П. Калінін, О.О. Дроздов та ін. Вони вперше застосували метод водного балансу при вивченні вологообороту. виконали розрахунки вологообороту для деяких районів, показали можливі зміни елементів водного балансу під впливом господарської діяльності людини.

О.І. Воейков у працях, присвячених вологообороту на суші, не раз вказував на значний стимулюючий вплив місцевого випаровування на формування атмосферних опадів континенту, хоч основна кількість опадів утворюється з вологи, яка надходить з океану, а опади з вологи місцевого

походження є лише незначною доповнюючою частиною їх.

1.1. Касаткін. вивчаючи питання внутрішньоматерикового вологообороту, дійшов висновку, що вологу тим ефективніше можна використати в народному господарстві, чим інтенсивніший вологооборот і чим довше волога перебуває на материку. Він вважав, що людина може впливати на внутрішньоматериковий вологооборот, якщо заходи щодо його посилення будуть проводитись у великих масштабах.

У загальному вигляді розрахунок елементів вологообороту для обмеженої території вирішується так. Нехай A (рис. 2.2) — кількість водяної пари, що надходить за рік на дану територію ззовні; X — сума атмосферних опадів, що випали за рік на цю ж територію; B — річне випаровування; $УС$ — річний стік. Величини X , V , B — зв'язані між собою рівнянням водного балансу $X=B+У$. Із загальної кількості водяної пари A ,

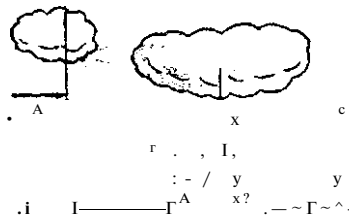


Рис. 2.2. Схема вологообороту на певну територію, складається з внутрішніх та зовнішніх опадів, $X = XA + x2$.

Водяна пара місцевого походження також витрачається на формування опадів не повністю, частина її виноситься за межі даної території. Якщо позначити цю кількість вологи через C (її інколи називають атмосферним стоком), то неважко одержати рівняння:

$$c = a - x - r,$$

або

$$c = (A - xA) + (r - x2)$$

згідно з рівнянням «одного-балансу»

$$x = r + y$$

запишемо, що

$$C = A - V$$

Останнє рівняння, яке зв'яже суму зовнішніх опадів з величинами атмосферного і річкового стоків, може становити основу для розрахунку вологообороту на будь-якій території суші. Знаючи, наприклад, XA і Xr , можна визначити коефіцієнт вологообороту:

$$k = XA / Xr$$

Цей коефіцієнт показує, скільки разів принесена ззовні волога в процесі вологообороту випадає у вигляді опадів доти, поки атмосферна

Щіркуляція і річковий стік не винесуть її за межі даної території. Очевидно, що при малій кількості внутрішніх опадів коефіцієнт вологообороту близький до одиниці, а при великому значенні їх — більший за одиницю. Коефіцієнт вологообороту пропорційний лінійним розмірам території. Підраховано, що він для окремих материків становить: Європа — 1,42; Азія — 1,62; Африка — 1,42; Північна Америка — 1,54; Південна Америка — 1,68; Австралія — 1,14.

Через складові вологообороту (опадів, стік, випаровування) здійснюється основний зв'язок процесу вологообороту атмосфери з процесами, що відбуваються на земній поверхні. Вода, яка в процесі вологообороту надійшла на сушу, виконує велику роботу: руйнує поверхню суші, Переносить і акумулює уламковий матеріал, вимиває ґрунти, переносить Солі тощо. Без вологообороту неможливий обмін речовин у природі.

2.4. Хімічний склад води

Хімічно чиста вода являє собою найпростішу стійку сполуку водню з киснем, має хімічну формулу H_2O і є однією з найважливіших сполук на Землі. Її молекула за масою складається з 11,11% водню і 88,89% кисню. При утворенні води з одним атомом кисню сполучаються два атоми водню.

Багато фізичних властивостей і особливостей води обумовлені будовою її молекули. Згідно із сучасними уявленнями, молекула води побудована у вигляді тетраедра, в центрі якого знаходиться ядро атома кисню. На кінцях одного з ребер тетраедра розташовуються два позитивних заряди, що відповідають ядрам атомів водню.

Характерною особливістю молекул води є їхня властивість об'єднуватися в агрегати-сполуки кількох молекул. Це явище спричинене значною полярністю молекул, котра є наслідком нерівномірного розподілу електричних зарядів у самій молекулі води. Молекула в точці знаходження атома кисню має деякий надлишок від'ємного заряду, а на протилежному боці, де розташовані атоми водню, — надлишок додатнього заряду. При достатньому зближенні між собою під впливом сил електростатичного притягання молекули можуть з'єднуватися в агрегати. У пароподібному стані (при $t > 100$ °C) вода складається головним чином з однорідних простих молекул, які називаються *гідролями* і відповідають формулі H_2O . Агрегат з двох простих молекул (H_2O), називається *дигідролем*, а сполучення Трьох молекул (H_2O) — *тригідролем*. Рідка вода являє собою суміш молекул: гідролів, дигідролів і тригідролів. У воді в твердому стані (лід) переважають трійчасті молекули (тригідролі), які мають найбільший об'єм. При ЗМІНІ температури води співвідношення між кількістю простих і складних Молекул у ній змінюється (табл. 2.3). Змінюються й відстані між молекулами. Цим і пояснюються деякі аномалії фізичних властивостей води.

Хімічно чиста вода в природі майже ніколи не зустрічається, її можна одержати тільки лабораторним шляхом. Така вода не має запаху і кольору,

Таблиця 2.3
Зміна співвідношень молекул у воді при зміні температури (%)

Молекули	Температура води, °С				
	Лід	0	4	38	98
H ₂ O	0	19	20	29	36
(H ₂ O) ₂	41	58	59	50	51
(H ₂ O) ₃	59	23	21	21	13
Всього:	100	100	100	100	100

має неприємний смак. Природна вода є добрим розчинником і завжди містить у собі завислі й розчинені речовини. Залежно від розмірів часток розчинених речовин розчини бувають справжніми і колоїдними. У *справжніх розчинах* речовина перебуває в дуже розсіяному стані, у вигляді молекул та іонів. Такі розчини називаються ще *молекулярно-іонними*, розміри розчинених у них часток не перевищують 10⁻⁷ мм. *Колоїдні розчини* поряд з окремими молекулами та іонами містять у собі групи їх; розміри розчинених речовин становлять від 10⁻⁷ до 10⁻⁵ мм. У природних водах колоїди зустрічаються дуже часто, але в малих кількостях. Частки речовин розміром більше 10⁻⁵ мм називаються *суспензіями* або *завісями*; вони видимі простим оком і бувають як органічного, так і неорганічного походження. Вода з домішкою таких часток каламутна.

Природні води являють собою дуже складні хімічні розчини і містять певну кількість суспензій. Хімічний склад їх весь час змінюється в міру проходження через атмосферу й літосферу. В атмосфері у воду потрапляють азот і кисень, частки солей, окиси азоту та інші речовини. Вода, що випала на поверхню Землі у вигляді атмосферних опадів, розчиняє речовини, які тут знаходяться, і збагачується солями, органічними речовинами, газами. Ще більше змінюється хімічний склад води при проникненні її в ґрунт і корінні породи. Значну роль у зміні хімічного складу води відіграє господарська діяльність людини.

Хімічний склад природних вод поділяється на шість груп: *головні іони, розчинені гази, біогенні речовини, мікроелементи, органічні речовини і забруднювальні речовини*. Гази і органічні речовини бувають у воді у вигляді молекул, солі — у вигляді іонів і частково комплексів, а деякі біогенні й органічні сполуки — у вигляді колоїдів.

До головних іонів солей відносяться негативно заряджені іони (аніони): хлоридний Cl⁻, сульфатний SO₄²⁻, гідрокарбонатний HCO₃⁻, карбонатний CO₃²⁻; позитивно заряджені іони (катиони): магнію кальцію Ca²⁺, натрію Na⁺ і калію K⁺. Сумарний вміст у воді розчинених солей (концентрація солей) характеризується або мінералізацією М (мг/л), або солоністю Б (г/кг). В промілі (‰) показують в основному солоність морської води; вона становить в середньому 35‰ (35 г/кг). Проміле — одна тисячна частина якої-небудь речовини.

За вмістом солей (мінералізацією чи солоністю) природні води поділяються на чотири групи: прісні — менше 1‰, солонуваті — 1-25‰, солоні (морської солоності) — 25-50‰, високосолоні (розсоли) — понад 50‰.

• За переважанням аніону всі природні води поділяються на три класи: *гідрокарбонатний, сульфатний хлоридний*; переважанням катіону — на три групи: *кальцієву, магнієву, натрієву*.

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 Ca²⁺ і обумовлює загальну твердість води.

Твердість води характеризується сумою міліграмів-еквівалентів іонів кальцію і магнію, які містяться в 1 л води (1 мг-екв відповідає вмісту 20,04 мг/л Ca²⁺ або 12,16 мг/л Mg²⁺). Розрізняють загальну твердість води, яка обумовлюється загальною кількістю наявного у воді кальцію і магнію, усунути твердість, яка характеризується ступенем зменшення твердості води при тривалому її кип'ятінні, і постійну, 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), м'яку (1,5-3,0 мг-екв), помірно тверду (3-6 мг-екв), тверду (7-9 мг-екв) і дуже тверду (понад 9 мг-екв). До 1952 р. твердість води вимірювалася в градусах твердості, які показували, скільки грамів окису кальцію міститься в 100 л води. Відносно сучасних одиниць вимірювання 1 градус твердості дорівнює 0,35663 мг-екв іонів кальцію.

Велике значення для біологічних, біохімічних та інших процесів, які відбуваються в материкових і океанічних водах, мають розчинені у воді гази. Це — кисень O₂, азот N₂, двоокис вуглецю CO₂, сірководень H₂S, водень H₂ та ін.

Із розчинених газів найбільше значення мають кисень і двоокис вуглецю (вуглекислий газ). Природні води збагачуються на кисень як за рахунок надходження його з атмосфери, так і в результаті виділення водною рослинністю в процесі фотосинтезу. Втрата кисню у воді пов'язана з процесом окислення органічних речовин (дихання водних організмів, бродіння, гниття органічних решток), а також виділенням його в атмосферу.

Двоокис вуглецю знаходиться в воді переважно у вигляді розчинених молекул газу Ш² і вугільної кислоти НШ³. У воду він в основному надходить при окисненні органічних речовин і виділяється з гірських порід, з якими стикається вода. При перенасиченні води СО₂, він виділяється в атмосферу, а також йде на засвоєння рослинними організмами при фотосинтезі.

Особливе місце займає іон водню, який має велике значення в хімічних і біологічних процесах, що відбуваються у воді.

Іон водню у воді дуже мало. Утворюються вони в результаті дисоціації вугільної кислоти (H₂CO₃ ↔ H⁺ + HCO₃⁻) і самої води (H₂O ↔ H⁺ + OH⁻). Іон водню є носієм кислотних властивостей у розчині, а гідроксильний іон OH⁻ — лужних. У хімічно чистій воді обидва іони знаходяться

в однаковій кількості, тому така вода нейтральна, концентрація іонів водню в ній дорівнює 10^{-7} г/л. Стан іонної рівноваги природних вод характеризують так званім *водневим показником рН*, котрий являє собою логарифм концентрацій водневих іонів (моль/л), взятий з оберненим знаком:

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

Отже, вода з нейтральною реакцією має рН - 7. При рН менше 7 реакція кисла, при рН більше 7 — лужна. Більшість природних вод мають рН від 6,5 до 8,5.

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

До групи *біогенних речовин* відносяться сполуки азоту N, фосфору P, заліза Fe і кремнію Si. Це перш за все, іони нітратного NO_3^- і нітритного NO_2^- , іони амонію NH_4^+ /і фосфорної кислоти $H_2PO_4^-$ і PO_4^{3-} . Ці речовини потрапляють у воду з атмосфери, ґрунту, а також при розкладанні органічних сполук, при скиданні у водні об'єкти промислових, сільськогосподарських і побутових вод. Хоча в природних водах їх дуже мало (від тисячних до десятих долей міліграма в 1 м^3), проте вони-мають важливе значення для розвитку життєвих процесів.

Мікроелементами називають речовини, які знаходяться у воді в малих кількостях (менше 1 мг/л). Багато з них необхідні для життєдіяльності організмів, але підвищена концентрація деяких з них у воді може перетворити воду на отруту. До мікроелементів відносяться: бром Br, йод I, фтор F, літій Li, барій Ba, так звані важкі метали (залізо Fe, нікель Ni, цинк Zn, кобальт Co, мідь Cu, кадмій Cd, свинець Pb, ртуть та ін.). Радіоактивні елементи як природного (калій ^{40}K , рубідій ^{87}Rb , уран ^{238}U и, радій ^{88}Ra та ін.), так і антропогенного (стронцій ^{90}Sr , цезій ^{137}Cs та ін.) походження, у воді В.К. Хільчевський (1997) виділяє з мікроелементів в окрему групу, враховуючи специфіку їх впливу на живі організми.

В природних водах завжди є *органічні речовини*, котрі являють собою продукти розпаду різних організмів (рослин і тварин). Вони надають воді жовтуватого забарвлення.

2.5. Основні фізичні властивості води

Вода в природі буває в трьох агрегатних станах — *рідкому, твердому і газоподібному*. Кожен з цих станів води характеризується певними фізичними властивостями. Перехід води з одного агрегатного стану в інший зумовлюється температурою і тиском. При постійному тиску та зниженні температури цей перехід відбувається послідовно (пара - вода - лід) і в зворотному порядку — ірр підвищенні температури. Проте за певних умов можливі переходи з одного стану в інший без проміжної фази — з пароподібного в твердий і з твердого в пароподібний. *Температура*

замерзання дистильованої води і танення льоду при нормальному атмосферному тиску ($1\text{ атм} = 760\text{ мм} = 1.013\text{ бар} = 1,01310^5\text{ Па}$) прийнята за 0°C . а *температура кипіння*— за 100°C . Температура замерзання і кипіння води залежить від її солоності й атмосферного тиску. Чим більша солоність води, тим нижча її температура замерзання і вища температура кипіння. • Морська вода замерзає при $-1,0-2,0^\circ\text{C}$, а кипить при температурі $100,08-100,64^\circ\text{C}$ (при нормальному тиску). При підвищенні тиску лід Еплавиться вже не при 0°C , а при від'ємних температурах.

Вода може перебувати в переохолодженому стані, тобто бути рідкою при температурі нижче точки замерзання. Дистильовану воду в лабораторних умовах охолоджують до -72°C , однак при струшуванні її або внесенні кристалів льоду чи яких-небудь сторонніх твердих часток почшається бурхлива кристалізація і вода швидко замерзає.

В природних водоймах і водотоках переохолодження води буває незначним і досягає $-0,005-0,01^\circ\text{C}$. Ґрунтові води через підвищену мінералізацію можуть переохолоджуватись значно більше.

Густина води— маса однорідної речовини, яка знаходиться в одиниці її об'єму, визначається в $\text{кг}/\text{м}^3$. Вона непостійна і змінюється залежно від температури, солоності й тиску. Причому ці зміни порівняно з іншими рідинами мають аномальний характер. Хімічно чиста вода найбільшу густину має при температурі 4°C . Ця густіша прігіймається за одиницю. При температурах вище і нижче 4°C густіша води зменшується, що пов'язане зі збільшенням відстані між молекулами при збільшенні температури понад 4°C і зменшенні її від 4°C до 0°C . Властива воді густина аномалія має велике значення для природних вод. Унаслідок цієї аномалії водойми і водотоки навіть в умовах суворого клімату не промерзають до дна (при достатній глибині), бо при охолодженні до 4°C вода стає більш густою і опускається на дно, а при подальшому охолодженні верхні шари її стають менш густими і залягають на поверхні.

Густина льоду при 0°C дорівнює $916,7\text{ кг}/\text{м}^3$, тобто менша, ніж густіша води. Отже, лід легший за воду. Тому при замерзанні водних об'єктів крига спливає на поверхню і оберяє від замерзання гшібіші шари води. Ще менша *"густиша снігу"* — від $80-140\text{ кг}/\text{м}^3$ свіжовипавшого до $600-700\text{ кг}/\text{м}^3$ мокрого в кінці танення. Запас води вльоду або снігу залежно від густини визначається за формулою

$$V = K \cdot p \cdot U \cdot p,$$

де V , — запас води в мм,

$p^{\text{л}}$ — товщина льоду чи висота снігового покриву, мм,

$p^{\text{в}}$, p — відповідно густина льоду (снігу) і води.

Отже, внаслідок густинної аномалії в прісних і солонуватих водних об'єктах зимою температура води в придонних шарах завжди вища, ніж на поверхні. Ця закономірність має величезне значення для збереження життя у водоймах та водотоках на глибині.

»

Пріг замерзання і перетворення на лід внаслідок зменшення густини об'єм водп збільшується, причому це збільшення становить близько 10° о початкового об'єму. Збільшення об'єму відбувається з великою сплю, чим і пояснюється процес руйнування (морозного вивітрювання) гірських порід.

При збільшенні солоності температура найбільшої густини знижується Так, при солоності 5‰ температура найбільшої густини становить 2.9°C, при солоності 10‰ — 1,9°C, при солоності 35‰ — (-3,4°C).

Деякий вплив на густину води має також і тиск. Хоч стисливість води дуже мала, проте на великих глибинах вона все ж відбшається на густіші води. Встановлено, що на кожні 1000 м глибини густина води, внаслідок впливу тиску стовпа води, збільшується на 4,5-4,9 кг/м⁵.

Для води характерні деякі аномальні особливості теплових властивостей. Так, аномально висока порівняно з іншими рідинами і твердими речовинами її **питома теплоємність** (кількість теплоти, необхідної для нагрівання одшщі маси води на один градус). При 15°C вона дорівнює 4190 Дж (кг°C). Теплоємність чистого льоду майже вдвічі менша теплоємності води, а чистого сухого снігу (з густішою гвОкг/м³) в 7,1 раза менша теплоємності води, але в 450 разів більша теплоємності повітря. Зі зміною температури теплоємність води змінюється дуже мало. Внаслідок великої теплоємності вода нагрівається й охолоджується повільніше, ніж повітря. Води океанів, морів, озер та річок поглинають (акумулюють) при нагріванні величезну кількість тепла, яке при зниженнях температури виділяється в атмосферу.

Здатність водп накопичувати великі запаси теплової енергії дозволяє згладжувати різкі температурні коливання на земній поверхні в різні пори року і протягом доби, отеплювальню впливати на прилеглі до великих водних об'єктів території. Отже, вода є основним регулятором теплового режиму нашої планети.

Питома теплота пароутворення (випаровування) води (кількість теплоти, необхідної для перетворення одиниці маси води в пару) залежить від температури: при 0°C вона дорівнює 2,5·10⁶, а при 100°C — 2,26·10⁶ Дж/кг. Стільки ж теплоти виділяється при конденсації водяної пари.

Питома теплота плавлення льоду (кількість теплоти, необхідної для перетворення одиниці маси льоду при температурі плавлення . нормальному атмосферному тиску в воду) дорівнює 333000 Дж/кг. Стільки ж теплоти виділяється при замерзанні (кристалізації) води.

Дуже висока питома теплота плавлення (замерзання) і випаровуванню разом з великою теплоємністю води мають величезний регулюючий вплив на теплові процеси не тільки у водних об'єктах, а й на всій планеті. При нагріванні земної поверхні величезна кількість тепла витрачається на танення льоду, нагрівання і випаровування води. Через це нагрівання земної поверхні уповільнюється. І навпаки, в процесі охолодження земної поверхні при конденсації водяної пари та замерзанні води вішшається

величезна кількість тепла, яка стримує процес охолодження.

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

У зв'язку з тим, що теплопровідність води низька, водні маси у водних об'єктах нагріваються 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 теж уповільнюється. Ще більше уповільнення наростання товщини криги накликає 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 7,55·10⁻⁷ Н/м при 0°C до 5,71·10⁻⁷ Н/м при 100°C.

Зі всіх рідин більш високий поверхневий натяг має тільки ртуть. Ця властивість проявляється в тому, що вода постійно намагається стягнути, зменшивши 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 незмочуванпх щетинок, а «маленькі слимаки, ставковики і катушки повзають по ній в пошуках здобичі.

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

Струмина хімічно чистого води перерізом 1 см² 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/по 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 і океанах, проникають у ґрунти і гірські породи та переміщуються в них. Через свою рухомість вода легко набирає форми посуду, в який вона натіла.

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

В'язкість рідин характеризується кінематичним коефіцієнтом в'язкості, який для води при температурі 0°C дорівнює 1,78-10⁻⁶ м²/с, а при температурі 50°C — 0,55-10⁻⁶ м²/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 її набуває блакотно-зеленого відтінку. Прозорість води у водоймах і водотоках сильно змінюється залежно від вмісту в ній суспензій. Їхньої кількості й хімічного складу.

Порівняльна характеристика аномальних фізичних властивостей води наведена в таблиці 2.4.

2.6. Ізотопи води та деякі особливі її властивості

До початку XIX ст. воду вважали звичайним хімічним елементом. Тільки у 1805 р. німецький вчений А. Гумбольдт і французький фізик Ж.Л.І еГі-Люссак встановили, що вода складається з молекул, які мають два

Аномальні фізичні властивості води

Властивість	Порівняльна характеристика
Питома теплоємність	Найвища серед всіх твердих і рідких речовин, за винятком H_2O (льоду)
Питома теплота плавлення льоду	Найвища, за винятком H_2O (льоду)
Питома теплота випаровування	Найвища серед всіх речовин
Температурний розширення (температура максимальної густини для чистої води - 4°C)	Температура максимальної густини зменшується зі збільшенням солоності. Зі зниженням температури до 0°C або підвищенням її до 100°C густина зменшується
Поверхневий натяг	Найвищий серед всіх рідин (крім ртуті в рідкому стані)
Розчинна здатність	Вода має найвищу діелектричну проникливість, що дозволяє розчинити більшу кількість речовин, ніж інші рідини.
Діелектрична стала	Для чистої води - найвища серед всіх рідин, що визначає дисоціацію розчинених речовин
Електролітична дисоціація	Дуже мала (10 ⁻¹⁴ г/моль вільних іонів H^+ і OH^-).
Теплопровідність	Найвища серед всіх рідин
Прозорість	Відносно велика
Густина	Зі збільшенням солоності води густина збільшується: від 1 г/см ³ при М=0 до 1,262 г/см ³ при М=300 г/кг

атоми водню і один кисню. Таке уявлення про воду панувало понад 100 років. У 1932 р. американські фізики Г. Юрі і Е. Осборн відкрили наявність у природі, крім звичайної, ще й *важкої води*. В молекулах останньої місце водню займає його важкий ізотоп *дейтерій*.

Дослідженнями було встановлено, що не всі молекули води мають однакову атомну масу. Поряд зі звичайними молекулами з атомною вагою 18 є значна частина молекул з атомною вагою 19, 20, 21 і навіть 22. Це пояснюється тим, що, крім атомів кисню з атомною вагою 16, зустрічаються атоми з атомною вагою 17 і 18, а крім атомів водню з атомною вагою 1, є атоми з атомною вагою 2 і 3. Такі більш важкі атоми одного і того ж елемента називаються *ізотопами*.

Одним із ізотопів водню саме і є дейтерій, атомна вага якого дорівнює 2. Важка вода являє собою ізотопну різновидність води, в якій звичайніш водень H^1 (протій) замінений його ізотопом дейтерієм H^2 . Хімічна формула важкої води — D_2O . У невеликих кількостях вона постійно присутня в природних водах. Зовнішньо така вода нічим не відрізняється від звичайної, а от фізичні властивості її інші. Так, густина важкої води на 10% більша, ніж у звичайної. - - 1104 кг/м³, в'язкість більша на 23%: кипить вона при температурі 101,42°C, замерзає при +3,8°C, а температура найбільш/ї густини 11,6°C.

Важка вода - дуже важлива промислова сировина, ефективний і відносно доступніш уповільнювач швидких нейтронів. Тому її широко застосовують у різних реакторних установках. Вважають, що в майбутньому важка вода стане основною сировиною для термоядерної енергетики: при термоядерному розпаді 1 г дейтерію вивільнюється в 10 млн. разів більше енергії, ніж при згоранні 1 г вугілля. Ця вода відіграє чималу роль у різних біологічних процесах. Зокрема, вона негативно впливає на багато життєвих функцій людини, тварин і рослин, пригнічуючи їхній розвиток. Наприклад, риба в ній не може прожити навіть короткий час. Зниження вмісту дейтерію у воді, навпаки, стимулює життєві процеси. Важка вода не вгамовує спраги.

Одержують важку воду шляхом електролізу, фракційної перегонки, дифузії, термодифузії і хімічного заміщення.

Виявлені й інші ізотопи води. В її складі місце водню може займати ще важчий, ніж дейтерій, його природний ізотоп тритій (Т). Він радіоактивний, атомна вага дорівнює 3. Утворюється надважка вода (тритієва). В невеликих кількостях вона потрапляє на Землю в складі опадів. За своїми властивостями така вода ще більше відрізняється від звичайної: кипить при 104°C, замерзає при +9°C, має густину 1330 кг/м³. Застосовують надважку воду в термоядерних реакціях. Вона краща за дейтерієву, тому що чутливіша у визначенні.

У природі, крім, напевно, відомого кисню ¹⁶O, існують також його ізотопи ¹⁷O і ¹⁸O. При сполученні їх з воднем і дейтерієм утворюється важкокиснева вода, котра за фізичними властивостями менше відрізняється від звичайної, ніж важководнева. Одержують її в основному перегонкою природної води.

Крім природних, існують і штучно створені ізотопи водню та кисню, але вони недовговічні і радіоактивні.

Ізотопи водню та кисню в комбінаціях утворюють багато різних за ізотопним складом молекул води, які різняться фізико-хімічними властивостями; з них найпоширенішими в природі є:

1 Н ² ¹⁶ O	! НД ¹⁶ O	Д, ¹⁸ O
1 Н, ¹⁷ O	1 НД ¹⁷ O	Д, ¹⁸ O
1 Н, ³ H	5 НД ¹⁸ O	Д ² , ¹⁸ O

Всього існує 135 ізотопних різновидностей води. Серед них основну масу природних вод (понад 99%) складає протієва вода ¹H-¹⁶O. Важкокисневих вод набагато менше: ²H¹⁸O—десяті долі відсотка, ²H¹⁷O—соті долі відсотка загальної кількості природних вод. Тільки міліонні долі відсотка припадають на важку воду Д²O. а важкої води у формі Ч-ГДО в природних водах вже значно більше.

Відомо, що попадання у воду різших домішок спричинює зміну її властивостей. Виявилось також, що властивості води змінюються і під впливом певних фізичних факторів, і така вода використовується з великим

позитивним ефектом у практичній діяльності людини.

Останнім часом широке застосування знаходить так звана магнітна вода. Навіть після коротчасної дії на воду магнітного поля в ній прискорюється протікання багатьох хімічних процесів і кристалізація розчинених речовин, інтенсифікуються процеси адсорбції, покращується коагуляція домішок і випадання їх в осад. Магнітна обробка води виявилась дуже ефективною при боротьбі з накипом, при опрісненні морської та солоної води. Вона допомагає запобігти випаданню неорганічних солей з води та значно зменшує відкладання органічних речовин, наприклад парафінів. Така обробка стала дуже корисною при добуванні і перекачуванні високопарафінистої нафти, причому дія магнітного поля зростає, якщо нафта обводнена. Навіть уже утворені відклади солей і парафінів руйнуються при контакті з магнітною водою:

В будівництві застосування магнітної води для приготування цементних сумішей скорочує строки затвердіння, а дрібнокристалічна структура, яка при цьому утворюється, надає виробам більшу міцність та підвищує їхню стійкість до агресивних впливів.

Для видалення з води важкоосадлих завислих наносів використовують таку властивість магнітної води, як здатність прискорювати коагуляцію (хлипання та осідання) часток з наступним утворенням великих пластівців. Намагнічування води успішно застосовується на водопровідних станціях при значній каламутності природних вод. Аналогічна обробка промислових стоків дозволяє швидко осаджувати дрібнодисперсні забруднення і цим попереджати попадання їх у водотоки та водойми.

Магнітна вода застосовується також у сільському господарстві. Наприклад, п'ятигодинне замочування насіння буряків у магнітній воді помітно підвищує урожай; полив магнітною водою стимулює ріст і врожайність деяких культур (сої, соняшника, кукурудзи, томатів).

Магнітна вода знаходить застосування і в медицині - вона допомагає видаляти ниркові камені, має бактерицидну дію.

Практичне застосування знаходить і активована вода. Дослідженнями встановлено, що обезсолена вода або водні розчини внаслідок нагрівання до високих температур під великим тиском змінюють свої властивості. Після повернення до звичайних умов така вода перебуває деякий час в особливому (так званому метастабільному) стані, що проявляється в підвищеній здатності розчиняти карбонати, сульфати, силікати та інші ї: ні сполуки, утримувати в своєму стані аномальну кількість розчином їх речовин ! значно підвищує кислотність. Активована вода заох.!.>. гь застосування при підготовці глинистого бурового розчину при проходці нафтових свердловин (стабілізує, розчин без спеціальних добавок), у сільському господарстві (поливи лужною активованою водою ділянок бавовнику прискорювали ріст рослин), в медицині (прискорюється загоювання ран і порізів).

Нещодавно була виявлена можливість одержання так званої ковзкої води. Встановлено, що звичайна вода перетворюється в ковзку при введенні в неї невеликої кількості полімерних сполук (поліетиленоксиду, поліоксиду, поліакриламідзу). Швидкість протікання такої води збільшується в 2,5 рази, так само швидко заповнює вона -будь-які ємкості. Ковзку воду почали застосовувати там, де потрібно швидко подати її у великій кількості при виникненні і гасінні пожеж. У будівництві, наприклад, при замішуванні бетонних ррчинів на ковзкій воді суміш не розшаровується, швішко перекачується по трубопроводах, а міцність бетонних споруд значно підвищується.

Розглядаючи воду з особливими властивостями, згадаємо ще і так звану суху воду, в яку перетворюється звичайна вода при введенні в неї малих доз деяких сполук, котрі містять кремній. Є ще гумова вода, яка не виливається з нахиленої посудини, а витягується вгору шільним еластичним джгутом.

Дуже цінних якостей надає воді срібло. Сріблена вода одержала широке практичне застосування. Встановлено, що срібло має вищий антимікробний ефект, ніж пеніцилин, біоміцин та інші антибіотики, і згубно діє на антибіотикостійкі штами бактерій. Вода, яка містить срібло в кількості 1 мг/л, добре інактивує віруси грипу різних штамів. Навіть при значно менших концентраціях (0,1-0,4 мг/л) вона здатна вбивати багато патогенних організмів, котрі спричиняють небезпечні водні епідемії. При цьому наявність у воді незначної кількості срібла не змінює її кольору, смаку, запаху й агрегатного стану.

Дослідження води тривають і не виключено, що будуть виявлені нові, поки що невідомі її властивості.

2.7. Значення води у фізико-географічних, геофізичних, геохімічних і біологічних процесах, у житті і господарській діяльності людини

Вода відіграє важливу роль в усіх природних процесах, які відбуваються на Землі. Безперервний круговорот вологи зумовлює надходження води на континенти; тут вона розчиняє і механічно руйнує ґрунти і гірські породи; гірмує зовнішній вигляд земної поверхні.

Більшу частішу поверхні земної кулі займає Світовий океан, котрий є основним збирачем і акумулятором тепла на Землі. Відомо, що 1 см* води, температура якє підвищується на Г°С, може цим теплом підвищити на 1°С температуру повітря об'ємом 2744 см*. Звідси стає зрозумілим вплив океанів і морів на клімат тієї території, -який виявляється в пом'якшенні його. Частини ж материків, віддалені від морів, мають континентальний клімат з холодною зимою та жарким літом.

Часи океанічної й морської води, переміщуючись у вигляді теплих або

холодних течій з одних місць в інші, теплюють або охолоджують певні території. Океани і моря є також основним джерелом надходження вологи в атмосферу, яка оберігає Землю від надмірного охолодження в періоди зменшення притоку сонячної радіації, утворює опади і цим сприяє пом'якшенню клімату.

Шк- Атмосферні опади формують на поверхні суші стік — утворюють струмки та річки. Текучі води розмивають земну поверхню (водна ерозія), захоплюють продукти розмшу і руйнування гірських порід та переносять їх у зниження в рельєфі. Текучі води не можуть переносити на значні відстані важчі частки продуктів руйнування, і вони відкладаються (відбувається акумуляція). Більшу частину продуктів розмиву річки вносять у моря й озера, де утворюються донні відклади. Ерозійна діяльність текучих вод іноді виражена дуже різко: в гірських районах формуються селеві потоки, на рівнинах з пересіченим рельєфом — яри. В результаті яружної ерозії сільське господарство втрачає значні площі орних земель.

Великої шкоди завдає площинний змів, унаслідок якого ґрунт не тільки біднюється на вологу, а й втрачає родючий шар. У районах з почленованим рельєфом щорічний змив ґрунту становить 2-40 т з 1 га; іноді досягає 50-80 т, а при катастрофічних зливах — 250 т з 1 га і більше. До цього спід додати, що великі маси наносів, які річки приносять в озера, ставки і водосховища, викликають швидке замулення їх, заростання й перетворення на болота. Де, в результаті діяльності текучих вод збільшується почленованість і змінюється загальний вигляд суші.

Надмірне, застійне або слабопроточне зволоження ділянок земної поверхні спричиняється до виникнення процесів заболочування. На таких ділянках з'являється характерна для боліт рослинність і починає відкладатися торф.

Винятково велика роль води як розчинника. Розчиняючись у воді, хімічні речовини земної кори отримують значно більші можливості для утворення різних сполук. У водшх розчинах вони можуть вільно перемішуватись на значні відстані і за сприятливих умов утворювати велике скупчення однорідних за хімічним складом відкладів.

В' Дуже багато води в земній корі. Вода, що знаходиться у верхніх шарах, впливає на процеси формування ґрунтів, їхню родючість та інші властивості

Підземні води беруть участь у різних фізико-географічних процесах, ще відбуваються на Землі. Насамперед вони є одним із джерел живлення річок. Разом з цими водами в річки пррдяє: велика кількість розчинених речовин, які вшосяться в океані і моря і там накопичуються переважно у вигляді хлористих солей. У місцях виходу підземшх вод на поверхню, на схилах розвішаються такі негативні фізико-географічні процеси, як зсуви та заболочування.

Особливо велике значення води у виникненні й розвитку органічного

життя на Землі. В біологічних процесах вода є основним середовищем, яке забезпечує обмін речовин і розвиток організмів. Так, ґрунтові води і наявні в них розчинені мінеральні речовини є одним із джерел живлення рослин. Крім того, вода значною мірою регулює температуру рослин: випаровуючись із поверхні листків, вона оберігає їх від перегрівання в літню спеку. Так само вода необхідна для підтримання життя й усіх інших організмів. Поширення в гідросфері великої кількості різноманітних організмів та їхній розвиток тісно пов'язані з фізичними й хімічними властивостями води і процесами, які відбуваються в гідросфері.

Отже, у формуванні географічної оболонки Землі й обрису її поверхні роль води винятково велика. Вода — важливий компонент багатьох ландшафтів. Вона — носій механічної і теплової енергії, транспортує речовини, здійснює роботу, відіграючи таким чином важливу роль в обміні речовинами та енергією між геосферами і різними географічними регіонами.

Велику роль відіграє вода й у житті людини. З нею пов'язаний розвиток промисловості, сільського господарства, тепло- та гідроенергетики, водного транспорту й інших галузей народного господарства.

Найдавніші цивілізації виникли і розвивались в річкових долинах Північної Африки та Середнього Сходу, тобто там, де була прісна вода. Ще до нашої ери в Месопотамії, Єгипті, Китаї було збудовано великі гідротехнічні споруди, меліоративні системи, велася боротьба з повенями на річках. Спеціальними законодавчими актами встановлювались порядок і правила користування водою річок та зрошувальних каналів.

Не меншу роль у давні часи річки відігравали і в нашій країні. Особливості гідрографічної сітки та «зручність географічного положення визначали в минулому характер розселення людей. Річки використовувались як джерело питної води, зручні шляхи сполучення, місця для лому риби, а заплави їх — під городи, луки, пасовища. По Дніпру, а далі по Волхову та Неві пролягав відомий водний шлях "з варяг у греки"⁷, що сполучав Балтійське море з Чорним. Цей шлях мав важливе значення для розвитку торговельних і культурних зв'язків Русі з заморськими державами Європи й Азії. Пізніше малі річки почали використовувати і як джерела дешевої енергії: на них будували водяні млини, гідросилові установки та різні підприємства.

Неоціненне значення в господарській діяльності людини річки мають і в наш час. Воші живлять водою міста і села, промислові підприємства, гідравлічні, теплові і атомні електростанції, зрошувальні та обводнювальні системи.

Вода, як прісна, так і солоня, є цінною промисловою сировиною, необхідною складовою частиною технологічних процесів багатьох виробництв. Загальновідоме значення води річок, озер, океанів і морів для розвитку судноплавства, риболовства, добування цінних хімічних речовин,

солей, водоростей тощо. Донні відклади (ґязі) багатьох водойм мають цілющі властивості.

Підземні води з високою мінералізацією використовуються для лікувальних цілей, прісні або слабомінералізовані — для водопостачання, зрошення, обводнення.

Контрольні запитання

Лк розподілена вода на земній кулі по окремих часті шах гідросфери/

Що являє собою круговорот води на Землі, які його рушійні сили та види?

Якими кількісними показниками характеризуються елементи водного балансу Земної кулі та окремих її частіш?

Що таке внутрішньоматериковий вологооборот і яке практичне значення має його вивчення?

Лкі основні фізичні властивості та хімічний склад води?

Лкі аномальні властивості має вода?

Лке значення води у фізико-географічних процесах?

Лка роль води у житті та господарській діяльності людини?

3. ГІДРОЛОГІЯ РІЧОК

3.1. Основні поняття

Гідрологія річок є розділом гідрології суші, що вивчає гідрологічний режим річок.

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, — її **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, середній 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**.

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 *рівюшні, напівгірські та гірські*. В річках перших двох типів характер протікання води спокійний, а в річках третього типу — бурхливий.

За переважаючими джерелами (видами) 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*.

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.д.

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.

Вододіли. 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 Кордильєрах до Берінгової протоки, далі по Чукотському хребту. Анадійському плоскогір'ю, гірських хребтах Гидан, Джугджур. Становому, Лблоновому 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 млн.км², а до Тихоокеансько-індійського схилу — 35,2 млн.км².

Лінії на земній поверхні, котрі виокремлюють 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, то 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.

Басейн річки. Водозбір. Частина земної поверхні, яка включає в себе дану річкову систему і відділена від інших річкових систем вододілами, називається *річковим басейном* цієї системи. 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 (рис. 3.1).

Річкові басейни відрізняються один від одного *розмірами і формою*. Великих річок на земній кулі небагато, пере-

$$/*ятр\%i^*^d*\ \text{ВІД} \text{Водснепронин!}^{\wedge\wedge} \text{777777777} \text{П} \dots$$

Рис. 3.1. Поверхневий і підземний водозбір

важають в основному середні і малі річки. Характеристики найбільших річок світу (з площею басейну понад 1 млн.км²) наведені в табл. 3.1.

Кожен річковий басейн описується певними *морфометричними характеристиками, площею (у км²), довжиною (і км), середньою та максимальною шириною (Е^, км), середньою висотою (Н. м), похилом басейну (, °оо) тощо*. Площа басейну — це площа, обмежена вододільною лінією. Довжина басейну, або його вісь, — це відстань по прямій від гирла річки до

Таблиця 3.1

Найкрупніші річки світу

Річка	Площа басейну, тис. км ²	Довжина, км	Середній річний стік	
			об'єм, км ³	модуль, л/с-км ²
Амазонка з Укаялі	6 915	6 280	6 930	311,0
Конго (Зайр)	3 810	4 370	1 414	11,7
Міссісіпі з Місури Ла-Плата з Параной та Уругваєм	3 100	4 730	7	7,4
ОС з Іртишем	2 990	3 550	395	4,8
	2 670	6 570	73,1	0,8
Єнісей	2 580	3 490	610	0,5
Лена	2 490	4 400	552	6,6
Нігер	2 090	4 160	270	4,1
Амур	1 855	2 820	355	6,1
Янцзи	1 800	5 520	995	11,6
Маккензі з Атабаскою	1 800	4 240	350	6,2
Ганг з Брахманутрою	1 730	3 000	1 230	0,8
Волга	1 560	3 350	239	
Замбезі	1 330	2 660	106	
Св. Іоанн	1 290	3 060	139	1,8
Пудже (Саскчеванс м)	1 070	2 600	86	2,5
Мурей з Дарлінгом	1 060	3 496	32,3	0,97
Оозкея	1 020	1 860	15,3	0,47
Стіческо	1 000	2 740	91,1	29,0

найвіддаленішої точки басейну. Якщо басейн вигнутий чи складної форми, то пряма лінія замінюється на ламану, котра повторює контури русла (рис. 3.2). 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:

$$V_{\text{ср}} = P/T, \text{ км}$$

Площа басейну обчислюється за формулою:

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.

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 і вологість повітря).

Рис. 3.2. Морфометричні характеристики русла а) басейн правильної форми; б) басейн складної форми

До фізико-географічних характеристик відносяться також геологічна будова і тектоніка басейну, гідрогеологічні умови, водно-фізичні властивості підстилаючих порід, рельєф, якіні 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 (S , до всієї площі басейну, тобто $k = S/T$)

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

Початок. Верхня, середня і нижня течії. Гирло. Місце на земній поверхні, де річка зароджується, називається *початком* або *витоком*. 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 витоку її визначити 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 кожної річки можна умовно поділити на три частини, які мають більш-менш загальні риси — *верхню, середню й нижню*. У *верхній* частині річка здебільшого характеризується великими похилами і відповідно до цього великими швидкостями течії, а також значним розмивом своєї руслової поверхні. 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

частіш басейну.

Місце, де річка впадає в іншу річку, озеро або море, називається її **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 розбиранням води на зрошення. Місця, де такі річки припиняють свою течію, називаються **сліпими гирлами**.

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**, або **ложе долини**; **тальвег**, **русло**, **заплава**, **схили долини**, **тераси** \ **бровка**. **Дно**, або **доже**, **долини**—це найбільш знижена її частина. **Тальвег** — безперервна звивиста лінія, яка з'єднує найнижчі точки дна долини. Дно долини в повздовжньому напрямі 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 **заплавою**.

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, з них є заплава. Лінія стику схилів долини з поверхнею прилеглої місцевості називається **бровкою** (рис.3.3).

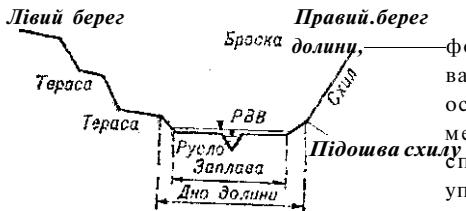


Рис 3.3 Схематичний переріз річкової долини

Будова річкових долин, їхні форма і розміри значною мірою впливають на деякі гідрологічні процеси і особливості режиму річок. Більша або менша крутість схилів долини спричиняється до 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 **охарактеражізазашазабашми** (лініями однакових глибин) і **поперечним профілем**, або **перерізом русла** (вертикального площини, перпендикулярною до напрямку течії). **Площею поперечного перерізу** називається певна площа, обмежена поверхнею води

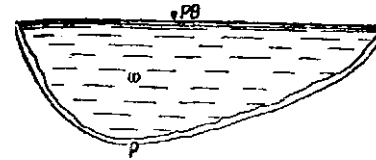


Рис. 3.4. Водний переріз потоку

і дном річки (рис. 3.4).

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

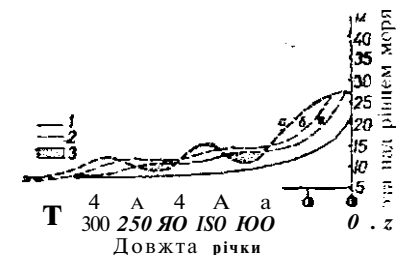
Живі переріз характеризується: **ширшою річки** B , м; **площею** S , м²; **змоченим периметром** P , м (лінія, яка проходить від урізу водії одного берега до урізу води протилежного берега по дну річки), **гідралічним радіусом** $R = S/P$, м; **середньою глибиною** річки $H = S/B$, м.

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 поперечного перерізу.

Петдовилінійний профіль річки. Поздовжній профіль річки характеризується поздовжнім профілем її дна і водної поверхні. Різниця висот двох будь-яких точок водної поверхні або дна річки по довжині річки називається **падінням**. Відношення величини падіння до довжини річки на ділянці і називається **похилом** річки I , який дорівнює $I = \Delta h / d$. Величина падіння обчислюється в сантиметрах на 1 км (см/км).

Для характеристики крутості поздовжнього профілю річок користуються поняттям похилу. **Похил** — величина безрозмірна і записується в долях одиниці. **%**. Лінія дна на поздовжньому профілі завжди нерівна внаслідок чергування глибоких та мілких місць у руслі річки (**місцеві і перекати**). Лінія ж поздовжнього профілю водної поверхні має відносно плавніший характер (рис. 3.5).

Рис. 3.5. Поздовжній профіль річки і послідовні стадії його форлювання 1 — поздовжній профіль; 2 — досліджені стадії зміни профілю (а, б, в), 3 — відклади у знижених місцях



Залежно від похилу дна долини і порід та ґрунтів, які складають русло, похили (як і падіння) окремих річок різні (табл. 3.2). У рівнинних районах, де річки течуть у м'яких породах, поздовжній 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 поздовжніх профілів: окремі ділянки з малими похилами чергуються з ділянками крутого падіння, на яких можуть бути *пороги* або *водоспади*.

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

Серед великої різноманітності поздовжніх профілів виділяються: *плавівоввігнутий*, 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 верхівцях потоку і збільшення — в пониззі; *ступінчастий* — з різкими змінами похилів по довжині річки (рис. 3.6).

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. Велике значення у

Таблиця 3.2

Основні характеристики найбільших річок України

Річка	Довжина, км	Площа водозбору, км ²	Падіння, см/км	Середній річний стік	
				модуль ^ л/с' км ³	об'єм, км ³
Дніпро	2200	504000	11	3.5	53.5
Дністер	1362	72100	56	3.8	8.66
Десна	1053	88900	13	4.1	11.4
Оіверський Донець	1053	98900	18		5.62
Тис і	966	9140	100	21.1	6.26
Прут	910	8253	100		2.08
Півдний Буг	792	63700	40		3.42
Лрип'ять	748	114300	0.85		13.2
Псел	692	22800	23	..Є	1.88
Рось	346	12600	61	.і	1.86
Орель	320	9800	27	..б	0.093
Міус	258	6680	1102	0.1"
Оалгір	232	4010	-7Г	.5	0.050
Кальміус	209	5070	91	і.1	0.160
Уж	133	2000	1400	14.2	0.9
Синюха	111	16725	47	1.7	0.92

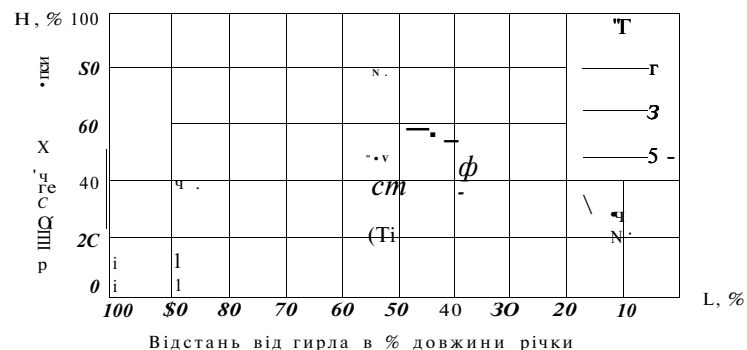


Рис. 3.6. Різні форми поздовжніх профілів
 А — увігнутий, Б — прямошпнттга, -В™ - ступінчастий, Г — мгуклий
 формуванні профілю має висотне положення базису ерозії. При підвищенні базису ерозії розмив зменшується, при зниженні... посилюється. При сталому положенні базису ерозії встановлюється рівновага між розмивом русла, відкладанням наносів та перенесенням їх. В результаті утворюється відносно сталий поздовжній профіль, який має досить правильну увігнуту форму, — профіль рівноваги.

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 так. Припустимо, що в якийсь період витрати води в гічці такі малі, що вода заповнює лише глибокі місця (плеса). 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 річки. 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, поперше, русло річки ніколи не буває прямолінійним. Під час руху воді: на ділянці із заокругленням розвивається відцентрова сила. Сзугінь кривизни русла характеризується *радіусом кривизни*. -Кожна частинка води, яка рухається на заокругленні, зазнає дії відцентрової сили Р. Лід дією цієї сили частинка води прямує до увігнутого берега (рис 3.7). Крім того, кожна частинка води знаходиться під впливом сили ваги і, спрямованої

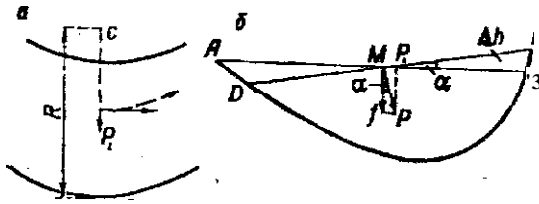


Рис. 3.7. Дія відцентрової сили на водну поверхню на заокругленнях

По-друге, різницю рівнів біля протилежних берегів спричиняє 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 — ввігнутою. До цього спричиняється різка зміна швидкостей протікання води по живому перерізу в цей період (рис. 3.8). На Міссісіпі, наприклад, різниця між увігнутим і опуклим рівнями досягає 2 м.

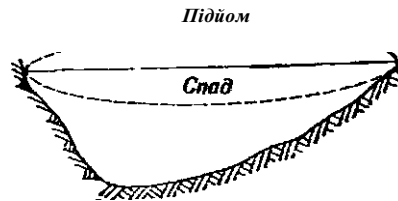


Рис. 3.8. Форма водної поверхні під час водопілля

3.2. Живлення річок

Джерела живлення. Живлення річок пов'язане з атмосферними опадами. Надходження води в річку називається живленням. Виділяють чотири види живлення річок: *снігове, дощове, льодовише, підземне*. В залежності від переважання того чи іншого віщу живленні знаходиться водний режим річки, її терміка, гідрохімічний режим та режим наносів. У холодну пору року опадні 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 > 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 глибоко залягаючих запасів ґрунтових і підземних вод, які значно повільніше попадають у русла річок.

зверху вниз по вертикалі. Рівнодіюча обох сил P утворює з силою G деякий кут α . Відомо, що поверхня води завжди нормальна до рівнодіючої всіх сил, які діють на неї. Отже, поверхня води під впливом сил P , і f замість положення AB займає положення DE .

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 таліш 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 сніготаяння (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 крім 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 та ін.), 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, Тарім та ін.). 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 та ін.).

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 річок Східної Європи, річки Скандинавії, північної частини США).

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

Тип VI. Річки, які мають дощове живлення. Водопілля на них також припадає на зиму, влітку пору стік невеликий, можливе пересихання річок

(річки Південної Європи, Північної Африки, Каліфорнії, Чілі, Нової Зеландії та ін.).

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 та ін.).

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

В.Д. Зайков зробив спробу класифікувати річки за їхнім внутрішньорічним режимом стоку води. Він поділив усі річки колишнього СРСР на три основні групи: I — річки з весняним водопіллям; II — річки з водопіллям у теплу пору року; III — річки з паводковим режимом (рис. 3.9).

До групи річок з весняним водопіллям належить більшість річок. За характером весняного водопілля та іншими особливостями режиму річки цієї групи поділені на п'ять типів: *казахстанський, східноєвропейський, західносибірський, східносибірський і алтайський.*

Річки *казахстанського типу* характеризуються дуже різко вираженою високою хвилею весняного водопілля, в інші пори року вони дуже маловодні, а багато з них навіть пересихають. Знаходяться такі річки в посушливих районах Казахстану. Заволжя. Туринської низовини, тобто — там, де сніг з основним і майже єдиним джерелом живлення річок.

Східноєвропейський тип річок характеризується високим весняним водопіллям, низькою літньою і зимовою меженню та підвищеним осіннім стоком за рахунок дощів. Найбільш показовими прикладами річок цього типу є Волга, Дніпро, Діа.

Західносибірський тип річок відрізняється невисоким і розтягнутим весняним водопіллям, підвищеним літньо-осіннім стоком та нізкою зимовою меженню. Згладжене водопілля зумовлюється як рівнинним характером рельєфу, так і значною заболоченістю Західно-Сибірської рівнини (річки Об, Іртиш).

Для річок *східносибірського типу* характерне високе весняне водопілля літньо-осінні наводки і дуже низький стік у зимовий період (аж до повного замерзання річок). Це пояснюється незначною решта ґрунтового живлення в умовах багаторічної мерзлоти (річки Алдан, Коліма та ін.).

Алтайський тип річок відзначається невисоким і розтягнутим водопіллям, підвищеним літньо-осіннім і низьким стоком у зимовий період. Такий характер водопілля в основному визначається режимом танення снігу в горах і умовами стоку дощових опадів. Сніг у горах тоне поступово по окремих висотних зонах і схилах, через що талі води надходять у річки з порівняно невеликих площ, а це розтягує водопілля. Крім Алтаю, річки з

таким режимом є на Кавказі, в Середній Азії та на Сахаліні (річка Том. Бія).

Групу річок з водопіллям у теплу пору року поділяють на два типи: *далекосхідний* та *Тянь-шанський*. Для річок *далекосхідного* типу характерне невисоке і дуже розтягнуте водопілля в теплу пору і низький стік протягом решти року. Основним джерелом живлення річок є дощові води. Багато річок взимку перемерзає. До цього типу належать річки Далекого Сходу, Східного Саяну, Забайкалля і Яно-Індигірського району (річки Амур, Зея, Яна).

Тянь-шанський тип річок за характером водопілля частково подібний до далекосхідного, проте водопілля на них формується не дощовими, а талими водами високогірних снігів і льодовиків, тобто тісно пов'язане з ходом температури. Цей тип характерний для гірських річок Тянь-Шаню, Паміру, Великого Кавказу, Камчатки (річки Терек, Вахш, Нурек).

Серед річок з паводковим режимом виділяють три типи: *причорноморський, кримський і північнокавказький*.

Річки *причорноморського типу* мають паводковий режим протягом року. Він зумовлений значними дощами. До цього типу відносяться річки Закавказзя, а також карпатські притоки Дністра (річки Сочі, Кур, Черемош).

На річках *кримського типу* наводки спостерігаються протягом

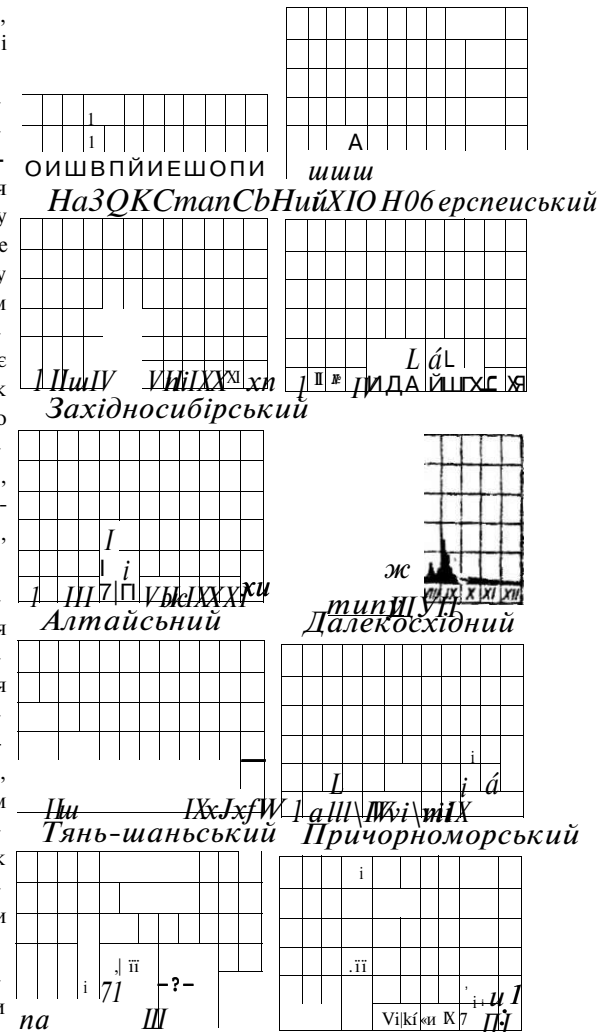


Рис. 3.9. Типи річкового режиму річок (за Б.Д. Зайковим)

холодного періоду року. Влітку та восени багато річок пересихають. Цей тип річок поширений у Криму. Ленкорані та інших районах (річки Салгір, Альмд, Кача).

Річки *лівнічнокавказького типу* в холодну пору року мають сталу межень, а в теплу — часті паводки. До них належать в основному водотоки східної половини північного схилу Великого Кавказу (річки Великий Зеленчук та Малий Зеленчук, Кума).

Класифікацію річок за їхніми окремими ознаками проводили також М.Л. Львович, Д.І. Кочерін, М.А. Великанов, В.М. Родевич, А.В. Огієвський, Г.В. Железняков.

3.3. 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 відбуваються зміни умов живлення річки. Ці періоди називаються *фазами* водного режиму. Основними фазами останнього є *водопілля, межень літня та зимова, фаза осінніх дощових паводків*. На рівнинних річках помірних широт звичайно спостерігаються всі чотири фази, на гірських річках найчастіше бувають лише дві фази: паводочна 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-літніми* (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 — *бататовершинним*, 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.

Різновидністю водопілля 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 водопілля вони виштикають 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*. *Осіні* паводки відрізняються від тих, що настають в інші сезони, тим, що вони менш чітко виражені та менш регулярні. Гідрограф стоку паводків складний, багатoverшинний. Паводок характеризується тими ж елементами, що й водопілля. Паводки поділяються на *місцеві* (якщо їх сформували дощі, котрі випали в даному регіоні) та *транзитні* або *верхові*, які утворилися від дощів, котрі вішали вище по течії. Паводкова хвиля під час руху вниз за течією розтягується. -Якщо на якійсь ділянці річки довжина паводкової хвилі прийняти за l_1 , висоту за h_1 , то через певний проміжок часу l_2 , паводкова хвиля переміститься вниз за течією, довжина її становитиме l_2 а висота h_2 , (рис. 3.10). Оскільки під ЧГ'С руху паводкова хвиля розтягується, то $l_2 > l_1$, а $h_2 < h_1$. Швидкість руху паводкової хвилі V обчислюється як відношення довжини шляху B , що прошила хвиля, до часу t , тобто $V = B / t$

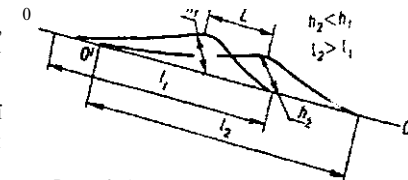


Рис 3.10 - Схема руху паводкової хвилі

-Як показують натурні епос-терезення та теоретичні дослідження, швидкість руху гребеня паводка по довжині річки найчастіше більша від середньої швидкості течії (для окремих річок у 1.5-2 рази) і залежить від похилу, характеру русла й величини витрати води. Паводки на гірських річках рухаються з швидкістю до 4 м/с і більше, рівнинних — 1,0-1,5 м/с. Об'єм води за паводок залежить від кількості опадів, котрі його спричинили, тривалості їх та витрат на просочування 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 з великою завчасністю (2-3 місяці), то дощові паводки майже не прогножуються або прогноуються 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, переривчастою* (гірські річки); *тривалою* і *короткою*, за водністю — *високою* та *низькою*. Час настання і тривалість межені залежить від факторів, які визначають водний режим річок.

При вивченні водного режиму часто оперують *гідрологічним роком*, котрий не збігається з календарним роком. *Гідрологічний рік* включає повний цикл гідрологічних сезонів або фаз. Його початок відносять до початку яскраво вираженої фази йодного режиму. Найчастіше це початок зими, коли на річках з'являються льодові явища і річки переходять на підземне живлення.

Спеціалісти-гідрологи використовують гідрологічний рік при прогнозуванні весняного стоку, розрахунках внутрішньорічного розподілу стоку та в інших випадках. Стандартна ж обробка і публікація матеріалів спостережень за втратами та рівнями ведеться за календарними роками.

3.4. Рівневий режим річок

Рівнем води називається *висота поверхні води*, яка відраховується відносно певної умовної постійної площини, що називається *нулем графіка*. Рівень води є важливіш 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 та лісосплаву, енергетиці, меліорації, рибному господарству тощо.

Котішання 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, 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 будуть 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 нагоші води до 2 м, згони до 2,5 м, і розповсюджуються воші до 140 км вверх по течії. Під час нагонів рівні води Неви піднімаються до 4 м.

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

Типовий графік будується за такими осередненими характерними елементами, які щороку спостерігаються протягом багатолітнього періоду: *максимальний рівень навесні, влітку, восени, взимку; мінімальний рівень :у, влітку, восени; рівень на початку підвищення і в кінці спаду водопіль та паводків; рівень на початок і кінець фаз льодового режиму [льодоходу восени і навесні, льодоставу); рівень на кінець року*. Ці елементи жими можуть бути охарактеризовані висотою рівня та датою, коли вони остерігались. Маючи характерні рівні і дати їх настання, можна «будувати типовий графік рівнів (рис. 3.11).

Гідрологічні пости, влаштувавш їх, обробка спостережень, ('постереження над рівнями води проводять на гідрологічних постах, які бувають *рейкові* або *нальові*. Перші складаються з однієї або кількох рейок, прікріплених до опор містка або до спеціально забитих у русло річки паль. При влаштуванні пальовик постів у берег річки (рис.3.11) забивають ряд

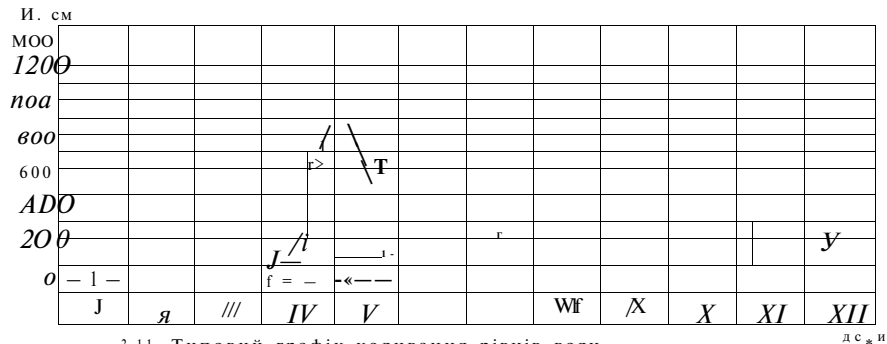


рис. 3.11. Типовий графік коливання рівнів води

паль і таким розрахунком, щоб крайні з них були на 0,5 м вище і шше від най-вишого і найнижчого рівнів води, а перевищення між головками сусідніх пазів було не більше 0,8 м. Спостереження на пальному посту проводяться за допомогою переносної водомірної рейки.



Рис. 3.12. Лальовий гідрологічний пост

Всі спостереження над рівнями води приводяться до однієї площини — нуль графіки. За нуль графіка приймається умовна і горизонтальна площина, яка знаходиться! приблизно на 0,5-1.0 м нижче від найнижчого рівня. Рейки, палі і нуль графіка прив'язуються нівелюванням до репера гідрологічного поста.

За даними вимірів обчислюються річні за кожний день і складається

таблиця щоденних рівнів за рік. У пій же таблиці подаються середні, максимальні й мінімальні рівні за кожний місяць і рік. За даними щоденних ршнів води будується графік коливання їх.

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

Відповідні рівні. Лкщо порівняти графіки коливання рівнів води за даними гідрологічних постів, які ро ташовані згори до низу за течією річки, то легко помітити, що ці графіки в мчальнх рисах подібні. Окреміш максимумам і мінімумам на графіку коливання рівнів води на верхніх постах відповідають максимумами і мінімумами! па нижніх постах, але з деяким зан; шешіям. Проміжок часу затінення цих характерних точок па • рафіках наизається часом добігання, а рівні відповідними.

Відповцими рівнями суміжних постів називаються такі, що ні. її «відають одній і тій же фазі режиму рівнів річки. Між відповідними 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.

3.5. 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, який 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. Лкщо опір дорівнює рушійній силі, то рух води стає рівномірним. Лкщо 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) — **ламінарий** \ **турбулентний**.

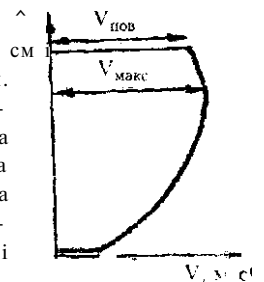
Ламінарний рух являє собою паралельноструменний рух. Кожна частинка води в руслі при цьому переміщується паралельно руху всієї маси рідини, швидкість біля дна дорівнює нулю, а максимальна швидкість має місце на поверхні. Ламінарний рух властивий переважно підземним водам.

У природних потоках спостерігається майже завжди **турбулентний (вихровий) рух**. При цьому русі швидкості в кожній точці потоку мають пульсуючіш характер, безперервно змінюючись і за величиною, і за напрямком. Шидкості 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 (рис. 3.13). Крива розподілу швидкості течії по вертикалі називається **годографом** або **епюрою швидкостей**.

При певних співвідношеннях між глибиною і ШВИД- см кстю ламінарий рух легко переходить у турбулентний. Глибшої і швидкості, за яких ламінарий рух переходить у турбулентний, називаються **критичініми**. Так, за даними М.А. Великанова, при глибині 10 см критична швидкість дорівнює 0,40 см/с, а при глибині 100 см вона зменшуються до 0,04 см/с. Малими значеннями критичної швидкості при глибинах звичайних водотоків і пояснюється турбулентпій характер руху води в них.

Турбулентний характер руху води в річках спричиняє перемішування водної маси. Інтенсивність перемішування зростає зі збільшенням швидкості 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



Риг злз. Епюра розподілу шидкостей по вертикалі

лінія, **Я К У** з'єднує точки на поверхні річки з найбільшою швидкістю, називається **стрижнем**. Картина розподілу швидкостей по живому перерізу дають **ізотахи** - лінії однакових швидкостей течії (рис. 3.14). 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 плавною лінією, одержимо **динамічну вісь потоку**.

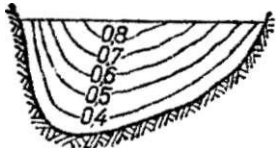
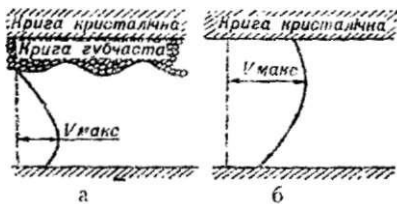


Рис. 3.14. ізотахи при відкритому руслі

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 покриву розподіл швидкостей по глибині має особливий характер. На початку льодоутворення, коли нижня поверхня льоду нерівна і шорсткість її значна, максимум швидкості наближається до дна (рис. 3.15, а). Далі при поступовому згладжуванні нижньої поверхні льоду максимум швидкості переміщується ближче до поверхні (рис. 3.15, б). Розподіл швидкостей по живому перерізу під льодом теж інший (рис. 3.16). ізотахи утворюють замкнуті лінії, динамічна вісь потоку опускається нижче від поверхні.



3.15. розподіл швидкостей під льодом

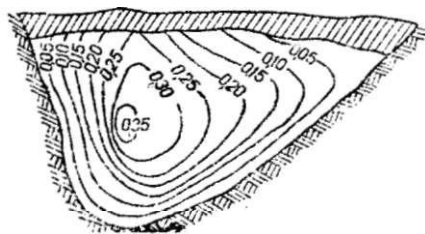


Рис. 3.16. Ізотахи під льодом

Визначення середньої швидкості течії по вертикалі і для живого перерву. 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 м/с, треба мати витрату води (C^* , м³/с) і площу перерізу (σ , м²) тоді:

$$V = C^* / \sigma$$

Для обчислення середньої швидкості потоку за відсутності безпосередніх вимірів найчастіше використовують формулу Шезі:

$$V = c \sqrt{R}$$

де R — гідравлічний радіус; I — похил водної поверхні на ділянці; C — коефіцієнт, який залежить від шорсткості русла і величини гідравлічного радіуса. Для його визначення користуються формулами (Базена, Павловського, Железнякова та ін.). Зараз найчастіше користуються формулою Павловського:

$$C = R^y / n$$

де n — коефіцієнт шорсткості, а y — показник, який залежить від R і p ; обидва показники визначаються за таблицями.

З формули Шезі видно, що швидкість потоку збільшується із збільшенням гідравлічного радіуса або середньої глибини, а також із збільшенням похилу.

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 до перерозподілу швидкості в живому перерізі, появи окремих течій, спрямованих вгору, і посилення турбулентності руху води.

Струмени, 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) і **гірські** (з бурхливою течією).

Вимірювання швидкості течії річок. Швидкості течії річок вимірюються за допомогою **поплавоків, 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 (рис. 3.17), яку пройшов поплавок, і знати час t , за який поплавок пройшов цю відстань, то поверхнева швидкість течії буде дорівнювати

$$V_{\text{поверхн}} = L / t, \text{ м/с.}$$

Точніше швидкість течії вимірюють за допомогою гідрометрично о млинка, який дозволяє визначити швидкість у будь якій точці потоку до ширині і глибини. Гідрометричні млиники бувають різних типів. Ніч час вимірювання швидкості гідрометричний млинок на штанзі або на тросі опускають у воду на потрібну глибину так, щоб лопаті його стояли проти

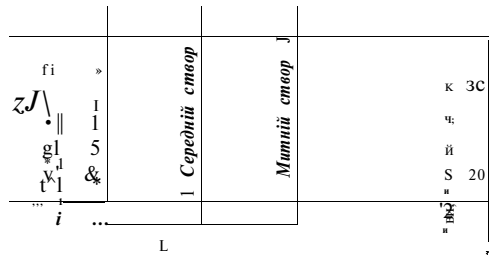


Рис. 3.17. Розміщення створів для вимірювання швидкості течії води поплавками

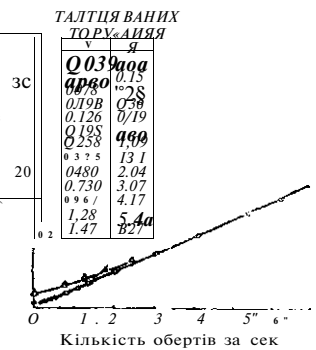


Рис. 3.18. Крива тарування гідрометричного млинка

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 *i* визначається кількість обертів за секунду $p = \frac{N}{i}$. За допомогою тарування гідрометричних млиноків у спеціальних лабораторіях встановлюється залежність між кількістю обертів лопатей млинка *p* і швидкістю течії *V* м/с (рис. 3.18). Визначивши кількість обертів і користуючись залежністю, можна обчислити швидкість течії в даній точці.

3.6. Річковий стік

Методи визначення витрат води. Показником річкового стоку є витрата води. **Витрата води** — це кількість води, що протікає через живий переріз в однішцю часу. Вона може бути визначена за формулою

$$Q = V \cdot S \quad (3.1)$$

де *V* — середня швидкість течії для всього живого перерізу в м/с (якщо виміри відсутні, то середня швидкість визначається за формулою Шезі), *S* — площа живого перерізу в м², яка визначається промірами глибин русла по поперечному створу.

Лкшо швидкість вимірюється за допомогою гідрометричного млинка або поплавків, витрати води обчислюють так. Після виміру швидкості гідрометричним млинком на окремих вертикалях, наприклад, у точці 0.6 глибини, приймають цю швидкість за середню для даної вертикалі. Креслять профіль живого перерізу річки і на ньому проти кожної швидкісної вертикалі вгору від поверхні води відкладають (у масштабі) величини середньої швидкості, а потім кінці шгх відрізків з'єднують плавною лінією. Одержують **криву (епюру) середніх швидкостей**. З цієї кривої знімають значення швидкостей для кожної промірної вертикалі і визначають для них величини елементарної витрати води *q* як добуток глибини *h* на швидкість *V*, тобто

$$q = V \cdot h, \text{ м}^3/\text{с}$$

Обчислені значення елементарних витрат відкладають у масштабі вгору від лінії поверхні води. З'єднавши кінці цих відрізків плавною лінією, одержують криву (епюру) елементарних витрат (рис. 3.19). Площа, обмежена лінією епюри елементарних витрат і лінією поверхні води, дорівнює загальній витраті води. Цю площу вимірюють планіметром. Якщо кривої елементарних витрат не креслять, то загальну витрату води можна обчислити як суму елементарних витрат *q*, помножену на відстань між промірними вертикалями *B*, тобто

$$Q = 0,7q \cdot B + \frac{1}{2} \cdot q \cdot B + \dots + \frac{1}{2} \cdot q \cdot B + 0,7q \cdot A \quad (3.2)$$

При вимірюванні швидкості за допомогою поплавків порядок обчислення віпрат такий. Усі поплавки розбивають на групи за положенням їх у створі по ширині річки. Площу живого перерізу по створу ділять на інтервали відповідно до кількості груп поплавків. Межі інтервалів проводять через центри груп поплавків. Середня поверхнева швидкість для кожної групи поплавків обчислюється за формулою



Рис. 3.19. Епюра елементарних витрат

де *B* — віддаль між верхнім і нижнім створами, м; \bar{V} — середня тривалість ходу даної групи поплавків. Обчислені для кожної групи значення швидкостей розглядаються як швидкості на швидкісних вертикалях. До кожної такої швидкісної вертикалі належить частина площі живого перерізу, межі якої встановлюють по серединах відстаней між швидкісними вертикалями. Помноживши значення окремих площ на поверхневу швидкість *V_с* для цих площ, одержують окремі (елементарні) **фіктивні** витрати води

$$q_{\text{ф}} = V_{\text{с}} \cdot S_{\text{г}}$$

Витрата вважається **фіктивною** тому, що площа помножена не на середню, а на поверхневу швидкість, яка більша за середню. Загальна фіктивна витрата води для всього живого перерізу обчислюється як сума фіктивних віпрат окремих площ, тобто

$$Q_{\text{ф}} = \sum q_{\text{ф}} \quad \text{м}^3/\text{с}$$

Щоб перейти від **фіктивної** витрати до **дійсної**, треба ввести поправочний коефіцієнт *k*:

Коефіцієнт *k* визначають на основі одночасного вимірювання витрати води для даної ділянки річки гідрометричним млинком і поплавками: коли таких вимірів немає, величину *k* для великих річок приймають у межах

0,84-0,87 або обчислюють за формулою

$$k = O / (C + 8),$$

де C - коефіцієнт, який обчислюється за формулами Павловського або Базена.

Вимірювання швидкостей для визначення витрат води - досить складна і дорога операція, тому його проводять не щодня. Щоб одержати величній витрат за кожний день без щоденних вимірювань, користуються кривою витрат, яка відображає залежність витрат від рівнів. Разом з кривою витрат будуються криві залежності живих перерізів і швидкостей течії від рівнів (рис. 3.20). Користуючись кривою витрат і таблицею щоденних рівнів води, можна одержати величину витрат води за кожний день. 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 називаються **характерними витратами**. За даними щоденних витрат будують календарний (хронологічний) графік коливання витрат, який називається **гідрографом**. При значній тривалості спостережень можна побудувати типовий гідрограф. Методика побудови така ж, як і побудови типового графіка коливання рівнів води.

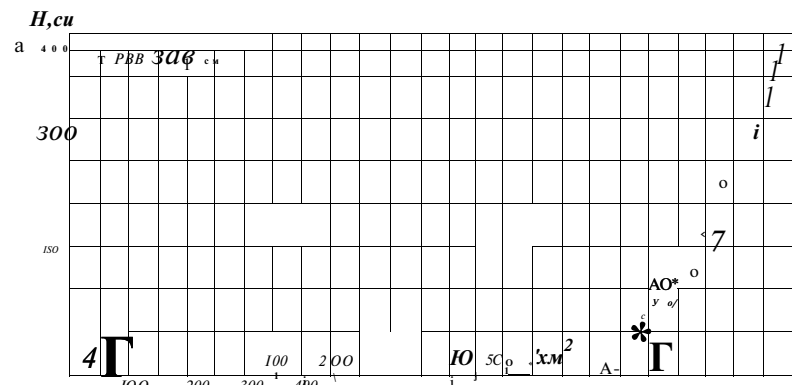


Рис. 3.20. Криві залежності витрат води, площ живих перерізів і швидкостей течії від рівнів води

Основні характеристики стоку. Витрати, обчислені за рівнями і кривими витрат води, дають секундні значення стоку Q м³/с. Кількість води, яка стікає з будь-якої площі і протікає в руслі річки через даний створ за якийсь час, називається **об'ємом стоку** за цей час і виражається в м³ або км³. Якщо відома витрата води Q м³/с в даному пункті, то об'єм стоку за T днів становить

$$W = Q T \cdot 86400$$

де T — кількість секунд у добі.

Крім цих, існують й інші характеристики стоку, або водоносності, річки.

а саме: **модуль стоку M**, **висота шару стоку A** і **коефіцієнт стоку a**.

Модулем стоку називається кількість води, яка стікає з одиниці площі водозбору (1 км²) за одиницю часу (1 с) і виражається в літрах за секунду з 1 км² (л/с-км²). Якщо середня витрата води будь-якої річки в даному пункті за якийсь час (наприклад за рік) дорівнює (3; м³/с і площа водозбору до цього пункту Г км², то середній за рік модуль стоку

$$M = 0 \cdot \text{ЮУГ} \cdot \text{л/с-км}^2$$

де 10³ - - перевод м³/с в літри. Тоді

$$C > = M \cdot 10^3 \cdot \text{м}^3/\text{с}$$

Іноді, особливо при порівнянні стоку з якоїсь площі з кількістю опадів і випаровування за той самий час, величину стоку слід обчислити у вигляді шару стоку (в міліметрах). **Висота шару стоку** характеризує висоту того рівномірного шару води, який можна одержати, якщо весь спостережений за певний час об'єм стоку рівномірно розподілити по всій площі водозбору річки, до якої цей об'єм належить. Якщо відома витрата м³/с, площа водозбору P км² і період T, с, то шар стоку A за цей час дорівнює:

$$A = \frac{Q \cdot T}{P} \cdot 10^3$$

При визначенні шару стоку за рік T=31.54 · 10⁶ с. тоді

$$A = \frac{Q \cdot 31.54 \cdot 10^6}{P} \cdot 10^3, \text{ чш}$$

або

$$A = 0.3154 \cdot 10^9 \cdot \frac{Q}{P}, \text{ мм}$$

Оскільки

$$Q = M \cdot P / 10^3$$

то

$$A = \frac{M \cdot P - 31.54 \cdot 10^6}{P} \cdot 10^3, \text{ у, м}$$

Тобто шар стоку можна визначити або через витрату води м³/с, або через модуль стоку M, л/с-км².

Відношення величини шару стоку A з даної площі за якийсь час до величини шару атмосферних опадів X, які випадають на цю площу за той самий час, називається **коефіцієнтом стоку**

$$a = A / X$$

Коефіцієнт стоку - величина безрозмірна і дорівнює нулю або більша за нього, але менша одиниці, тобто 0 < a < 1.

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 татих вод потрапляє в таких районах у річкову сітку підземними шляхами, утворюючи **підземний стік**. У різних ландшафтних зонах співвідношення між поверхневим і підземним стоком неоднакове. У лісовій зоні значні маси

води просочуються в глибину, підвінчують 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 розподілу протягом року.

Стік — це складніший 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.

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 фактори (ґрунти, 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

$$X = Y + Z \pm U$$

де X — сума атмосферних опадів за рік; Y — стік; Z — випаровування; U — накопичення вологи в басейні. У вологі роки вологи 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:

$$X = Y + Z$$

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

$$X = Y + Z \pm U$$

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 тепер визначають за картами чи формулами, а випаровування з ґрунтів і транспірацію рослин визначили 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:

$$T = X - Y$$

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. Особливості впливу опадів на величину середнього багаторічного стоку і випаровування можна простежити за допомогою графічної залежності. На рис. 3.21 показані залежності випаровування і стоку від опадів при якомусь певному значенні

температури, тобто можливому випаровуванню. Останнє — це та максимальна величина, якої воно може досягти відповідно до наявності вологи для випаровування і ресурсів тешіа.

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. Теоретично залежність випаровування від опадів повинна зумовлюватися якоюсь кривою

$$Z \sim m$$

Якщо розглядати співвідношення між стоком і опадами можна спостерігати таку картину. Стік збільшується зі збільшенням опадів, але швидко зменшується при значній різниці між фактичним і можливим випаровуванням збільшення це повільне. Потім, коли фактичне випаровування Z наближається до можливого Z^* стік починається зростати досить великих значень опадів стік збільшується, так само, як і опади. Теоретична крива залежності стоку від опадів $Y = X - Z$ має розпочатися за якогось значення опадів, далі вона повільно зростає і за більших значень.

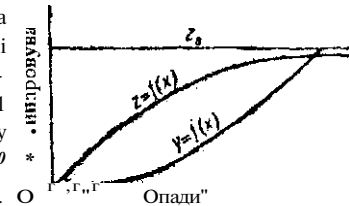


Рис. 3.21. Залежність випаровування і стоку від опадів

опадів йде під кутом 45° до осі абсцис. Звідси випливає, що і стік, і випаровування є функцією опадів при незмінності інших факторів. Величини середніх багаторічних опадів, випаровування і стоку для деяких річкових басейнів наведені в таблиці 3.3.

Таблиця 3.3

Елементи водного балансу деяких річкових басейнів

Річка	Опади, мм	Випаровування, мм	Стік, мм
Дніпро	660	546	114
Волга	657	470	187
Дон	575	477	98
Нева	738	454	284
Ганг	1200	695	505
Ніл	730	705	25

Вилив 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.

Значний вплив на стік має карст. Наявність карсту може збільшити величину стоку за рахунок переходу вод з іншого басейну або зменшити її. В басейнах річок, складених водопроникними породами живлення більш рівномірніше.

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 глибини ерозійного врізу на річковий стік. Частина атмосферних опадів, які випадають у річковому басейні, просочується в ґрунт та породи і цим самим поповнює запаси підземних вод. Якщо русло річки не досягає Постійного водоносного горизонту, то річка живиться поверхневими водами, а вода, що просочилася глибше від ерозійного врізу, переходить у категорію безповоротних втрат для басейну цієї річки. Рівняння водного балансу для такого басейну набуває вигляду

$$X = X_0 - \lambda Z,$$

де X — кількість води, яка йде на поповнення підземних вод.

У міру заглиблення ерозійного врізу русло річки перерізає один або кілька водоносних горизонтів, і в живленні беруть участь підземні води (рис. 3.22). З наведеної схеми видно, що русло I не доходить до водоносного горизонту, тому воно заповнюється водою лише в період сніготанення або великих дощів. Це русло тимчасових вод.

Токів і здебільшого з невеликою площею водозбору Русло II перерізує перший водоносний горизонт. Тривалість періоду наявності стоку в руслі такого водотоку

залежить від глибини врізу і характеру коливання рівнів підземних вод. При зниженні рівнів підземних вод за позначку дна річкового русла стік у ньому припиняється, а коливання рівнів цього водоносного горизонту можуть бути значними і перебувати під впливом кліматичних факторів. Русло III перерізує два водоносних горизонти. Запаси вод другого водоносного горизонту досить постійні і живлення цього русла підземними водами більш значне і стає.

Русло IV перерізує три водоносних горизонти, і басейн такої річки характеризується ще більш сталим стоком. Отже, залежно від глибини ерозійного врізу, глибини залягання підземних вод і запасів їх змінюється частка підземних вод у живленні річок. Одні з них зовсім не дренують підземних вод (малі і тимчасові водотоки), інші дренують їх протягом якоїсь частини року. Глибина ерозійного врізу найчастіше зростає зі збільшенням площі водозбору. У зв'язку з цим за однакових кліматичних умов величина стоку за рік менша в малих і тимчасових водотоках порівняно з середніми річками.

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 в ґрунт. Від 35 до 50% загальної суми опадів затримують крони дерев. Уся ця волога йде

на випаровування. Втрачання води на випаровування з фунту разом з транспірацією рослинами більше, ніж з ґрунту без рослинності.

Довго було дискусійним питання про вплив лісу на стік. Одні дослідники стверджували, що ліс збільшує стік, інші дотримувалися протилежної думки. Зараз вважаю:», що вплив лісу на водність залежить від ряду причин і не може вирішуватися однакою в різних природних і господарських умовах. Насамперед, тррдя мати на увазі, щоїлісисистість і стік перебувають у тісній залежності: и від клімату

За однакових кліматичних умов і лісності 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 галнх і дощових вод на просочування в ґрунт. Втрати ці досить значні.

Часто доті, які спричиняють паводки в річкових безлісних басейнах, у лісі зовсім не формують стоку. Волога, яка просочилася в ґрунт у заліснпх 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 лісності, 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 із'я іку з посиленням її дренажної ролі. Відповідно до цього різниці між стоком безлісних і лісних басейнів поступово згладжується.

Випадок 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 < 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 досягти 50% і більше. І найбільшою мірою стік зменшується під впливом озерності в південних районах, у зоні недостатнього зволоження, а в північних районах, у зоні надмірної зволоження вплив цього фактора-иє-значний.

Вплив господарської діяльності лютишії на стік. Господарська діяльність людини, яка спричиняє зміни природних умов, не може не впливати на стік. Зі створенням водосховищ збільшується випаровування, а отже, і

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 розбирається на зрошення. Такі агротехнічні заходи, як снігозатримання, розорювання на обшпрних 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.

Норма річного стоку. Стік водотоків рік у рік змінюється без будь-якої певної закономірності. Разом з тим величина річного стоку коливається навколо якоїсь середньої величини, причому амплітуда таких коливань неоднакова в різних фізико-географічних районах. Залежність між величинами річного стоку суміжних років практично відсутня. Такі величини в математичній статистиці називаються *випадковими*, а ряд, утворений ними, *варіаційним рядом*. Для вивчення випадкових величин можна застосовували методи математичної статистики. Однією з основних характеристик варіаційного ряду є середня арифметична величина, яку можна обчислити за формулою

де \bar{x} - середня арифметична величина. $\sum x_i$ - сума членів варіаційного ряду: n - кількість його членів. Середню арифметичну величину річного стоку, обчислену за тривалі період, який включає однакову кількість багатводних і маловодних років, прийнято називати *нормою стоку*.

Норма стоку звичайно обчислюється за багаторічний період.-Якщо дані по стоку охоплюють відносно короткий час, норма стоку обчислюється за допомогою так званого приведення до багаторічного періоду. Звичайно приведення роблять графічно, шляхом встановлення залежності між стоком даної річки і стоком річки-аналога. дані по стоку якої с за тривалий період. За аналог обирається річка, яка протікає в однакових (або близьких) з даною річкою фізико-географічних умовах

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 вати річкових басейнів. Користуючись нанесеними на карту величинами норм стоку, проводять ізолінії стоку, які Гсдиутот ь точки з однаковими величинами норми стоку.

Карти стоку дають повис уявлення про розподіл стоку по території, і за допомогою них та карт річних сум атмосферних опадів можна визначити величину сумарного випаровування з поверхні басейну річки, виходячи з рівняння $\Sigma X = Y$.

Якщо фактичних даних по стоку немає або їх недостатньо, за картами стоку можна визначити норму стоку для будь-якої річки.

Для цього потрібно оконтурити на карті стоку даний басейн, знайти центр його ваги і визначити модуль стоку або за ізолінією, яка проходить через центр ваги басейну, або за лінійною інтерполяцією між двома сусідніми ізолініями, які проходять вище і нижче від центра басейну. На рис. 3.23 модуль стоку буде дорівнювати приблизно 6,85 л/с-км². Центр ваги річкового басейну найпростіше визначити графічно. Для цього проводять лінії в довільних напрямках з таким розрахунком, щоб вони перетиналися і щоб кожна ділила площу басейну приблизно на дві рівні частини. Точка перетину цих ліній і буде центром ваги басейну.

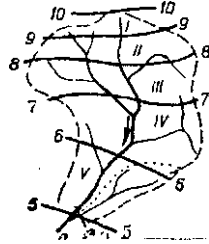


Рис. 3.23. Визначення норми стоку по карті

Для більш точного визначення норми стоку застосовується планіметрування площ Г між двома суміжними ізолініями і множення їх на середню величину модуля між цими ізолініями. Величину модуля стоку до замикаючого створу можна визначити за формулою:

$$M = \frac{inJx + mJ^2 + \dots + m^n Jn}{F}$$

де: Г₁, Г₂, ... Г_n — площі між суміжними ізолініями;
 nт, т₁, ..., т_n — середні значення модулів стоку;
 И — уся площа водозбору.

Визначивши модуль стоку або шар стоку для даного водозбору чи частини його, можна обчислити й інші характеристики стоку — витрати води, об'єм стоку тощо.

Характерною особливістю розподілу середнього багаторічного стоку (норми) по території України (рис. 3.24) є його зональність в рівнинній частині та вертикальна поясність у гірській. 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, в Донбасі — 2-3 л/с-км². Причому схили гір, обернені до вологоносних вітрів, мають більший стік, ніж підвітряні схили. Тому річки Закарпаття багатоводніші, ніж річки Прикарпаття

3.7. Водоносність річок та її внутрішньорічний розподіл

Водоносність річок земної кулі змінюється в широких межах. Найбільшу середньорічну втрату має Амазонка — 120000 м³/с (див. табл.



Рис. 3.24. Середньорічний стік річок України

3.1). Характеристику водоносності найбільших річок України наведені в табл. 3.2.

Річний стік протягом року розподіляється нерівномірно. Це «алспгь від ряду фізико-географічних факторів, котрі можуть «мі'поаа; 'НЕя протяг ам року аба протягом багатьох роїв залишатися нечинними.

Величина річкового стоку за будь-який проміжок часу «опам « елементів водного балансу. (іііввщшоикня між елементами водного балансу протягом року не залишається незмінним, у зв'язку -- чим починаючи з осені в річкових басейнах волога накопичується, а \$ кінця весни — витрачається. Відповідно до цього при зпзчепга* водної о режиму іноді корпетукмі.ек ідрологічним роком, початком якого у інінін'пх районах вважають вересень, а В південних - жовтень - листопад. Від зміни співвідношеня елементів водного балансу, прогтяом року заосхпнь внутрішньорічшії розподіл річкового стоку.

Хоч опади вилишають 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 па поверхні річкової о басейну до початку сніготанення, коли й утворюють стік. Очевидно, що в даному разі в зимовий період опади певною мірою впливають на зміну величини у у рівнянні водного балансу. Якщо опади випадають лише у вигляді дощу, то внутрішньорічний ро'тюд.т 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 з'ясування 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.Сонп. Основна маса стоку цієї річки припадає на холодну частину року, тимчасом як найбільше опадів буває в теплу частину. Незначний стік влітку є результатом великої втрати 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 на 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; межений стік незначний або взагалі відсутній (рис. 3.25). Зі збільшенням дощового й ґрунтового живлення внутрішньорічний розподіл стоку стає рівномірнішим.

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 нерівномірніше він розподіляється протягом року.

В гірських районах, де основними джерелами живлення є води вік танення снігів і льодовиків, річний хід стоку близький до річного (Х О Д) температури повітря.

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

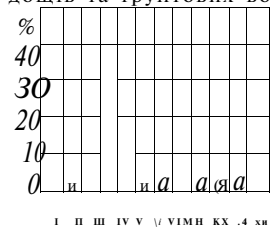


Рис. 3.25. Внутрішньорічний розподіл стоку

В гірських районах, де основними джерелами живлення є води вік танення снігів і льодовиків, річний хід стоку близький до річного (Х О Д) 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.

Значніш 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 легкопроникиними 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 межений стік. Регулююча роль озера залежить від його розмірів, морфології, запасів води, умов її витоків 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 дренують водоносних горизонтів, під впливом залісеності, навпаки, стає більш нерівномірним.

Вплив боліт на внутрішньорічний розподіл стоку залежна від чіпу болота і зони його розташування. В умовах достатнього зволоження, де випаровування з боліт не перевищує випаровування суші, болото можна розглядати як верхній водоносний горизонт, котрий додатково живить річку в межений 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.

Па внутрішньорічний розподіл стеку 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.

Таблиця 3.4 Прикладом може бути розподіл стоку Дніпра до і після створення водосховищ (табл. 3.4).

І Сезон	Стік, % від річного	
	до побудови	після побудови
Весна	54	23
Літо	18	22
Осінь	18	27
Зима	16	28

Така характеристика впливу фізико-географічних факторів на внутрішньорічний розподіл стоку справедлива лише для басейнів, розташованих в однорідних природних умовах або близьких до цього. І Гри 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 - і; внутрішньорічний розподіл стоку можуть зазнавати значних змін по її довжині.

3.8. МАКСИМАЛЬНИЙ І МІНІМАЛЬНИЙ СТІК РІЧОК

Максимальний стік річок формується або в результаті надходження талпх 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 Галичину максимального стоку.

Таблиця 3.5 Дані спостережень показують, що максимуми стоку збільшуються зі збільшенням площі басейнів (табл. 3.5).

Ріка	Пункт	Площа водозбору, тис. км ²	Максимальний стік	
			м ³ /с	л/окм ²
Волго	Казань	630	35000	55,6
	Куйбішеа	1270	61000	48,0
Саратов	Саратов	1340	55000	41,0
	Астрахань	1360	44000	32,4
Дніпро	Київ	328	23100	70,4
	Кам'янка	459	24500	53,4
	Борислав	482	20880	43,3

Та великих та середніх річках України максимальні витрати від сніготанення більші, ніж від дощу. Найбільші весняні витрати на рівнинних річках України були

сформовані в 1845, 1877, 1895, 1908, 1917, 1924, 1931, 1932, 1942, 1970, 1982 та 1986 роках.

У гірських районах Карпат через зимові відлиги п інтенсивне сніготанення, які супроводжуються інтенсивними дощами протягом кількох дб, формуються надзвичайно високі наводки змішаного походження. Катастрофічні наводки, які були сформовані в грудні 1947 р. — січні 1948 р., в грудні 1957 і 1967 рр.; у лютому 1968 р. в грудні 1979 р. — січні 1980 р., в грудні 1992 р. та 1993 р., завдали величезних збитків народному господарству.

Мінімальний стік формується в основному під впливом особливостей підземного живлення річок. Фізико-географічні умови створюють загальний фон формування підземного стоку, а ступінь почленованості 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 азональні 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, а в Карелії та на Кольському півострові до 4 л/с-км².

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.км² (Індігірка, 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. Наприклад, пересихають річки Чорний Таїнлик, Гнилий Сланець, Громокля та ін.

3.9. ТЕРМІЧНИЙ РЕЖИМ РІЧОК

Тепловий, або термічний, режим річок формується в результаті; ті 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 взратою тепла. Навесні і влітку прибуток тепла перевищує його втрату і вода нагрівається. Максимальна температура води буває в липні-серпні (25-34°C), коли встановлюється рівновага між надходженням і втрачанням 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 й 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°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 (гомотермія) 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°C. Влітку вдень вода на поверхні тепліша, ніж біля дна, а вночі — навпаки; різниця в температурі по глибині може становити 2-3°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 витoku. На гірських річках температура води також підвищується вниз за течією.

Температура води річок, які втікають 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 притоок 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

$$WT = \rho pTW,$$

де W^x — тепловий стік. Дж. за проміжок часу $Лі$. $С^p$ - питома теплоємність води, ρ — густина води. T — середня температура води. W — стік (об'єм) води, m' , за той же проміжок часу $Лі$.

Температура води річок є показником, який впливає на деякі особливості їхнього гідрологічного режиму і можливості народногосподарського 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 (гідралічна 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).

3.10. Зимовий режим річок

Зимова межень як фаза водної о режиму супроводжується, як правило, появою різних льодових утворень. Початком зимової межени вважають дату встановлення стійких від'ємних температур повітря, наслідком чого стає поява на річці льодових утворень а закінченням зимової межени —

дату очищення річки від льоду. Зміна в часі процесів виникнення, розвитку і руйнування льодових утворень на річках називається *льодовим режимом*. а сукупність всіх процесів, які протікають у річках протягом періоду з переважанням від'ємних температур повітря, характеризує зимовий режим річки.

За характером зимового режиму всі річки поділяють на три групи *замерзаючі, з нестійким льодоставом \ незамерзаючі*. Річки рівнинної території України, наприклад, зимою замерзають, а гірські річки є річками з нестійким льодоставом; річки в субтропічних районах практично незамерзають.

В льодовому режимі замерзаючих річок виділяють три фази *замерзання, льодостав і скресання*.

Замерзання річок, як і інших водних об'єктів, розпочинається з появи на них після охолодження поверхні води до 0°C і нижче перших льодових утворень у вигляді *сала, заберегів, сніжури, внутрішньоводного і донного льоду, шуги, льодоходу*.

Сало — льодові утворення у вигляді льодових голок на поверхні води, які при замерзанні нагадують штами захопленого жиру сірувато-свинцевого кольору (звідси й назва); можливе також утворення шару суцільного тонкого льоду. На річках України сало з'являється в кінці листопада — на початку грудня одночасно або пізніше заберегів після охолодження поверхні води до 0°C і нижче.

Забереги — смуги тонкого нерухомого льоду, який утворюється вздовж берегів річок, перед замерзанням їх; забереги бувають первинні, постійні, наносні та залишкові. Первинні забереги виникають у тихі морозні ночі: вдень при підвищенні температури повітря вони можуть танути. В міру зниження температури утворюються постійні забереги, які поступово збільшуються, поки не настане льодостав. Під час осіннього льодоходу лід, що пливе по річці і шуга прибиваються до берегів, примерзають до них і утворюють наносні забереги, звичайно з нерівною поверхнею. Лід, який залишився біля берегів при таненні льодового покриву, утворює залшкові забереги.

На річках України забереги з'являються спочатку на північному сході республіки (у другій декаді листопада); а на захід і південь строки утворення їх зміщуються на кінець листопада — початок грудня.

Сніжура (сніжниця) — плаваючий в воді у вигляді кашеподібної маси сніг; утворюється при випаданні значної кількості снігу на охолоджену водну поверхню.

На багатьох річках перед початком льодоставу утворюється *внутрішньоводний лід* — непрозора губчаста льодова маса, що складається хаотично зрослих між собою кристаликів льоду. Основною умовою утворення внутрішньоводного льоду є переохолодження річкової води і наявність у ній ядер кристалізації (кристаликів льоду, завислих мінеральних

частинок тощо). Внутрішньоводний лід, який утворюється на нерівностях дна річки, називається *донним льодом*. Звичайно він утворюється на кам'янистих ділянках дна річки при великих швидкостях течії.

Одним із дуже поширених впливів льодових утворень на річках, кофі пов'язані з внутрішньоводним і донним льодом, є *шуга*. *Шугою* називаються льодові утворення у вигляді накопичень пухкого льоду, який утворюється з внутрішньоводного льоду, що спливає на поверхню, з включенням снігури, дрібного льоду, заберегів, сала. Звичайно формується в передльодоставний період. Може переміщуватися на поверхні і всередині водного потоку, утворюючи шутохці, або перебувати в нерухомому стані під льодовим покривом (підлідна шуга). Під час льодоставу шуга утворюється тільки на вільних від льодового покриву ділянках. На гірських річках внутрішньоводний лід і шутохці спостерігаються протягом майже всієї зими. Накопичуючись у руслах річок під льодовим покривом, шуга може спричинитися до зажору. При цьому вище зажору рівень води різко підвищується, вода зламає льодовий покрив і затоплює прилеглі ділянки заплави. В Україні такі явища часто спостерігаються в басейнах Західного Бугу, Тиси, Серету, у верхів'ях Прута й Дністра.

Льодохід — рух льоду (крижин) на річках. Розрізняють осінній і весняний льодохід. Осінній льодохід являє собою переміщення по річках льоду, що утворився при замерзанні відірваних заберегів, сала, шуги. На великих рівнинних річках льодохід спостерігається щорічно і проходить відносно спокійно: на середніх, а також на гірських річках з малою водністю осінній льодохід буває рідко. На окремих ділянках річок (круті повороти, звуження русла), де пропускна здатність русла не відповідає кількості льоду, що пересувається, він накопичується, внаслідок чого утворюються *затори*, які спричиняють відносно невелике ніччяття рівнів води (через малу водність річок у цей період).

Стійкі льодові утворення на річках північного сходу України з'являються в другій декаді листопада, в лісостеповій зоні республіки — в другій половині листопада — на початку грудня і спостерігаються в обох регіонах протягом 10-25 днів: у степовій зоні такі утворення з'являються наприкінці листопада — на початку грудня і тривають дещо менше 10-20 днів. Ранні строки появи льодових утворень випереджають середні приблизно на 2-3 тижні, а пізні — більш як на місяць. Після початкових льодових утворень настає льодостав.

Льодостав — період, протягом якого на річках та інших водних об'єктах стоїть нерухомий льодовий покрив; льодоставом називають також процес утворення суцільного льодового покриву на поверхні річки тощо. На річках України в зоні мішаних лісів льодостав настає наприкінці листопада — в другій декаді грудня, південніше, в степовій зоні — наприкінці грудня. На річках Карпат льодостав утворюється наприкінці грудня — в першій декаді січня, причому він нестійкий, що пояснюється

великими швидкостями течії гірських річок, а тому тут не буває суцільного льодового покриву. Тривалість льодоставу на річках Карпат — 50-90 днів, у південних районах -республіки — 60-90, в центральних — 70-100. північних - 90-120, в північно-східних — 120-130 днів. Закінчується льодостав скресанням водних об'єктів. Внаслідок частих відлиг у помірні і. особливо, в теплі зими спостерігається декілька скресань і льодоставів.

Товщина льоду на початку льодоставу звичайно не перевищує 5-10 см. наприкінці лютого — на початку березня збільшується до 30-60 см, а в суворі зими на річках північного сходу України досягає 80-135 см. Мінімальна товщина річкового льоду, за якої допустимий вихід на нього людей — 8 см, причому зимовий лід м'якшіє від осіннього в 3 рази, а від весняного — в 5 разів.

У період льодоставу деякі ділянки річок протягом тривалого періоду, а іноді й протягом усієї зими, не замерзають. Такі ділянки називають *ополонками* або *майнами*. Вони бувають динамічного і термічного походження. Ополонки динамічного походження виникають на порожистих ділянках річок, а також нижче гребель гідроаектостанцій. Такі ополонки можуть бути місцями виникнення шутн. накопичення якої нижче ополонки спричиняє утворення *зажорів*. Ополонки термічного походження утворюються у місцях виходу підземних вод або при скиданні підігрітих промислових стічних вод і досягають значних розмірів. Ополонки між льодовими полями називають *розводинами*.

З настанням весни, після переходу температури повітря через 0°C у бік підвищення, починається танення снігу на льоду і берегах річок. Тала снігова вода ослаблює лід. Біля берегів під впливом нагрівання ґрунту і стікання талих вод зі схилів, а також підвищення рівня води в річці утворюються прибережні смуга чистої води — *закрайни*.

Внаслідок притоку в річки талих вод рівні води в них швидко підвищуються, льодовий покрив руйнується, і крига може частково рухатись униз і знову зупинятись — відбувається так зване *посування льоду (криги)*. Таких посувань може бути декілька. Місцями в льодовому покриві з'являються *промоїни* й *проталини*. При подальшому руйнуванні лід ламається на окремі поля і крижини. Пливучі по річці льодові поля та крижини утворюють весняний льодохід, а річки скресають від льоду.

При весняному льодоході, на відміну від осіннього, можливі значні затори льоду (переважно на крутих поворотах, у звуженнях русел, біля гідротехнічних і інших споруд). Це може викликати затоплені-,; прилегло місцевості і значні деформації берегів. Інтенсивність льодоходу (густий: льоду) оцінюється в балах: на річках — за ІО-бальною системою: на озера? і водосховищах — за 3-бальною. Тривалість весняного льодоходу в середньому складає 5-10 днів.

На малих річках льодовий покрив часто розтає на місці, і весняного льодоходу не буває.

Скресання водних об'єктів в Україні проходить в різні строки і залежить від кліматичних умов, джерел живлення, будови русел річок, динаміки потоку тощо. В зоні мішаних лісів скресання спостерігається в другій — третій декадах березня, в лісостеповій — у першій — другій декадах березня, в степовій зоні — на початку березня. Річки Карпат скресають наприкінці лютого — на початку березня. На багатьох гірських річках суцільного льодоставу не буває через великі швидкості течії. Скресання річок або їхніх окремих ділянок взимку можливе і в інших районах країни, воно має, як правило, техногенний характер і спостерігається, наприклад, в теплі зими, біля ГЕС. при скиданні в річки більш теплих стічних вод. Скресання річок весною завершується повним очищенням їх від льодових утворень.

3.11. Енергія і робота річок

Річковий потік, протікаючи в руслі та по заплаві і маючи запас енергії, здатний виконувати певну *роботу*. Кількість його енергії залежить від швидкості течії і маси води, яку переносить річка. При їх зростанні збільшується її робота річки.

Енергія річки на будь-якій ділянці довжиною L км при падінні на цій ділянці Нм і середній втраті води Q м³/с за одиницю часу дорівнює A=1000·H·Q кгс-м. Величина секундної енергії на даній ділянці річки, переведена в кіловати, називається потужністю брутто або кадастровою потужністю. Оскільки 1 квт дорівнює 102 кгс-м, то потужність на цій ділянці річки в кіловатах становить

$$\frac{1000 \cdot Q \cdot H}{102} = 9,81 \cdot H \cdot Q, \text{ квт}$$

Потужність річки на лій самій ділянці, в кіньських силах (1 к.с. дорівнює 75 кгс-м) дорівнюватиме

$$75 \cdot P, \text{ к.с.}$$

Вода в річках на початку свого руху має значні запаси потенційної енергії, але під час руху до моря втрачає цю енергію майже повністю (іа тертя між частками води та об дно і береги річки, на перенесення наносів у завислому стані і пересування їх по дну. на перенесення речовин у розчиненому стані тощо). В результаті цієї роботи відбуваються процеои ерозії та акумуляції наносів, що призводить до зміни форми земної поверхні і глибин річкових русел.

Щороку всі річки земної кулі виносять у моря 45000 км³ води. -Якщо прийняти, що середнє перевищення суші над рівнем океану становить 875 м, то можна підрахувати роботу всіх річок:

$$A = 45000 \cdot 1000^3 \cdot 875 = 39,4 \cdot 10^{12} \text{ кгс-м.}$$

де i_{000}^3 і i_{000} — перевідні коефіцієнти до єдиної розмірності.

3.12. Річкові наноси

Річковими наносами називають *тверді частинки*, які переносять потік і утворюють руслові та заплавні відклади. Вони формуються в результаті *водної ерозії*. *Водна ерозія* — це процес руйнування земної поверхні пі., 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. І ще: чим більшим буде стік, тим більшим буде розмив.

Стійкість поверхні до розмиву залежить від властивостей порі;, ґрунтів і рослинного покриву, які складають цю поверхню. Різні види порі;, 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 геометричною крупністю наноси ділять на фракції (табл. 3.6).

Класифікація наносів за фракціями

Градация	Діаметр часток, мм						
	глина	мул	пил	пісок	гравій	галька	валуни
Крупні	-	0,01-0,005	0,1-0,05	1-0,5	10-5	100-50	1000-500
Середні	-	-	-	0,5-0,2	5-2	50-20	500-200
Дрібні	менше 0,001	0,005-0,001	0,05-0,01	0,2-0,1	2-1	20-10	100-100

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. Стрибокподібний перехід наносів з одного виду в інший має назву сальтації.

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

Відрив твердих частинок від дна зумовлений *підйомною силою* (E_p), яка виникає внаслідок несиметричного обтікання їх потоком (рис. 3.26). 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 залишилася там, поки 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* (P_L), 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 1/3-1/2 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 (O), яка постійно спрямовує її в нижній його шарі. Отже, чим інтенсивнішим буде турбулентне перемішування, тим рівномірніше потік буде насичений наносами.

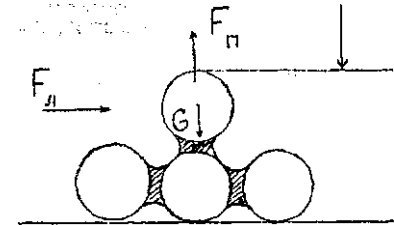


Рис. 3.26. Схема сил, що діють на частку ґрунту, що знаходиться на дні потоку: P_L — лобова сила

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.

Швидкість, з якою тверді частинки рівномірно опускаються в стоячій воді на дно, називається *гідралічною крупністю* (мм/с). Гідралічна крупність залежить від розміру частинок, їх питомої ваги і густини води (остання залежить від температури).

Вираз, за яким обраховується величина гідралічної крупності, має вигляд

$$C_{IPN} = P - P < 1$$

де λ — гідралічна крупність, мм/с, k — коефіцієнт, який залежить від форми частинок, d — діаметр частинок, мм, ρ_s і ρ — питома вага наносів і

густіша води, g — прискорення вільного падіння.

У текучій воді, завдяки турбулентному водообміну, частинки можуть бути у *завислому стані*, якщо вертикальна складова швидкості течії (підйомна сила) перевищує гідравлічну крупність часпшок. Вертикальна складова зростає із збільшенням швидкості течії води. Отже, чим більша швидкість потоку, тим крупніші частинки можуть зависати. Якщо гідравлічна крупність частинки 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 етапі, будуть зменшуватись, що приводить до посилення акумуляції наносів.

С кілька теорій, які обґрунтовують рух завислих наносів. *Дифузійна теорія зависання наносів*, висунута В.М. Маккавеевим і ґрунтується на рівнянні турбулентної дифузії, а *гравітаційна теорія руху завислих наносів*, запропонована М.Л. Великановим - - на співставленій рівняння балансу енергії потоку із концентрацією наносів; при цьому приймається до уваги кількість потенційної енергії потоку, робота сили опору та робота, яка витрачається на перенос завислих частинок.

Стік закислих наносів. Основною характеристикою стоку наносів є *витрата завислих наносів*. Це кількість завислих наносів, які річка переносить через живий переріз за одиницю часу (Я, кг/с). Сумарна кількість наносів за певний проміжок часу називається *стоком наносів (твердим стоком)* за цей час. Стік наносів розраховується за формулою

$$\backslash U_n = \text{I} \text{CT},$$

де $\backslash U_n$ — стік наносів за час Т (с), кг (або т), П — середня витрата наносів (кг/с).

Залежність між витратами води та витратами завислих наносів наближено виражається рівнянням

$$Y = kCg.$$

де k - 2+3. k — так званий *ерозійний коефіцієнт*. Як видно із рівняння, залежність $Y = DO$ характеризується нелінійним зв'язком.

Важливою кількісною характеристикою стоку наносів є *мутність* p — кількість напасів у грамах, які містяться в 1 м³ води. Величина мутності обраховується за виразом

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

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

Протягом року найбільша мутність (як і витрата наносів) спосте-

1

рігається 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.

Уявлення про мутність, витрати та стік, наносів річок України дає таблиця 3.7.

Таблиця 3.7

Середня мутність, витрати і стік завислих наносів деяких річок України

	ПУНКТ	ПЛОЩА ВОДОЗБОРУ, ТИС. КМ-	СЕРЕДНІ БАГАТОРІЧНІ		
			МУТНІСТЬ, Г/М ³	ВИТРАТИ, КГ/С	СТІК ЗАВИСЛИХ НАНОСІВ, МЛН. Т
ДНІСТЕР	МОГІЛІВ- ПОДІЛЬСЬКИЙ	4,3	500	160	4,9
СЛУЧ	САРНИ	13,3	82	4,3	0,14
ПІВДЕННИЙ БУГ	ОЛЕКСАНДРІЗКА	46,2	230	2	0,83
ІНГУЛ	СИДНІВКА	4,77	690	1,3	0,23
СТІР	ЛУЦЬК	1,2	35	1,2	0,036
ДЕСНА	ЧЕРНІГІВ	81,4	47	14	0,44
ПСЕЛ	ГАДЯЧ	11,3	6 ¹¹	2,3	0,073
СУЛГА	ЛУБНИ	14,2	16	0,43	0,014
КАЧА	СУВОРОВЕ	0,53	1100	1,6	0,05
КАЛЬМІУХ	ПОДІЛЬСЬК	3,7	200	1,2	0,038
СІВЕРСЬКИЙ ДОНЕЦЬ	ЛІСИЧАНСЬК		150	19	0,04
АЙДАР	НОВОСЕЛІВКА	6,37	370	6,6	0,21

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 виносяться річками приблизно 37,1 млн. т завислих наносів, а найбільше наносів серед річок земної кулі виносить Амазонка — близько 100 млн. т/рік.

Дошгі 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, переказування або сальтацією (стрибокподібно). Останнє пов'язане 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

$$M = AV^k,$$

де M -- маса часнок, або їх вага; V — швидкість, з якою частинки рухаються; L — посліпший 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 рівнинною та гірського характеру, мають, наприклад, співвідношення 1:3, то вага донних частинок, які переносяться потоком, буде приблизно у співвідношенні 1:729.

Закон Прі в загальному випадку справедливий, годі 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 частіші діють уже різні швидкості.

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

Транспортуюча здатність потоку. У багатьох випадках виникає необхідність оцінити переміщення наносів сумарно, не розділяючи їх на завислі 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.

На практиці визначення витрат наносів проводиться безпосередніми вимірюваннями, які дозволяють встановити зв'язок між втратами води і наносів, тобто $Y = IXC$. У випадку відсутності даних вимірювань наносів їх витрати визначають за залежністю, запропонованою М.І. Маккавєєвіш (1955).

$$Y = A I^0,$$

де I^0 — сумарна (завислі та донні) витрата наносів, A — ерозійний коефіцієнт (дія річок України збільшується з півночі на південь): ш — показник ступеня, рівніш «2 для рівнинних річок та «3 — для гірських; I — похил, (2 — втрати води, м/с.

3.13. Селі

Умови виникнення селів. У гірських районах під час інтенсивних дощів на річках формуються паводки (потоки), які несуть веанчезн} кількість наносів. Такі паводки називають *селями*. За С.М. Флейшманом під селевим потоком розуміють потік, що формується в результаті взаємодії води та продуктів руйнування порід гірських басейнів, який складається із води і значної кількості твердого матеріалу та характеризується швидким і короткочасним рухом по руслах гірських водотоків.

Основною умовою утворення селів є наявність в гірських басейнах достатньої кількості водії для приведення в рух продуктів руйнування

ГІРСЬКИХ ПОРІД .ЯК ПРЙТІЛО, ЦЯ КІЛЬКІСТЬ ВОДИ буває В рс-УуЛьіаіі іягааДаІШЯ зливових дощів, танення льодовиків у високогір'ях, прориву завальних озер, а також танення сезонного снігового покриву на гірських схилах.

Короткочасність проходження селевих потоків пояснюється тим, що продукти руйнування гірських порід майже одночасно приходять в рух внаслідок значних швидкостей стікання селевих мас по крутих схилах і по руслах гірських річок.

Типи селів та їх основні характеристики. Її залежності від еклад\ селевої маси, що переноситься потоком, розрізняють селі *водно-кам'яні*, *грязе • кам'яні*, *грязеві*. Перші два типи селів характеризуються як структурні або зв'язані селі, а третій, інколи називають *водниминаносонесучимиселевими потоками*, або турбулентними, нез'ятанимн селями.

Склад маси селів залежить від складу зруйнованих гірських порід, що складають гірські схили. На схилах, де накопичилась велика кількість каміння, яке здебільшого потрапляє в русло лише з незначною домішкою дрібнозему, формується водно-кам'япші потік. Якщо ж каміння на схилах і в руслі немає, тоді потік змиває ґрунтовий прошарок і *n* результати утворюються грязеві наводки.

Грязе-кам'яні селі утворюються при одночасному попаданні в полік дрібних фракцій наносів та крупного уламкового матеріалу.

Для характеристики особливостей селевої маси користуються наступними параметрами.

Об'ємна вага, або вага одного кубічного метра маси селя (γ , і/м').

Об'ємна вага; води (γ_w , - 1.0) і наносів у складі селя ($\gamma_s = 2.5 * 2.8$)

Об'єм твердоу матеріалу а масі селя (без порожнин) (V_t , м').

Об'єм води в складі селевої маси (V_w , м')

Об'єм селя $V = V_t + V_w$, м'

•> Об'ємна концентрація наносів $S = \frac{V_t}{V}$.

Середня вагова чутність за час селевого паводку (р. т.'м').

Вагова концентрація твердої фази селя (Р). $P = \frac{V_t}{V}$ ((-

Наносо-водне або твердо-рідке співвідношення $\theta = \frac{V_t}{V_w}$ " я

Швидкість руху водно-кам'яних та грязе-кам'яних селевих паводків Досить велика і сягає 7-8 м/с. Грязеві селі рухаються із меншими швидкостями в залежності від ступеня їх концентрації (чим вища концентрація наносів, там швидкість руху менша).

Селеві потоки завдають великої шкоди господарств). Вони мають значну руйнівну, силу і можуть руйнувати гідротехнічні споруди, будинки. Мости, транспортні артерії тощо.

Географія розповсюдження селей досить різноманітна. На Україні селі бувають в Карпатах і Криму.

3.14. Хімізм річкових вод та сольовий стік

У природних умовах вода не буває хімічно чистою, вона завжди має якусь кількість розчинених речовин. Основними характеристиками хімічних властивостей річкових вод є *хімічний складі ступінь мінералізації*.

За класифікацією О.О. Альокіна всі природні води поділяються на три класи: *гідрокарбонаті, сульфатні хлоридні*. Більшість річок (в тому числі України) належать до гідрокарбонатного класу.

Річкові води мають, як правило, відносно невисоку мінералізацію і належать до прісних вод. За ступенем мінералізації О.О.Альокін поділяв води на чотири види: *води малої* (до 200 мг/л), *середньої* (200-500 мг/л), *підвищеної* (500- 1000мг/л) та *високої* (1000 мг/л) мінералізації. В Україні найменшу мінералізацію мають води річок Полісся (в басейні Прип'яті вона становить у середньому 170 мг/л), а найвищу — в річках Північного Приазов'я (понад 2650 мг/л). Таким чином, ступінь мінералізації збільшується в загальному випадку з півночі на південь, із зони надмірного зволоження до аридної зони.

Мінералізація річкових вод залежить від характеру живлення річки. В період переважаючого живлення дощовими й талими водами в річках спостерігається найменша мінералізація. В межень, коли в живленні річок найбільшу роль відіграють підземні води, загальна мінералізація підвищується. Значною мірою на ступінь мінералізації річкових вод впливає тип ґрунтів у басейнах річок. З переходом від північних болотисто-торфових і підзолистих ґрунтів до південних чорноземів мінералізація дощових і талих вод збільшується, а разом з нею підвищується вміст розчинених мінеральних речовин у річкових водах.

Кількість розчинених речовин, яку проносить річка через будь-який живий переріз за якийсь час (добу, місяць, рік), називається *стоком розчинених речовин* (у тоннах за цей час). Стік розчинених речовин можна розраховувати як добуток витрати води Q на мінералізацію M , тобто $W_{р.р.} = QM$ (кг/м). Річний сольовий стік (у тоннах) дорівнює

$$W_{р.р.} = 31,54 \cdot 10^3 \cdot QM,$$

де Q — середня річна витрата води, м³/с; M — середня річна мінералізація води в кг/м³; $31,54 \cdot 10^3$ — кількість секунд у році Стік розчинених речовин деяких річок наведений в таблиці 3.8.

Таблиця 3.8

Стік розчинених речовин деяких річок

Річка	Стік розчинених речовин, 10 ³ т/рік	РІЧКІ	Стік розчинених речовин, 10 ³ т/рік
Волга	4 6, 5	Дністер	6,16
Об	3 0, 3	Південний Вуг	2, 0 9
Дніпро	8, 8 0		

З огляду на інтенсивну господарську діяльність виділяють також антропогенну складову сольового стоку. За даними В.І. Пелешенка. ця складова для річок рівнинної частини України (без Криму і Карпат) становить 5968 тис. тонн. Для річок басейну Дніпра її частка від загального стоку розчинених речовин коливається від 4% до 20%. а для річок Північного Приазов'я перевищує 70%.

Із загального стоку розчинених речовин на іонний стік припадає приблизно 80%, на стік органічних речовин — 16%, на стік інших речовин - - 4%.

3.15. Руслові процеси

Води, ото протікають у річці, спричиняють зміни в обрисах її русла, розподілі глибин і характері поздовжнього профілю. Зі свого боку, русло впливає на структуру потоку й обумовлює зміну його певних гідравлічних показників. Отже, потік і русло перебувають у постійній взаємодії, що й визначає *руслові процеси*. Останні можна охарактеризувати як сукупність явищ, котрі виникають при взаємодії потоку та ґрунтів, що складають русло річки, визначають розвиток різних форм рельєфу русел та їхні сезонні, багаторічні і вікові зміни; руслові процеси впливають на розмив дна та берегів річок, транспорт і акумуляцію наносів.

Фактори руслових процесів. Основним активним фактором руслових процесів є стік води. Його вплив на процеси руслоформування залежить від розмірів річки, її водності, мінливості стоку та ін. Зі збільшенням стоку води різко зростає транспортуюча здатність потоку. Разом з тим динаміка руслових процесів багато в чому залежить від того, з якою інтенсивністю та як протягом року та з року в рік змінюється кількість води, яка протікає по руслу. Зі збільшенням витрат потік формує великі звивини, поглиблює гоїеси, а при зменшенні їх, навпаки, відкладає наноси на плесах і водночас розмиває перекати.

Геологічна будова басейну суттєво впливає на форму долини, поздовжнього профілю та стійкість русла. На основі даних про геологічну будову території виділяють райони вільного й обмеженого розвитку руслових деформацій. Наявність осадкових порід обумовлює, як правило, переважаючу роль потоку у формуванні русла річки. І навпаки, якщо поширені важкорозміпвні (здебільшого корінні) породи, роль потоку в руслоформуванні незначна.

Стік наносів формується в результаті взаємодії двох зазначених вище факторів, тобто кількість наносів у річках, транспорт їх т; акумулюються обумовлюється обопільним впливом потоку і русла. Завдяки цьому в руслах річок утворюються грядові форми рельєфу (перекати, осередки, боковики, коси), котрі переміщуються по довжині річки. руйнуються; і знову відновлюються. В загальному випадку чим більший стік наносів, тим виразніше проявляються руслові процеси в річках.

До інших факторів, що обумовлюють руслові процеси, відносяться

Стойкість русел річок (Р.С.Чалов, 1979)

Характерні стійкості	Показники стійкості русла		
	Л	К;	?
Нестійк:	2	6	7, 8
Слабостійкі	2-5	7-15	1, 4-1, 7
Відносне стійкі	5-10	15-25	1, " - - , 0
Стойкі	10-15	25-35	1, "

Більшість річок України мають слабостійкі русла, тому що вони протікають в умовах вільного розвитку руслових деформацій. Лише річки, які протікають в районах виходу на денну поверхню порід Українського кристалічного щита і Подільської височини, мають відносно стійкі та стійкі русла.

Руслоформуючі витрати води. Оскільки стік води й наносів пов'язані між собою, різні витрати води беруть різну участь у транспорті наносів і формуванні русла. В межах мутність річкових вод різко зменшується, тому стає мінімальною інтенсивність руслових деформацій. Під час водопілля, коли швидкість потоку досягає найбільших значень, збільшується транспорт наносів і активізуються руслові процеси. Завдяки внутрішньорічній нерівномірності стоку участь витрат води в руслових переформуваннях визначається не тільки їх величиною, а й повторюваністю. Меженні витрати води, маючи значну повторюваність, можуть не менше впливати на русло, ніж максимальні витрати рідкої повторюваності.

Отже, бувають витрати води, які найбільше впливають на формування русла і заплави річки. Такі витрати називаються *руслоформуючими* (Q^+). З такими витратами води переноситься максимальна кількість наносів і найбільш активно відбуваються руслові деформації.

Цим втратам відповідають певні руслові утворення. В тих випадках, коли спостерігаються до виходу води на заплаву, русла здебільшого мають форму *меандри*, конфігурація якої залежить від режиму стоку наносів і повторюваності цих витрат. Там, де часто повторюються витрати з виходом води на заплаву, річки відрізняються руслами, які розгалужені на рукави, тому ці витрати взаємодіють з поверхню заплави і створюють умови до розчленування її протоками.

Грядове пересування наносів у річках обумовлює те, що в їхніх руслах утворюються акумулятивні форми рельєфу дна різних розмірів (від кількох сантиметрів до сотень метрів завдовжки), а згодом змінюється все русло.

Виділяють *мікро-, мезо- і макроформи* річковому руслі. *Мікроформи* — це донні гряди (найпростіші руслові утворення); топовим видом *мезоформ* річкового русла є *перекати*, *макроформи* — це найбільші руслові утворення, характерним видом яких є *звивини*.

Ці форми русел послідовно перетворюються в інші в процесі формування, тобто менші з них, (мікроформи) стають складовими частинами

рослинність, вітри, льодові явища, зсуви, а також господарська діяльність.

Руслові деформації. Всі руслові деформації поділяються на три основних види: *вертикальні*, котрі спричиняють трансформацію поздовжнього профілю річки та зміну позначок дна русла річки; *горизонтальні*, які спричиняють розмиви або нарощування берегів (бічна ерозія) та утворення заплави: *пересування донних гряд*. Руслові деформації можуть бути *короткочасними, періодичними і тривалими*. Перші відбуваються за відносно короткий час. (наприклад, за водопілля) і мають тенденцію повторюватись. Другі розвиваються протягом історичних та геологічних відрізків часу (Маккавеев, Чалов, 1986). Кожен з цих видів руслових деформацій може проявлялись як по всій довжині річки, так і на значних її ділянках (загальні деформації) або лише на коротких відрізках русла (місцеві деформації).

Вертикальні деформації спричиняються змінами транспортуючої здатності потоку, та його енергії, а також втратами напору. Головною умовою розвитку горизонтальних деформацій є кінематична структура потоку, тобто зміна його швидкостей, щільності течій тощо.

Пересування донних гряд найхарактерніший вид руслових деформацій, котрі виникають незалежно від розвитку вертикальних і горизонтальних змін у руслі. Транспорт наносів у вигляді гряд є універсальним процесом, бо він характерний майже для всіх річок (крім пірських, де через швидкості течії та похили водної поверхні алювій переміщується без утворення гряд).

Стойкість русел. При дослідженні динаміки руслових деформацій користуються таким показником, як *стійкість русла*. Першим його запропонував В.М. Лохтін, який визначав стійкість русел через відношення крупності алювію (сі. мм) до похилу водної поверхні на 1 км ділянки річки (м/км), тобто

$$A = c / l.$$

Пізніше М.І. Маккавеев запропонував так званий *коефіцієнт стабільності русла*

$$C = \frac{c}{l} \cdot B$$

де c — середній діаметр наносів, мм; B — ширина русла в межах, м; l — похил водної поверхні.

С.Г. Шатаєва для характеристики стійкості русел рекомендує *морфометричний показник*

$$D = \frac{c}{l} \cdot B^2$$

де D — збільшення глибин на певній ділянці річки, D^2 — зміна ширини річки на цій ділянці.

Ці показники по-різному характеризують стійкість русел (табл. 3.9).

мезоформ. а ті. в свою чергу, стають складовими частинами макроформ.

Морфологія і динаміка річкових русел. Для рівнинних річок характерне чергування ділянок і різними глибинами. Ділянки з більшими глибинами називаються *плесами*, а ділянки з малими глибинами — *перекатами*. Як правило, плесиві ділянки набагато довші за перекатні. Якщо фарватер плавно переходить з одного плеса в другий, то перекат між ними називається *нормальним (добрим)*.

Якщо ж фарватер являє собою ламану-криву лінію, перекат називається «*путь (поганим)*».

Режим перекатів і плесів змінний. У водопілля перекати нарощують свою висоту, а в межень вони розмиваються. В першому випадку завдяки збільшенню глибини загальний похил над гребенем перекату зменшується, уповільнюється течія, відкладаються наноси (рис. 3.27). У межень збільшується похил, що викликає збільшення швидкості потоку над перекатом і розмивання наносів. Формування плесових ділянок протилежне: під час водопілля вони інтенсивно розмиваються, а в межень на них накопичуються наноси.

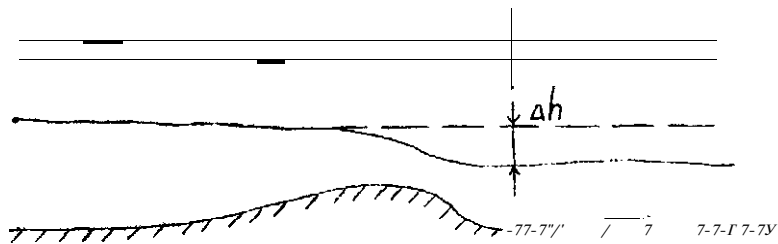


Рис. 3.27. Поздовжні профілі водної поверхні на перекаті при високих (1-1), низьких (Л-Л) рівнях, Дї - підпір при низьких рівнях; Дїї - підпір при високих рівнях

Русла річок у плані дуже різноманітні, але для більшості з них характерна чітко виражена *звивистість*. Через наявність звивів (меандр) русло може переміщуватись на окремих ділянках паралельно самому собі. Меандруючі русла складають понад 80% довжини русел усіх рівнинних річок України. Решта рухля розгалужуються і утворюють постійні рукави. Таких русел небагато — близько 2% (Ободовський, 1998).

Утворення меандрів пояснюється так. На відносно прямій ділянці річки під впливом якихось факторів (легкорозпвпі породи, неоднакове заростання рослинністю) водний потік відхиляється від свою початкового напрямку (рис. 3.28). Струмені води поступово збільшують розмив завдяки дії відцентрової сили, циркуляційної течії та сили Коріоліса. Продукти розмиву відкладаються на протилежному боці нижче розмиву, де швидкість течії менша. Цей процес продовжується доти, поки русло річки



Рис. 3.28. Утворення звивистості річки не стане меандричної форми, а відношення довжини русла по згину (L) до її прямої (L) досягне 1,6.

З подальшим збільшенням кривизни русла воно подовжується, у зв'язку з чим зменшується похил і уповільнюється течія. Потік уже не спроможний розмивати русло, і процес меандрування припиняється.

В деяких випадках меандри можуть зблизилися одна з одною настільки, що земляна перемичка між ними прорветься (рис. 3.29). При цьому утвориться нове, коротше русло, в якому значно більші похил і швидкість течії. Внаслідок цього на кінцях залишеного потоком меандра почнуть відкладатися наноси й утвориться стариця-

Формування перекатів, плесів та меандрів підпорядковується певним закономірностям, а саме: найглибша частина плеса і наймілкіша частина перекату зсунуті відносно точок найбільшої та найменшої кривизни русла униз за течією приблизно на чверть відстані між вершинами двох суміжних перекатів: чим кривизна більша, тим більша глибина: плавній зміні кривизни відповідає плавна зміна глибини і, навпаки, за різної зміни кривизни різко змінюється глибина; зі збільшенням довжини кривої меандри, глибини русла до певної межі за даної кривизни спочатку збільшуються, а потім зменшуються: для кожної ділянки річки існує середнє значення довжини кривої, за якою глибина стає найбільшою. Ці закономірності руслових процесів називаються *правилами Фарга* і поширюються вони тільки на рівнинні річки.

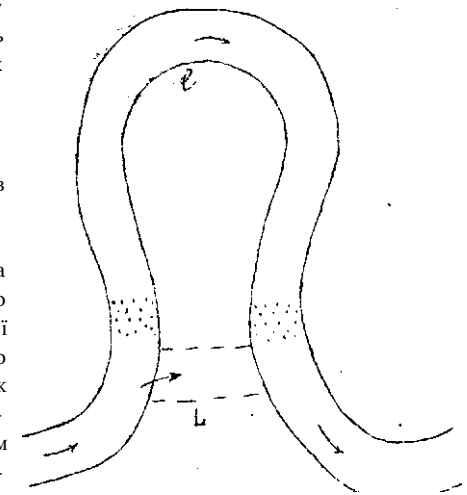


Рис 3.29. Схема прориву меандри

Руслові процеси по довжині річки мають різний характер. Так, у

верхній течії, де швидкість найбільша, розмив перевищує акумуляцію, і в руслі переважає глибинна ерозія. В середній течії розмив і відкладання дещо урівноважуються, але не завжди. В нижній частині течії переважає відкладання наносів.

Гирлові процеси. В нижніх частинах річок руслові процеси розвішуються в умовах, пов'язаних із взаємодією морських та річкових вод. тому вони отримали назву *ГИРЛОВИХ ПРОЦЕСІВ*.

Ділянки річок, на яких проявляється вплив моря, називаються *гирловими областями* (рис. 3.30). Верхня межа їх знаходиться на відстані прояву згинно-нагинних явищ та пршглшів і відпливів.

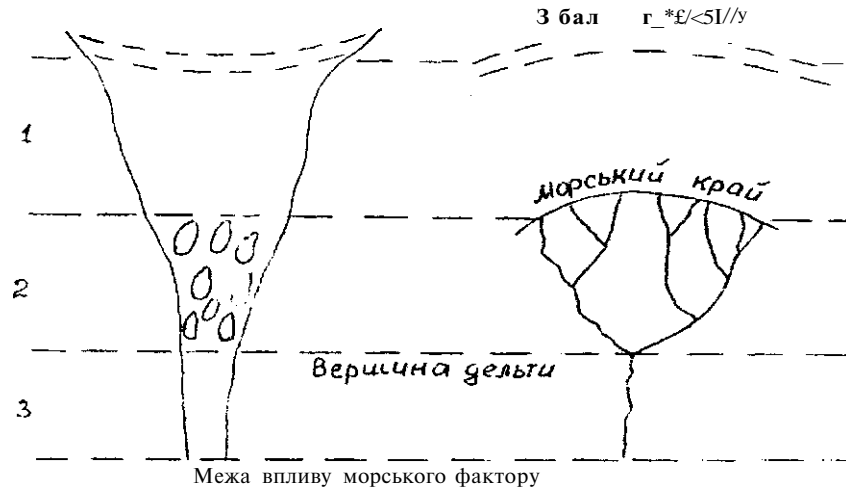


Рис. 3.30. Районування гирлової області річки (за І.В. Самойловим)
1 — гирлове взмор'я; 2 — гирлова ділянка, 3 — пригирлова ділянка

Місце поділу русла на рукави є початком дельти. Нижня межа дельти називається *морською окраїною* або *взмор'ям*. Звідси починає переважати морський фактор у формуванні гирла річки. За формою та іншими ознаками розрізняють кілька типів дельт (рис 3.31). *Тах.. дельти виповнення* виникають у тих випадках, коли річка впадає в яку-небудь затоку або бухту. Така дельта нарощується, наноси заповнюють захищену від хвилювання бухту і

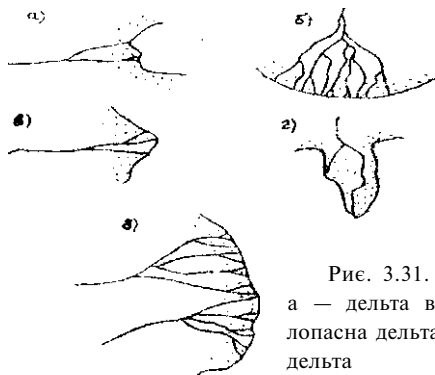


Рис. 3.31. Типи дельт
а — дельта виповнення, б - дельта висунення, в лопасна дельта, г — дзьобоподібна дельта, д - складна дельта

лише потім виходять на взмор'я. Це наприклад, дельти Дніпра. Дону. Кубані.

Висунуті дельти виникають на відкритих беретах з опуклістю, спрямованою в море. Таким є дельти Дунаю, Волпи, Лени.

Лопастні дельти утворюються при великій кількості наносів. У цьому випадку дельта росте вузькими і довгими акумулятивними валами за рахунок розвитку пригирлових кіс. Прикладом можуть бути дельти Кури і Міссісіпі

Дзьобоподібні дельти характерні для річок, котрі виносять відносно небагато наносів. У цьому випадку збільшується довжина пригирлових кіс. форма яких нагадує дзьоб птаха (наприклад, дельта Дністра).

Складні дельти виникають при злитті двох дельт. Така дельта утворилася, наприклад, при впадінні в море Терека й Судака.

Дельти можуть мати значні розміри. Так, площа дельти Лени — 33000 км², Волги — 190*00 км², Дунаю — 2500 км²

На морській окраїні дельти направленість розвитку руслоформуючих процесів обумовлюється балансом наносів. За В.М. Мнхайловим, рівняння балансу наносів у гирлі річки має вигляд

$$P + M = B \pm D \setminus U,$$

де P — об'єм річкових наносів; M — об'єм морських наносів; B — об'єм наносів, які виносяться за межі взмор'я; D \setminus U — зміна об'єму відкладів гирлової області.

Залежно від співвідношення цих показників виділяють три основних види гирл:

із *зростаючими дельтами*, коли

$$P > B$$

$$D \setminus U < 0;$$

$$M < 0$$

з *дельтами що руйнуються* при $P > B$, $- D \setminus U$;

зі *збалансованими дельтами*, коли

$$M = B$$

$$P + M = B$$

3.16. Гідробіологія та використання річок

У розвитку флори і фауни в річках певну роль відіграють морфологія русел, водний і термічний режим, режим наносів, наявність у воді розчинених солей, газів та органічних речовин, радіонуклідів, а також господарська діяльність. Всі зазначені вище фактори входять до характеристик екосистеми басейну річки, складовими частинами якого є *біоценоза біотоп*. *Біотоп* — це природний, відносно однорідний життєвий простір біоценозу, який охоплює мінеральні й органічні речовини, кліматичні фактори тощо. До біотопу можна віднести і ідрологічне

середовище річки. Істотне значення тут має режим рівнів. Зниження рівнів спричинює осушення значних ділянок дна, що може бути згубним для флори і фауни водотоків. З підвищенням рівнів розширюються площі, зайняті різними біоценозами. Крім того, швидкість течії забезпечує надходження розчинених газів і винесення продуктів розпаду організмів. За наявності наносів види живих істот можуть зникнути, а інші з'явитися; прозорість річкових вод зумовлює існування рослин на різних глибинах, завдяки чому збільшуються кормові ресурси. Температура води сприяє обміну речовин і розмноженню рослин і тварин. Наявність кисню у воді робить можливим існування жігачів істот у ній.

Біоценоз — біологічна система, котра являє собою сукупність популяцій різних біологічних суб'єктів, які населяють певний біотоп і зв'язані з ним обміном речовини та енергії. В сукупності біотоп і біоценоз утворюють єдність екосистеми. Чим тісніший зв'язок між ними, тим стійкіша ця єдність.

Біоценози річок являють собою сукупність різноманітних видів рослинних і тваринних організмів.

Рослинні організми в складі біоценозу бувають представлені **вищими рослинами та нижчими водоростями**.

Велику роль у розвитку гідробіоценозу відіграють вищі рослини. Вони є первинними продуцентами органічної речовини та кисню, беруть активну участь в очищенні води, обмежують надходження органічних і мінеральних забруднень з водозбору в річку і є основою для річкового біоценозу в цілому.

Вищі водні рослини зосереджені на берегах річок, у затоках на мілководдях. За незначної течії та при малих глибинах ними може заростати все русло. Вищу водну рослинність поділяють на **повітряно-водну, занурену та з плаваючими листками**. Повітряно-водні рослини корінням прикріплені до ґрунту чи донних відкладів, частина їх знаходиться у воді, а частіше — над водою. До них належать очерет, рогоз, комиш, лепеха болотна тощо.

Занурені рослини можуть бути прикріплені до дна або вільноживучими. Це — різні рдесники, різуха тощо.

До рослин з плаваючими листками належать гречка земноводна, латаття, водяний горіх, різні види ряски.

До нижчих водоростей належать зелені, діатомові та сірі-озелені. Вони складають **фітопланктон**.

Значну роль у розвитку біоценозу річок відіграє **зоопланктон**, який у річках України буває представлений переважно коловертками і гільястовусими і веслоногими ракоподібними.

Нектон річок, до якого відносяться житві організми, пристосовані до активного плавання на значній відстані у відкритих частинах водойм, поділяється на два види: риби і ссавці (до останніх належать ладозькій і

байкальський тюлені). За характером життя в річках риби поділяються на **жилі** (туводні) і **прохідні**. **Жилі** — це риби, які постійно живуть у річках (лящ, окунь, щука, карась, плотва), а **прохідні** — це риби, що живуть у морі, а на нерест йдуть у річки або, навпаки, живуть у річках, а на нерест виходять у море (лососеві та осетрові).

Не всі риби мають необхідні умови для того, щоб пройти всі стадії свого розвитку в певному місці, тому в річках відбувається **міграція риб**. Вона може бути пасивною й активною. **Пасивна міграція** — це переміщення разом з водою ікри та молоді прохідних риб. **Активна міграція** включає в себе переміщення риб до місць нересту або зимівлі, в райони, багаті на корм.

З біологічними особливостями водних об'єктів пов'язане і їхнє біологічне забруднення, яке відбувається внаслідок природних процесів росту біомаси гідробіонтів з наступним її відмиранням та розкладанням. До цього додається надходження органічних речовин ззовні — з басейну, схилів долини, заплави річки. Хімічні елементи, біогенні забруднювачі, важкі метали нагромаджуються насамперед у водоростях та вищих водних рослинах.

Річки широко використовуються в народному господарстві. Основними користувачами їхніх вод є промисловість, комунальне й сільське господарство, теплова і атомна енергетика, гідроенергетика, річковий транспорт, рибне господарство тощо. (Детально використання вод річок на прикладі України розглянуто в розділі 9).

Контрольні запитання

Що таке річка, з яких частіше вона складається та якими морфометричними показниками характеризується?

Яка різниця між гідрографічною та річковою сіткою, басейном та водозбором річки?

Які основні джерела живлення річок та як змінюється співвідношення між ними в різних природних зонах?

Чим характеризується водний режим річок?

Що таке рівень води в річці, де і в які строки вимірюються рівні води?

Які види руху води властиві річкам та як змінюються швидкості протікання води **ПО** поперечному перерізу русла?

Як формується стік річок, в яких одиницях він подається та як обчислюється витрати води?

Якими основними факторами обумовлюється водоносність річок і як вона змінюється в часі?

Які особливості формування максимального та мінімального стоку річок?

Як формується термічний режим річок?

Які фази виділяють у льодовому режимі замерзаючих річок та які льодові утворення їм властиві?

Як обчислюється енергія і робота річок?

Що таке річкові наноси, як вони формуються та класифікуються?
.Як утворюються селі, типи їх; основні характеристики і поширення?
• Які бувають річкові води за ступенем їхньої мінералізації?

Що розуміють під русловими процесами та які основні фактори їх обумовлюють?

Що таке екосистема річкового басейну і як вона впливає на гідробіологію річок?

4. ГІДРОЛОГІЯ ОЗЕР ТА ВОДОСХОВИЩ

4.1. Загальна характерне така

Гідрологія озер (лімнологія, озерознавство) 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 улоговини або відсутній, або уповільнений. Отже, озера належать до водойм з уповільненим водообміном (стоком) і відрізняються від річок неоднорідністю водної маси. Водоймами з уповільненим водообміном є також штучні водойми-водосховища.

Озерні улоговини утворюються під впливом *ендогенних* (внутрішніх) та *екзогенних* (зовнішніх) процесів. Унаслідок ендогенних процесів на Землі утворюються великі і глибокі западини. Озера, які виникли в шгх 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, Сіцилія, Ісландія, Закавказзя).

Озера екзогенного походження менші за розмірами і глибиною, мають не такі круті схили ложа, як озера тектонічного походження вони поділяються на *гідрогенні, гляціогенні, еолові, органігенні антропогенні*. *Гідрогенні озера* можна поділити на водноаккумулятивні та водноерозійні. Їхнє походження пов'язане з дією морських, річкових та підземних вод. До цієї групи озер належать *озера-стариці*, які зустрічаються в долинах річок; *плевсові 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 відшнуровування від моря заток наносами (узбережжя Чорного, Білого, Балтійського морів).

Карстові й просядочні (суфозійні) озера утворюються під дією підземних вод. Карстові озера, зокрема, вішикають у районах поширення вапняків, гіпсів, доломітів. Улоговини шгх озер мають майже правильну овальну або круглу форму і досить значну глибину (озера Головного пасма Кримських гір, басейну р. Онеги та ін.). Воші виникають переважно внаслідок обвалів у місцях вилугування 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 міждунних 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 її 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 відтискує воду і озеро наближається до припинення свого існування (рис. 4.1). Накопичення в озерах відкладів і заростання є нормальним процесом їхнього розвитку, який відбувається постійно.

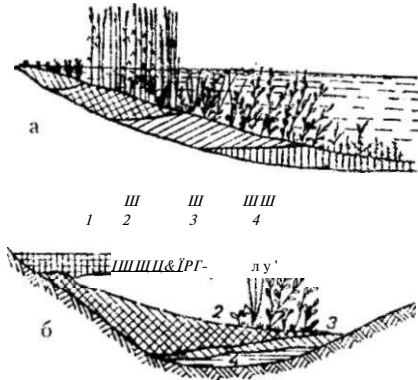


Рис. 4.1. Схема заростання озера а — з пологими берегами (1 — осоковий торф, 2 — комишевий і очеретяний торф, 3 — сапропель, 4 — сапропеліт); б - з крутими берегами (1 — торф із залишками різних рослин, 2 — пелоген, 3 — сапропелєвий торф, 4 - сапропеліт)

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 виноситься за їхні межі, що сприяє меншому замуленню. При зниженні рівня золи процес замулення і заростання озера посилюється.

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

У **береговій області** виділяються три зони: **берег**, **узбережжя** й **берегова відмілина** (рис. 4.2). **Берег** — це частина озерного схилу, який лежить навколо озера і не зазнає впливу хвиль. **Узбережжя** — це суха частина, котра знаходиться під впливом хвиль; **берегова відмілина**, яка вкривається водою при високих рівнях, і підводна частина, яка завжди вкрита водою. **Берегові відмілини**, що має вигляд нахилу до озера, нахилена у бік озерної западини і виникає внаслідок розмиву й відкладання порід. Узбережжя та берегову відмілину часто об'єднують в одну зону — **прибережжя (літораль)**.

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



Рис. 4.2. Розчленування озерного ложа

літораллю і профундалью 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 профундалью, називається **областю відкритої води** або **пелагіаллю**.

Озера відрізняються між собою 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 $P_{\text{оз}}$ (поверхня дзеркала води озера) характеризує площу водної поверхні (без островів) і визначається за картою планіметром або палеткою.

Довжина озера $L_{\text{оз}}$ — найкоротша відстань між двома найвіддаленішими точками його берегової лінії, заміряна по поверхні озера. **Ширина озера** може бути найбільшою $B_{\text{оз}}$, вона визначається як найбільший поперечник (перпендикуляр) до лінії довжини озера, і середньою $B_{\text{ср}}$, яка дорівнює відношенню площі озера $P_{\text{оз}}$ до його довжини

Довжина берегової лінії $L_{\text{бл}}$ — довжина урізу води, вимірюється ширкулом або курвіметром.

Ступінь порізаності берегової лінії $K_{\text{бл}}$ — відношення довжини берегової лінії $L_{\text{бл}}$ до довжини кола $L_{\text{к}}$ з площею, яка дорівнює площі озера $P_{\text{оз}}$.

$$K_{\text{бл}} = \frac{L_{\text{бл}}}{L_{\text{к}}}$$

$$L_{\text{к}} = \sqrt{4P_{\text{оз}}}$$

$$\text{тоді } L_{\text{бл}} = \sqrt{4P_{\text{оз}} K_{\text{бл}}^2}$$

$$L_{\text{бл}} = 2\sqrt{P_{\text{оз}} K_{\text{бл}}^2}$$

$$K_{\text{бл}} = 1/1, \text{ або } K_{\text{бл}} = 1/2 \text{ - ІРІТК}$$

Величина $K_{\text{бл}}$ 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. Для визначення об'єму озера озерну улоговину розбивають на ряд простих тіл (зрізаних пірамід), тоді об'єм води для кожної піраміди становитиме

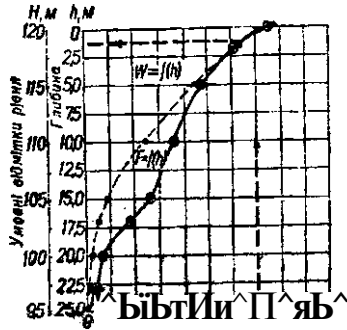
де i, Γ, \dots, r , площі, обмежені ізобатами, m^2 ; Π — відстань між ізобатами, m .
Загальний об'єм води дорівнює сумі часткових об'ємів, або

$$V = \sum_{i=1}^n \Gamma_i \cdot \Pi_i = \int_{H_1}^{H_2} \Gamma(H) \cdot dH, M^3.$$

Середня глибина озера йсер дорівнює відношенню об'єму озера до площі дзеркала

$$H_{сер} = V / \Gamma, m.$$

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. Наочне уявлення про таку залежність дають батиметрична і гіпсографічна криві, які показують, що об'єм води в озері та його площа є функцією рівня води (глибини) в озері (рис. 4.3). Відомості про найбільші озера світу (площею понад 10000 наведені в табл. 4.1, а про озера України

Рис. 4.3. Батиметрична $\Gamma = \Gamma(H)$ та об'ємна $V = V(H)$ криві

Таблиця 4.1

Найбільші озера земної кулі

Озера	Континент	Площа, км ²	Найбільша глибина, м
Каспійське море	Європа	374000	1025
Верхнє	Північна Америка	82680	406
Вікторія	Африка	69000	92
Аральське море	Азія	64100	68
Гурон	Північна Америка	59800	229
Мічиган	Північна Америка	58100	281
Танганьїка	Африка	32900	1435
Байкал	Азія	31500	1741
Ньяса	Африка	30900	706
велике Ведміже	Північна Америка	30200	137
Велике Невільніче	Північна Америка	27200	156
Ері	Північна Америка	25700	64
Вінніпег	Північна Америка	24600	19
Онтаріо	Північна Америка	19000	236
Балхаш	Азія	18200	26
Ладозьке	Європа	17700	230
Чад	Африка	16600	12
Ейр	Австралія	15000	20
Маракайбо	Південна Америка	13300	35
Тонлесап	Азія	10000	12

Найбільші озера і лимани України

Назва водойм	Площа озера, лиману, км ²	Найбільша глибина, м	Об'єм, млн. м ³
Озера			
Світязь	27,5	58,4	180
Пулемецьке	16,4	19,0	72,0
Ял пух	149	6,0	387
Кагул	90	7,0	180
Лимани			
Сасик	210	3,0	420
Дністровський	360	2,5	540
Шагани	70,0	2,0	84,0
Молочний	170	9,0	306

4.2. 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 притоком води та її витратанням 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** і **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 впадаючих та витікаючих річок.

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. Випаровування 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 притоком річкових вод в озері посушливої зони та зони надмірного зволоження різні. В посушливих областях існування озер залежить від

притоку води з водозбору. В тон же час у зоні надмірного зволоження озеро 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 залежить 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, втрати води з озера відбувається шляхом випаровуваній (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 чн зменшення різниці між надходженням і втратами води відбивається лише на зміні її рівня, а в стічних озерах — і на зміні стоку води поблизу витoku річки з озера.

Амішітуда 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 P , і площею дзеркала озера $P_{от}$. Зі збільшенням відношення $P_{от} / P$ збільшується середня річна амплітуда рівнів.

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

4.3. Рух озерної води

Поряд з коливанням рівнів води в озерах, спричиненим зміною співвідношення елементів водного балансу, тобто зміною водної маси озера, спостерігаються коливання рівнів, які відбуваються при постійному об'ємі водної маси. Це так звані *денівеляції*. Вони спричиняють рух озерної води.

Рух озерної води може бути *коливальним* (сейші, хвилі) або *поступальним* (течії, згони, нагони, перемішування). В природі ці два види руху спостерігаються одночасно. Основними факторами, які спричиняють рух озерної води, є вітер, який викликає течії, хвилі, згони, нагони перемішування, різниця густини води в різних шарах, що зумовлює *конвекційне перемішування*, а також водотоки, які впадають в озеро, аби беруть з нього початок. Менше значення мають різька зміна атмосферного тиску, котра спричинює сейші. і тектонічні рухи (землетруси, виверження вулканів тощо). Ці сили діють нерегулярно.

Хвилювати— один з найпоширеніших видів коливального руху води.

На озерах воно виникає під впливом вітру. Форма хвиль неправильна, тримірна. Навітряний схил хвилі крутіший, ніж підвітряний. Дуже часто під впливом впрів різних напрямків хвилі одного напрямку перекриваються хвилями іншого. При незначних об'ємах водної маси вітрові хвилі в озерах швидко розвиваються з виникненням впру, а з його припиненням порівняно швидко затухають. Максимальна висота хвиль на великих озерах буває 3-4 м, іноді — 5-6 м. Хвилі на озерах круті.

Глибша поширення хвиль від вітру на озерах обмежується кількома метрами, а на найбільших досягає 20 м. На оз. Байкал, наприклад, хвилі поширюються до глибини 8-10 м, а на Женевському озері — до 9 м.

Розміри хвиль в озерах, крім дії вітру, значною мірою визначаються конфігурацією і розмірами озера. Вітрове хвилювання зумовлює температурну та хімічну однорідності водних мас озера. Після припинення дії вітру водна маса озера намагається зайняти горизонтальне положення, а тому набуває коливального руху.

Сейші— це стоячі хвилі. Вони виникають при згонах і нагонах, різкій зміні атмосферного тиску в окремих частинах озера, при сейсмічних рухах. При сейшах у водоймі завжди є одна чи кілька точок (або ліній), навколо яких відбувається рух води, а рівень її в цих точках постійний. Такі точки називаються *вузлами* (рис. 4.4). Залежно від кількості вузлів сейші бувають одновузлові та багатовузлові. Амплітуда, період і довжина сейшу неоднакова для різних озер і залежить від розмірів озера, його довжини та глибини. В невеликих за площею і довжиною, але глибоких озерах, коливання відбуваються швидко, то ж період сейшу короткий; а в таких же озерах, але мілких, період сейшу подовжується. Амплітуда змінюється від кількох сантиметрів до метра і більше. На Каспійському й Аральському морях-озерах відомі сейші заввишки до 1 м; на Байкалі — 5-7 см, іноді 14 см, період — близько 5 год.

Під дією вітру виникають і *згінно-нагінні коливання рівнів*. На малих озерах вони невеликі, займають обмежені площі і вимірюються сантиметрами. На великих озерах, таких, як Байкал, Онезьке, Аральське, Каспійське, коливання рівнів при згонах і нагонах досягають кількох десятків сантиметрів, а іноді більше метра (Цимлянське водосховще, Ладозьке озеро. Аральське море — до 2 м). Коливання рівнів посилюються біля пологих берегів, у бухтах, затоках,

Рівні води озер під дією припливів та відпливів майже не змінюються. Невеликі за розмірами припливи (до 5 см) спостерігаються лише на оз. Мічіган.

Найбільш поширені в озерах *стоківі течії, вітрові й компенсаційні*.

Стокові течії витікають в основному під впливом притоку річкових вод в озеро і відтоку озерних вод у річку. В обох випадках утворюється похил водної поверхні в озері, внаслідок якого і відбувається рух води.

Якщо об'єм води в озері великий порівняно з об'ємом води, яка притікає або стікає з озера, стокові течії в озері незначні і спостерігаються лише на ділянках, розташованих безпосередньо біля витоку або гирла річки. Течії, які виникають у гирлах річок, у міру просування до відкритої частини озера змінюють свій напрямок і поступово затухають. Залежно від співвідношення густини озерної та річкової води течії поширюються або по поверхні озера, або занурюються в глибину.

Якщо об'єм води в озері в межах зливної призми невеликий порівняно з об'ємами води, яку приносять або виносять річки (що має місце в проточних озерах), тоді по всій довжині озера виникає течія, подібна до течії в річці, але з малими швидкостями. Швидкості стокових течій невеликі (не більше 0,3 м/с) і змінюються залежно від зміни витрат води приток.

Стокові течії на великих озерах простежуються на різних відстанях від гирла або витоку річок залежно від швидкості їхньої течії й витрат води. Так, за даними Г.Ю. Верещагіна, води Селенги формують стокові течії: тільки влітку на відстані 30 км від гирла, а стокові течії в районі витоку Ангари відзначаються в Байкалі лише за 3 км. Стокові течії мають сезонну періодичність, що обумовлюється коливаннями водності річок протягом року.

Вітрові течії в озерах відзначаються значною несталістю. Режим їх дуже тісно пов'язаний з режимом панівних у даному районі вітрів. Залежно від швидкості вітру, об'єму водної маси, конфігурації берегів, розмірів озерної улоговини, наявності островів тощо вітрові течії можуть поширюватися на різні глибини, а іноді (в основному на малих озерах) охоплювати всю водну масу і досягати дна озера.

Якщо напрямок стокових і вітрових течій збігається, то утворюються тимчасові або постійні течії, які проходять по всьому озеру (наприклад, в озерах Байкал і Балхаш).

Поблизу берегів вітрові течії спричиняють підйоми або зниження рівнів води залежно від напрямку вітру відносно берега. При цьому виникає похил рівня озера, що призводить до зміни градієнта гідростатичного тиску на різних його ділянках і до появи **глибинної компенсаційної течії**, яка сприяє збереженню рівноваги води в озері. Одночасно поверхнева вітрова течія уповільнюється: у великих озерах біля довгих прямолінійних берегів компенсаційна течія має напрямок уздовж берега, в малих озерах, бухтах, звуженнях — протилежний напрямку вітрової течії. Якщо вітер протягом тривалого часу одного напрямку, в невеликих озерах уся вода може брати участь у круговому русі — виникає **вертикальна вітрова циркуляція**. Крім вітрової циркуляції, всім озерам властива **об'ємна циркуляція**, зумовлена різницею густини води в різних ділянках озера.

Після виникнення течія не залишається незмінною, оскільки на неї впливають ще й другорядні сили: сила тертя (внутрішнього і об дно та береги озера), сила Коріоліса, відцентрова ешш. В мілких озерах дія сили Коріоліса гаситься силами тертя об дію, а величиною відцентрової сили внаслідок незначної швидкості руху водії в цих озерах можна знехтувати.

Розміри озера, форма улоговини, порізаність берегової лінії також деформують течію, яка утворилася під дією однієї або кількох причин. Тому в кожному озері течії мають специфічні риси, характерні тільки для нього.

4.4. 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 причіш. У водну масу тепло надходить та втрачається в основному через відкриту водну поверхню.

Основним джерелом тепла, яке надходить на водну поверхню озера в літній період, є сонячна радіація. Зміїа 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.

Основні втрати 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 задаси 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 уповільненні 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 **АРВВА температурна стратифікація** (шаруватість). Якщо температура вода, з глибиною підвищується, то в озері встановлюється **обернеш температурна стратифікація**, характерна для зимового періоду.

Навесні та восени вся товща води має однорідну температуру. Такий стан води в озері називається **гомотермією** (рис. 4.5)

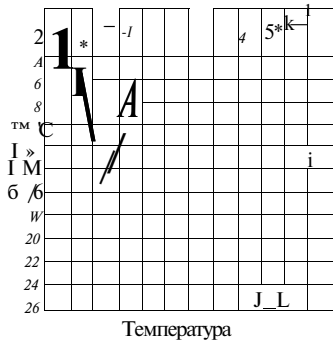


Рис. 4.5. Зміна температури води з глибиною

внаслідок конвекції нагріваються лише годі, коли початкова температура у водоймі нижча 4°C (температура найбільшої густини). За цих умов поверхневі шари, нагріваючись до 4°C, будучи гущішими, 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 сприяє перенесенню тепла в глиб водойми: вирівнюванню температури за будь-якої стратифікації. Під впливом динамічного перемішування температура придонних шарів у озері може бути вище (влітку) і нижче (взимку) 4°C.

Найбільше 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 теплообмігу 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, то мають більшу густину, знаходяться коло дна, а холодні — біля поверхні.

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

І СрСрОЗПОДІЛ ТСПДа В ОЗСрї. ІіаГрІВаНііЯ й охолодження всієї водної маси В НЬОМ) 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

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 водг в озері набуває такої температури, яку має вода в придонному шарі. Настає **період весняноїгомотермії**, яка триває доти, поки вся маса водії не прогріється до температури найбільшої густини (4°0).

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 водгг є проміжний топкий шар, температура якого різко знижується з глибиною. Цей шар називається **температурним стрибком** або **металімніоном**. Шар, розташований вище від нього, називається **епілімніоном**, а нижче — **гіполімніоном** (рис. 4.6).

Глибина розташування шару температурного стрибка залежить від інтенсивності нагрівання н охолодження, дії вітру ТОЩО. Пріі рІЗКІЙ ЗМІНІ Температури! можуть виникнути другий і третій шар температурного стрібока. І 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 водгг в озері не стане близькою до 4°C. При дальшому 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 оберненні 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. Це дало змогу Ф. Форелю розробити термічну класифікацію прісних озер світу. На основі цієї 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, Вікторіяг-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°C. 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 півночі Канади, півночі Сибіру тощо.

4.5. Льодовий режим озер

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 наростають до відкритої частини озера. Одночасно у вкритій частині з'являється **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 дуже рідко. Так, на оз. Севан він утворюється приблизно 8 разів за 100 років.

Наростання товщини льоду. Товщина льоду в озерах наростає внаслідок змію співвідношення тентового 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 наростає (2-5 см за добу), а далі наростання уповільнюється або зовсім припиняється. За наявності снігу лід наростає 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 суворох кліматичних умовах. На озерах України вона сягає 40-60 см (оз. Світязь).

Скресання озер. Озера скресають під впливом надходження-тепла з атмосфери, дії вітру та коливання рівнів води.

При додатніх 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 спричиняється до більш швидкого руйнування льодового покриву.

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

4.6. Хімічний склад озерних вод

За хімічним складом і мінералізацією озерні води дуже різноманітні. Солоність їх змінюється від 14 мг/л (майже дистильована вода) до високої концентрації насичених та перенасичених розчинів, які містять до 300-350 т солі на 1 кг води. Значною мірою на хімічний склад озерних вод впливають біологічні процеси, котрі відбуваються в озерних водах; вони сприяють утворенню солей фосфору, азоту, кремнію, частково заліза, за рахунок їх в озерній воді утворюються органічні сполуки (гумінові кислоти, амінокислоти, спирти, жирні кислоти тощо).

За ступенем солоності озера поділяються на **прісні** (вміст солі до 1 г/кг, або 1‰), **солонуваті** (солоність 1- 24,7‰; це в основному озера, розташовані в зоні степів та напівпустель), **солоні** (вміст солі дорівнює солоності вод Світового океану від 24,7 до 47‰) та **соляні**; або **мінеральні** (солоність понад 47‰).

За хімічним складом води озер поділяються на три групи: **гідрокарбонаті**, з переважанням іонів HCO_3^- (такі води характерні для більшості прісних озер), **сульфатні**, з переважанням сірчаных сполук (такі води характерні для солонуватих озер) і **хлоридні**, з переважанням іонів Cl^- (такі води характерні для солоних озер).

Хімічний батане озер. Хімічні елементи у вигляді іонів, колоїдів, газів здебільшого надходять в озера разом з поверхневими і підземними водами, які живлять їх; частина хімічних елементів утворюється в самому озері внаслідок розчинення солей, які містяться в ґрунтах і гірських породах, котрі складають озерну улоговину, або внаслідок розкладання мулу. Деякі елементи, в основному газу, надходять з атмосфери.

Витрачаються хімічні сполуки на стік з озера або фільтрацію води в

грунт дна і схилів улоговини озера. Частина солей в озерах з підвищеною мінералізацією випадає в осад, деяка частина (гази) йде в атмосферу.

Загальна кількість солей в озері визначається різницею між надходженням їх і втратою, тобто *сольовим, чи хімічним, балансом*.

Відносне значення окремих елементів хімічного балансу неоднакове в різних озерах і залежні, від фізико-географічних особливостей водозбору озера, розміру озера і інтенсивності водообміну.

Хімічний склад озерних вод визначається складом вод приток, які приносять в озеро разом з водами мінеральні солі, деякі гази та органічні речовини. Значну групу органічних сполук становлять в озерах гумінові речовини і продукти розкладання рослинних і тваринних решток.

Істотний вплив на хімічний склад озерних вод у ряді випадків має діяльність людини. Значна кількість хімічних речовин надходить в озеро разом з поверхневим стоком з окультурених угідь, де вносяться добрива. Природний склад озерних вод змінюють стічні води промислових підприємств, шахт і рудників.

Сольовий склад та солоність озерної води не залишаються постійними, вони змінюються як по площі, так і в часі (за сезонами року). Зміна солоності та сольового складу площі озера залежить від розмірів приток, що впадають в озеро.

Мінералізація більшості прісних озер юрї надмірного зволоження не перевищує 200-300 мг/л. Причому незначної мінералізації цих озер є мала величина випаровування порівняно з величиною стоку з озера, що не сприяє накопиченню солей в озері, порівняно мала мінералізація вод, які надходять в озеро (річкові води опаді).

В умовах різкого перевищення випаровування над стоком осолонення озера неминуче. Процес осолонення посилюється у безстічних озерах посушливої зони, де мінералізація вод озера підвищена, незважаючи на порівняно малу мінералізацію вод приток.

Солоність озерних вод змінюється і в часі внаслідок зміни співвідношення елементів хімічною та водною балансу і зміни об'єму водної маси озера. Сезонні зміни мінералізації озерних вод в одній і тій же кліматичній типі незначні в озерах з великим об'ємом води і малим притоком. Із зменшенням об'єму озера та зі збільшенням проточності мінералізація озерних вод значно коливається: у безстічних озерах сезонні коливання мінералізації ще різкіші.

Крім сезонних, в озерах мають місце і річні коливання мінералізації води. Так, у посушливі роки мінералізація вод безстічних озер збільшується, а вологі зменшується.

Уповільнений водообмін, котрий є характерною і гідрологічною особливістю озер, спричиняється до неоднорідності як мінералізації, так і хімічного складу окремих частин озера по вертикалі. Найбільші відхилення в мінералізації спостерігаються в прибережній смузі — у затоках, бухтах.

особливо якщо в них впадають річки. На хімічну неоднорідність по вертикалі значно впливають термічна шаруватість і густина.

Для зони недостатнього зволоження характерні мінеральні озера, у воді яких переважають окремі хімічні сполуки. Наприклад, у воді озер Присивашья накопичилася велика кількість хлоридно-натрієвих та хлоридно-магнієвих сполук.

Воду мінеральних озер називають *розсол* або *ропою*. За походженням ропи мінеральні озера поділяються на *морські* й *континентальні*. Вода озер морського походження, склад якої спочатку подібний до складу морської води, поступово під впливом кліматичних факторів (опаді, випаровування, температура тощо) і поверхневого річкового стоку змінює свій склад; утворюється багато варіантів озер за складом води (хлормагнієві, хлоркальцієві тощо). В озерах континентального походження солі накопичуються поступово за рахунок розчинення солей, які містяться в ґрунтах і гірських породах, що складають водозбірний басейн і приносяться поверхневими та підземними водами.

Залежність мінералізації води озер від фізико-географічних факторів, насамперед від клімату, визначає географічну зональність у розподілі солоних озер на земній кулі. Розташування їх збігається в основному із зонами степів, напівпустель та пустель. Багато мінеральних озер, зокрема, на півдні Західно-Сибірської низовини та на півночі Казахстану. В Україні солоні озера зустрічаються в пониззі Дунаю, Дністра та Дніпра (Алібей, Сасик, Тузли, Ялпуг тощо) та на півночі Криму (Сиваш).

Газовий режим озер. При формуванні гідрохімічного режиму і протіканні біологічних процесів в озерах велике значення мають розчинені у воді гази, серед яких основними є *кисень, вуглекислий газ, сірководень* тощо. Ці гази надходять у воду або з атмосфери, розчиняючись у верхніх шарах води, або утворюються внаслідок біохімічних процесів, які відбуваються у водній масі озера. Незначна частіша газів надходить разом з водою приток.

При значній циркуляції озерних вод вміст розчинених газів вирівнюється по всій глибині озера. Влітку та взимку (періоди прямої та оберненої стратифікації) розподіл газів в озері значною мірою залежить від температурного режиму та інтенсивності біологічних процесів.

Зараз найбільш вивчений режим *розчиненого кисню* (режим інших газів так *ЧИ* інакше пов'язаний з режимом кисню). В озерну воду кисень надходить через верхній шар, який спікається з атмосферою, а також за рахунок фотосинтезу. В глиб озера кисень проникає під час осіннього та весняного перемішування. Нестача кисню в нижніх шарах води може спричинитися в зимовий період до загибелі риби та інших живих організмів.

Вуглекислий газ, на відміну від кисню, утворюється в усій водній товщі озера, а використовується у верхніх шарах, у зоні фотосинтезу. Ось чому

біля поверхні води вуглекислого газу найменше.

Сірководень виникає в придонних шарах деяких озер при розкладанні білкових речовин за відсутності кисню (в основному взимку, коли доступ повітря у воду утруднюється).

При підвищенні температури води кількість розчинених у ній газів зменшується, а при зниженні, навпаки, збільшується.

4.7. Оптичні явища в озерах

Вода в озерах ніколи не буває абсолютно чистою. Крім розчинених солей, в ній завжди є завислі мінеральні частки, мікроорганізми, рештки планктону, речовини в колоїдному стані. Всі ці розчинені й завислі речовини затримують частину світла, яке потрапляє у воду. Тому до глибинних шарів доходить світла менше, ніж у верхні. Завислі частки розсіюють і поглинають світло інтенсивніше, ніж молекули чистої води. Вода, насичена завислими частками, поглинає насамперед сині промені, а вглиб проникають зелені промені. Збільшення мутності спричинює зміну кольору води. При великій кількості наносів інтенсивно розсіюються не тільки сині, а й зелені промені, частка їх у світлі, що виходить з води, збільшується, і вода набуває шпль-зеленого кольору. При ще більшій мутності починає розсіюватись і червона частина спектра, вода стає жовтого або бурого кольору.

Крім того, завислі наноси, планктон, рослинність, що є у воді, надають воді певного кольору залежно від їхнього забарвлення. Дуже змінюють колір води гумінові речовини, яких особливо багато в озерах зони лісів, іноді проникнення світла в глиб озера обмежується кількома метрами.

Проникнення світла в ілнб озерних вод значною мірою визначає умови існування живих організмів та рослинності.

Прозорість озерних вод. Прозорість озерних вод змінюється в широких межах залежно від географічної широти місцевості, яка визначає умови освітленості поверхні води сонцем, а також залежно від наявності в воді завислих наносів і планктону. Найбільш прозорі глибокі озера розташовані в гірських місцевостях, у їхній воді дуже повільно розчиняються кристалічні породи озерної улоговини. Найпрозорішим озером у світі є Байкал, прозорість якого становить 40,2 м. Мали прозорість у мілких озерах, де дрібні частки донних відкладів легко піднімаються при перемішуванні, а також в озерах з великим вмістом планктону та озерях, які живляться болотними водами. Найменша прозорість коло берегів таких озер, на відмілинах, найбільша — в центральній частині.

Прозорість озерних вод змінюється з глибиною. В мілководних озерах найменша прозорість коло дна, що пояснюється підйманням і зависанням донних відкладів. У глибоких озерах найменш прозорі поверхневі шарп води, де розвивається планктон. Зміна прозорості протягом року пов'язана

з режимом стоку і розвитком планктону. Найменша прозорість спостерігається навесні та влітку і пов'язана з повеннями та паводками на річках та притоках, а в мілких озерах — і з цвітінням води. Найбільша прозорість характерна для озер у зимовий період, коли вони вкриті льодом.

Колір води. Від прозорості води залежить її колір, який буває дуже різноманітним. Чим прозоріша вода, тим інтенсивніший синій колір вона має. Розчинені речовини, планктон, завислі наноси надають кольору води бруднуватих та каламутних відтінків. Тому в більшості озер колір води має різні відтінки синього. Навіть у різних частинах одного й того ж озера (наприклад, у центральній частині та в місцях впадання приток) колір води може бути різним. Розвиток планктону також змінює колір води на подібний до кольору організмів, які є у воді.

4.8. Гідробиологія 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. Місце знаходження організмів називається **біотопом**. У водоймах суші можна виділити два біотопи — **дно (бенгаль)** і **водну товщу (пелагіаль)**. Специфічні умови для життя організмів створюються на межі поверхні води й атмосфери.

У складі водного населення за пристосуванням до умов існування в певних біотопах розрізняють чотири основні екологічні групи: **нейстон, планктон, нектон і бенгос**. 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 самостійно 'рухатися в товщі води (бактерії, водорості, мікроскопічно малі істоти). Вони пасивно пересуваються турбулентним потоком. **Нектон** — це істоти, що населяють водну товщу і здатні самостійно рухатися. Представниками нектону є раби. **Бенгос** — де населення дна озера, яке пристосувалося до життя на дні або на незначній від дна глибині. Прикладом таких організмів є рослини прибережних заростей, хробаки, молюски.

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

Специфічні умови існування утворюються в прибережній зоні (**штора** -

лі) і *глибоководній зоні(пелагіалі)*. Для *літоралі* характерне майже повис перемішування вод під впливом вітру й течій, що спричиняється до вирівнювання температур і вмісту кисню. В цій зоні достатнє освітлення. Внаслідок цього населення літоралі відрізняється від населення пелагіалі великою різноманітністю. Для літоралі характерна наявність вищої 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. Іа рахунок цих мулів розвішаються бактерії та грибки. Тваринний світ дна може бути рясним, але складатися з представників небагатьох видів (хробаків, невеличких молюсків тощо).

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

Життєдіяльність донного населення супроводжується активним поглинанням кисню, а іноді виділенням метану, сірководню та водню, що не сиріше розвитку флори і фауни в озері.

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

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

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

4.9. Донні відклади та еволюція озерної улоговини

На дні та схилах улоговин озер весь час відбувається накопичення відкладів. Формуються вони в басейні озера чи безпосередньо в самому озері ; утворюють донні відклади, або ґрунти дна. Склад озерших відкладів, їхня будова, інтенсивність накопичення і зміни залежать від географічній, умов території, на якій розташовані водойми, та гідрологічного режим водойм.

Матеріалом для формування озерних відкладів є продукти ерозії ґрунтів, руйнування берегів, рештки відмерлих організмів, господарська діяльність людини тощо. У розподілі відкладів в озерній улоговині існу певна закономірність, пов'язана з механічним складом наносів • доступністю окремих частин водойми діяльності хвиль, течій, перемішуванню. Крупність наносів зменшується в напрямку від берегів до центр. • улоговини. Наприклад, іалечннк поступово змінюється галечником - піщаними відкладами, а далі, в міру послаблення дії хвиль (на глибша понад 2-3 м) — мулнето-иіщаннмп. Глибинну частішу озера заповнюють мули, насичені водою (особливо в поверхневому шарі, де вони являють

'--собою напіврідку масу, яка містить 80-95% води).

В озерах, особливо тих, де інтенсивно розвивається рослинність і тваринний світ, поступово накопичується стільки відкладів, що вони майже цілком заповнюють первинну улоговину, або потужність їх у багато разів „перевищує сучасну глибину озера (Шацькі озера, заплавні озера Дніпра тощо).

Осад дрібних часток, а отже, її накопичення мулу, вибувається повільно. Озерний мул складається як з мінеральних, так і з органічних часток. Органічні частки мулу містять рештки прибережної рослинності, - водоростей і тваринних організмів (планктону, нектону, бентосу). Всі ці рештки разом з мінеральними частками накопичуються в придонному шарі, де й відбувається початкова стадія мулоупорення.

• *Мінеральна частина* відкладів мулу складається з річкового або озерного алювію, решток відмерлих водних організмів та різних хімічних сполук, які випадають з розчину. *Мули*, які містять значну кількість органічних (малозольних) речовин, різноманітні, але серед них виділяються два найбільш розповсюджених види -- *торф'янистий (гуміновий) мул і сапропель*.

Сапропель (гнилий мул) містить в основному рештки нижчих рослин і тварин з більш-менш значними домішками мінеральних часток та вищих рослин. Під дією мікроорганізмів при малому доступі кисню відклади, які утворюють сапропель, перетворюються на колоїдну аморфну желеподібну масу, багату на жири, білки та воскоподібні речовини. Мінеральна частіша сапропелю містить значну кількість продуктів життєдіяльності організмів (студки діатомових, вапнякові раковини молюсків тощо). З часом сапропелі в глибинних шарах мінералізуються її утворюють *сапропеліти*. Потужність їх може досягати 30 м. Мули типу сапропелю характерні для евтрофних, багатих на поживні речовини, озер лісової зони. З сапропелю шляхом перегонки можна добувати машинні масла, бензин, гас. Сапропель використовується як добриво, додають до корму для худоби.

Торф'янистий мул характерний для озер дистрофного типу, бідних на органічні речовини. Він складається з решток еплавнн і'прибережної рослинності, мохів, листя, стовбурів та гілок дерев. Зольність цього мулу мала. Він використовується як паливо, добриво та в хімічній промисловості.

В деяких озерах (озера Карелії) на дні накопичилися значні поклади озерних залізних руд, які мають промислове значення. Відклади солоних і мінеральних озер у він ляді різних мінеральних солей використовуються як цінна сировина для промисловості і як добриво в сільському господарстві. Мул мінеральних озер широко використовується в лікувальних цілях.

Заростання озер це нормальний процес їхнього розвитку. В міру заповнення озерної улоговини наносами створюються умови для поселення рослин спочатку в прибережній! смузі, а потім і по всьому озеру. Поблизу урізу водн селяться вологолюбні рослини (осоки, образки, жовтеці), які

затоплюються водою тільки під час високих весняних вод. Далі розміщується смуга земноводних рослин (озерний хвощ, рогіз, стрілиця, півники). За смугою земноводних поселяються представники високих надводних рослин (очерет, водяний ряс). На глибині 2,5-3 м з'являється листя та квіти напівзатоплених рослин (латаття, купавка, водяна гречка та ін.). Ще ближче до центра містяться занурені у воду рослини (елодея, рдесники), які вдень перенасичують воду киснем, а вночі спричинюють дефіцит його. Найближче до центра розташовані підводні луки, утворені нижчими рослинами, не вибагливими до світла, а також мікроскопічні водорості.

Часто озера заростають у вигляді сплавин. Сплавний — це утворення на поверхні озер лісової зони, котрі складаються з рештків різних мохів і рослин, на яких поселяються земноводні та інші рослини.

Відмирання рослин, є однією з причин підвищення дна й обміління озера, а внаслідок цього, в свою чергу, складаються несприятливі умови для проростання тамтешніх рослин. Через це одна рослинна зона змінюється іншою доти, поки озерна рослинність не зміниться болотною.

Озеро поступово перетворюється на болото не лише за рахунок заростання, а й наростанням-наступом від берега по поверхні води сплавний, яка складається з живих і відмерлих рослин, рештки яких частково осідають на дно і заповнюють улоговину.

4.10. Водосховища й особливості їхнього гідрологічного режиму

Водосховище — це штучна водойма, створена для накопичення, збереження та подальшого використання води, регулювання стоку річки.

Створені водосховища та їх типи. 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 перших відносять такі, в яких ложем є частина річкової долини. Головна відмінність їх полягає в наявності похилого дна і збільшень глибин від верхньої частини водойми до греблі. Прикладом долинних водосховищ можуть бути дніпровські. До улоговинних відносять підперг озера та водосховища, що розташовані в ізольованих западинах, відгороджених, від моря затоках, а також штучних кар'єрах. Невеликі водосховища, площа яких не перевищує 1 км², 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* і *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 і 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.

Характеристики водосховищ. Основними морфометричними характеристиками водосховищ є *площа їхньої поверхні та об'єм*. Форма і 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: НПР — *нормального підпертого* рівня (рис. 4.7). 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 вище 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). Як приклад у табл. 4.3 наведені основні характеристики водосховищ і ГЕС Дніпровського каскаду.

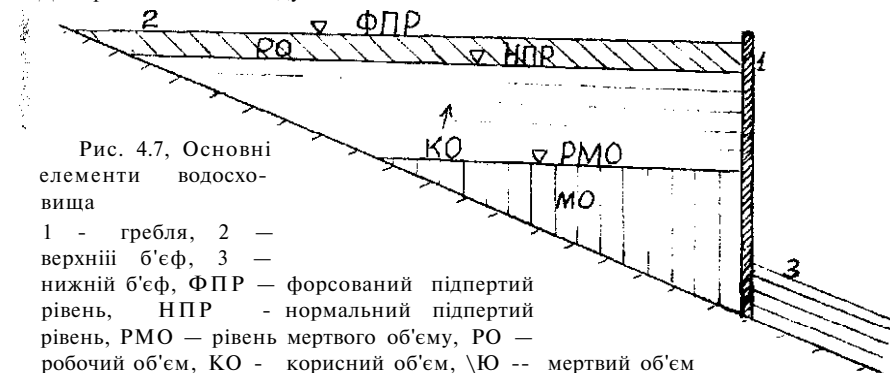


Рис. 4.7. Основні елементи водосховища

1 - гребля, 2 — верхній б'єф, 3 — нижній б'єф, ФПР — форсований підпертий рівень, НПР — нормальний підпертий рівень, РМО — рівень мертвого об'єму, РО — робочий об'єм, КО — корисний об'єм, МО — мертвий об'єм

Таблиця 4.3

Основні характеристики водосховищ і ГЕС Дніпровського каскаду

Характеристики	Гідроелектростанції					
	Київська	Канівська	Кременчуцька	Дніпродзержинська	Дніпровська	Каховська
Рік спорудження	1964	1974	1961	1964	1933/50	1956
Напір, м	11,5	10,5	17,0	12,6	35,4	16,5
Довжина водосховища, км	110	123	149	114	129	230
Площа водосховища при НПР, км ²	922	675	2252	567	110	2156
Об'єм водосховища, км ³ :						
повний	3,73	2,62	13,52	2,45	3,30	18,20
корисний	1,20	0,30	9,00	0,30	0,80	6,80
Максимальна глибина при НПР, м	15,5	21,0	20,0	16,0	53,0	24,0
Встановлена потужність, тис. квт	350	420	625	350	1478	351
Середньорічне виробництво електроенергії, млн. квт. г	600	823	1506	1250	4080	1419
Характер регулювання стоку	Сезонний	Добовий	Річний	Добовий	Добовий	Річний

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

У межах водосховища відділяють 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*.

Гідрологічний 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 з тією лише різницею, що в прибутковій частині провідну роль відіграє притік річкових вод, а у видатковій — стік води.

На опаді 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 коливання рівнів води у водосховищах. У період зимової межени водосховище, як правило, спорожняється, 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 опорожняється.

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

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

Береги водосховищ за своєю еволюцією поділяють на три групи: *абразивні*, які зазнають постійного руйнування; *стабільні*, які не руйнуються; та *аккумулятивні*, які нарошуються за рахунок перевідкладення наносів. На рівнинних річках (Волга, Дніпро, Дон) абразивними є 40-50% берегів, стабільними — 40-50% і аккумулятивними — 5-15% (Б.А. Пггшкін, 1974). Такий розподіл можна пояснити там, 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 нього пронесу зменшується вміст кисню у воді, що обумовлює задухи риби та інших організмів.

Вилив водосховищ ім природне середовище. Штучні водойми створювалися людиною здавна, але прискорений темп будівництва їх припадає на останнє півстоліття. Так, до 1950 р. на річках України, наприклад, загальна площа штучних водойм не перевищувала (0000*) га, а повний об'єм їх становив 1,4 км³, а ніші водосховища та стави займають 11782 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 км³ 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 внутрішньочисп розподіл стоку, збільшуючи при цьому його меженну складову. За даними М.І. Львовича, водосховища обумовлюють збільшення меженного річкового стоку на Землі на 27%.

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

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

4.11. Значення озер та водосховищ у народному господарстві

Озера та водосховища мають велике господарське значення. Види їх використання різноманітні. Гак, 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, гас, мастильні масла, а з відкладів діатомітів — будівельний матеріал (трепел). 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, електрометалургійної 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 гідроелектроенергії (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 одночасового 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 збільшились судноплавні глибини (до 3,65 м), що забезпечує проходження по ньому суден з осадкою д., 3,4 м.

Важливе значення мають водосховища для розвитку рибного господарства; в них є умови для застосування прогресивних технологій риборозведення з направленим формуванням промислових риб (лящ, судак, сазан) та акліматизації нових видів (товстолобик, білий амур). У водосховищах Дніпра, наприклад, нині щорічно виловлюється близько 18000 т риби, а до створеній їх виловлювали лише 5000 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, туризму і спорту: відкрито п'ять водних маршрутів для

іноземних туристів, працює понад 20 будників відпочинку та санаторіїв. 15 туристських спортивних баз. близько 100 культурних шшжів. 23 мисливських господарства тощо.

Проте не можна не відзначити, що створення водосховищ має її неіативні наслідки. Так, у Подніпров'ї було затоплено і відведено під інженерна споруди близько 718000 га земель, з них 242000 га сільськогосподарських угідь. У водосховищах має місце 'цвітіння" всип, від чого погіршується її якість у зоні водосховищ, підтоплюються землі (близько 30000 га) відбувається хвильова переробка (руйнування) берегів, в донних осадах накопичуються забруднюючі та радіоактивні речовини, різко зменшується кількість прохідних і папіворохідсгх риб (лососеві, осетрові), а в деяких випадках вони взагалі зникають.

Дуже різноманітне використання малих водосховищ — *ставків*, яких лише в Україні налічується понад 23000. Це її водопостачання, зрошення, риборозведення, вирощування водоплавної птиці, водопій худоби, місця відпочинку населення, запаси води на випадок пожеж тощо.

Контрольні запитання

- .Які водні утворення відносяться до озер?
- .Якого походження бувають озерні улоговини і як воші класифікуються? В чому суть еволюції озера?
- .Якими основними морфометрчнчпми характеристиками описуються озера?
- .Які особливості термічного режиму озер?
- .Як типізуються озера за хімічним складом води?
- Па які типи поділяються озерні відклади?
- .Які оптичні явища спостерігаються в озерах?
- .Які водойми називаються водосховищами та яких тинів вони бувають?
- Які особливості гідрологічного режиму властиві водосховищам?
- Яке значення для народного господарства мають озера і водосховища?

5. ГІДРОЛОГІЯ БОЛІТ

5.1. Походження боліт

Одним із водних об'єктів суші є болота. Залого-і/назввагься природне утворення, яке гостійно перебуває в стані застійного або слабопроточного 'зволоження і в якому вибувається 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).

132

А Виникнення боліт шлях.м заболочування суші обумовлене співвідношенням на її території складових водного балансу (опадів, випаровування. (Лік) та сприятливій геоморфологічній будові місцевості (западини, низини), які створюють умови для застійного або слабопроточного водного режиму н акумуляції на поверхні суші надмірної волопі (рис. 5.1). Заболочування ділянок суші відбувається під впливом певних гідрологічних факторів (наприклад, наявність водонепроникних порід і вклгтшювааия 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 ушільнюється, деформується і поступово перетворюється в органічну породу — *торф*, який характеризується значною водопроникністю і вмістом води (88-97% за об'ємом).

Болото можна ототожити 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 теплото клімату на рівнинах і гірських схилах, але інтенсивність їх у різних кліматичних її орографічїшх умовах залежить від двох основних чинників: зволоженості території та кількості геіпа

5.2. Поширення боліт на земній кулі

Болота поширені на земній кулі в різних кліматичних зонах па 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

"1777777." ГРУНТОВИХ.
МІНЕРАЛЬНИЙ ГРУНТ ВОД
РІВЕНЬ ГРУШОВИХ ВОД

-----•7>*~Z---Z-J*? МІНЕРАЛЬНИЙ
ТОРФ VTrч/WJT/R? ГРУНТ
РІВЕНЬ ГРУНТОВИХ ВОД

ТОРФ МІНЕРАЛЬНИЙ ГРУНТ

Рис. 5.1. Заболочування суші

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

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

Перехідна зона нестійкого зволоження (зона Лісостепу) відповідає болотній зоні *стврофних х оліготрофних боліт*. Найбільша кількість боліт туті приурочена до від'ємних форм рельєфу - ярів, балок, западин.

У зоні *недостатнього зволоження* (зона Степу) розташована зона *стврофних гіпново-осокових та осокових боліт і зона засоленних очеретяних боліт*. Зустрічаються воші 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 *яликовому лісі*, де внаслідок вилугування ґрунтів з'являється мохова рослинність, яка спричиняє відмирання лісу і розвиток типової болотної рослинності. Заболочування території може відбуватись 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 11,3 тпс.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 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 роль у

формуванні ландшафтів з певною формою поверхні, складом рослинності, вну ірішньоболої пою гідрографічною сіткою.

5.3. Типи боліт, їхня будова, морфологія та гідрографія

Болота прийнято ділиш 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 лісотошо*.

За характером водно-мінерального живлення, формою поверхні і складом рослинності торфові болота поділяються, у свою чергу, на три типи: *низинні, перехідній верхові* (рис. 5.2).

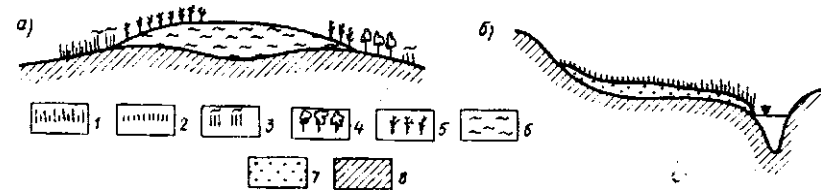


Рис. 5.2. Схема верхового (а) та низинного (б) торф'яного болота мікроландшафти: 1 — осокові; осоково-очеретяні, осокоботіпнові; 2 — сфагново-осокові; 3 - сфагново-пухівкові; 4 - вільшанки; 5 - сосново-сфагнові; 6 — поклада сфагнового торфу; 7 — поклада очеретяного та осокового торфу; 8 — мінеральний ґрунт

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 врд 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 *стврофної рослинності* (чорна вільха, береза, гіпновий зелений мох, осока, очерг. хвощ тошо). Торф низинних боліт багатий на мінеральні солі (його зольність 6-7° о), 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 «голяться 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 їл слабоопукла або плоска, мінеральне живлення помірне, яке відповідає і 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 (рис. 5.3).

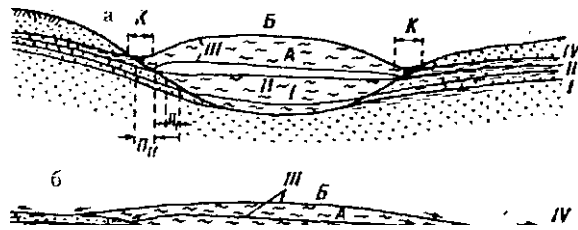


Рис 5.3. Схема розвитку болотного масиву (за К.Є. Івановим)
а) в глибоких западинх
б) в пологих депресіях

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 рельєфу поверхні болота (точніше мікрорельєфу) є **пасма** і **мочарі**, **куліпна міжкупиннізниження**, **горби** (рис. 5.4). **Пасма** — це окремі віп'яітуті в довжину підвишені ділянки болота, відокремлені одна від одної такими ж витягнутими в довжину значно обводненими зниженнями (**мочарами**). Пасма та мочарі бувають втягнуті вздовж горизонталей, розташовані концентрично навколо найвищих відміток болота і перпендикулярно до максимального похилу поверхні болота. Пасма на 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

Г'

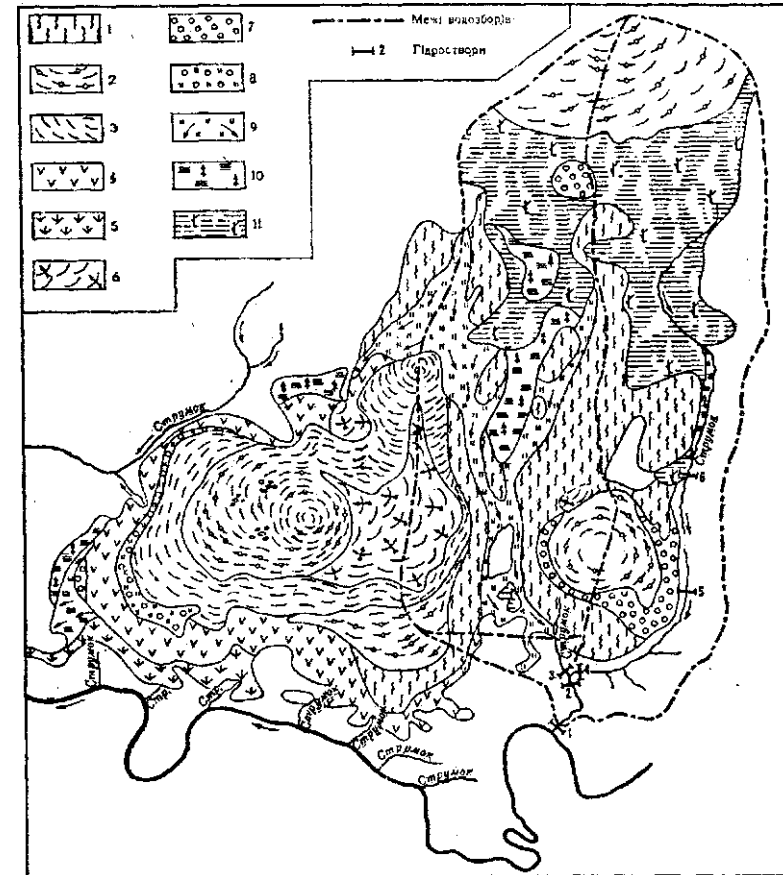


Рис 5.4. Типи ландшафтів на болотному масиві

1 - сфагново-пухлівкові масиви; 2 — пасмово-мочаровий мікроландшафт з чагарниково-сосновими плямами в зниженнях; 3 — пасмово-мочаровий мікроландшафт із сфагново-пухлівковими асоціаціями на пасмах; 4 — сфагново-осокові асоціації; 5 — сфагново-нитконодібні осокові асоціації; 6 — проточні трясовини; 7 — сфагново-чагарниково-сосновий комплекс; 8 — сосняк сфагново-осокоаний; 9 — проточні трясовини; 10 — лісові болотні масиви; 11 — лісові болота і дуже заболочені ліси

наслідком підвищення рівня води в болоті. На їхній поверхні розвинена різна болотна рослинність. Таким чином, вони являють собою комплекс у мікрорельєфі болотних масивів.

Утворення **купи міжкупинних знижень** пов'язане з нерівномірною густрою рослинного покриву і накопиченням торфу.

Горби спостерігаються на болотах лісотундри. Утворення їх пов'язане

• з морозним випиранням, ('кладені вони з торфу, під яким знаходиться вічна мерзлота. Висота горбів досягає декількох метрів.

Для болотних масивів характерна наявність *внутрішньоболотітх 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 г 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 втрати води малі. Глибина їх не перевищує 1.5-2,0 м, ширина русла не більше 10 м.

До болотних водойм відносяться *озера* і *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* — перезволені ділянки болотних масивів, що характеризуються розрідженою торфовою масою, слабкою 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*.

5.1. Живлення та водний баланс боліт. Рух води в болотах

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

Атмосферні опади випадають безпосередньо на поверхню болота, тому верхіві болота живляться в основному за їхній рахунок. *Поверхневі води*, які тікають 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 притерасові болотні масиви.

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

Охарактеризувати співвідношення елементів водного балансу верхівих 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 в 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.

Якщо позначити елементи прибуткової частини водного балансу боліт через X — атмосферні опади, Y_n — притік поверхневих вод, WV — притік підземних (ґрунтових) вод, а елементи видаткової частини через Z — випаровування, Y_n — поверхневий, WY — підземний відтік, то рівняння водного балансу можна записати в такому вигляді: $X + Y_n + Wv = Z + Y_n + WY \pm \Delta u$, де за інтервал часу Δt у болоті може відбутися накопичення вологи або її витрачання ($\pm \Delta u$). Для різних типів боліт кількість членів рівняння водного балансу може змінюватись. Наприклад, для верхівих боліт члени рівняння Y_n , Y_n та Wv , WY (болото живиться лише атмосферними опадами) дорівнюють нулю.

Співвідношення складових водного балансу боліт змінюється в часі. Зміна умов живлення боліт спричиняється до коливання рівня ґрунтових вод, який знаходиться біля поверхні болота і реагує на зміну складових водного балансу, що визначає водний режим боліт (рис. 5.5).

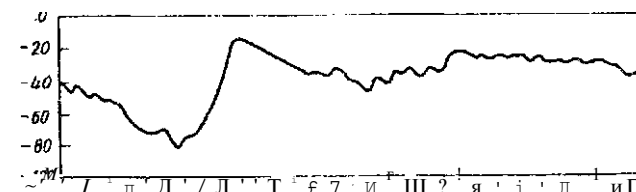


Рис. 5.5. Сезонні коливання рівня ґрунтових вод відносно поверхні болота в умовах помірного клімату (за К.Є. Івановим)

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 шарів (горизонти): верхній — **активний, діяльний** і нижній — **інертний** (рис. 5.6).

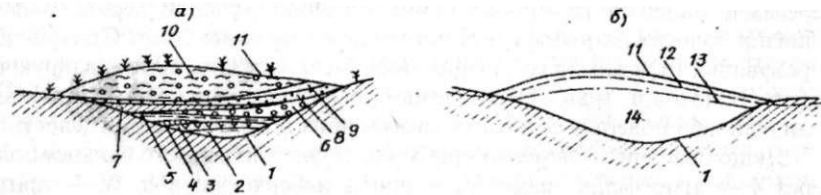


Рис. 5.6. Схема будови торф'яного відкладу (а) та діяльного і інертного шарів (б) верхнього болота

1 — мінеральне дно, 2 — сапропель, 3 — очеретяний торф, 4 — хвощовий торф, 5 — осоковий торф, 6 — лісовий торф, 7 — гіпновий торф, 8 — шейхцерівво-сфагновий торф, 9 — пухівково-сфагновий торф, 10 — сфагновий торф, 11 — поверхня болота, 12 — рівень ґрунтових вод, 13 — нижній горизонт діяльного шару, 14 — інертний шар

ДІЯЛЬНИЙ ШАР 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 діяльного горизонту.

На відміну від діяльного горизонту, **інертний горизонт** характеризується постійною кількістю води протягом року; повільним вологообміном з підстилаючою 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 водопровідності. 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

Якання води з болотних масивів шляхом фільтрації визначається в основному водопроникною здатністю верхнього шару.

Внаслідок значних величин коефіцієнта фільтрації в діяльному горизонті, дощові води, які випадають на болото, не затримуються на його і поверхні, а швидко просочуються до рівня ґрунтових вод. Тому вода по і поверхні болота, як правило, не стікає. Мала водопроникність торфу, готра зумовлює повільний рух в ньому води, спричиняється до того, що Ієякі типи боліт поглинають воду і витрачають її значною мірою на мпаровування, 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 юлота. Зі зменшенням висоти та густоти дерев середній рівень ґрунтових юд підвищується, а амплітуда коливань зменшується. На мохових болотах без деревної рослинності) рівень ґрунтовіх вод найвищий, а амшїтуда Коливань протягом року найменша.

5.5. 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, хшу особливо важливу роль відіграють теплоємність і теплопровідність х>рфу. Вони залежать від об'ємного співвідношення органічної речовини, юди і повітря та їхньої теплоємності. Теплоємність повітря незначна, об'єм їухой речовини у торфі становить лише 7%, і теплоємність її порівняно з Геплоємністю води теж невелика. Отже, теплоємність торфу визначається Наявністю води в ньому. Чим більший вміст води в торфі, тим більша його геплоємність і тим повільніше він нагрівається й охолоджується.

З глибиною амплітуда коливання температури торф'яного відкладу іменшується. В умовах помірного клімату добовий хід температури в діяльному шарі торфового болота помітний лише до глибини 15-25 см, а резонні коливання температури спостерігаються до глибини 3,0-3,5 м. На Глибинах, що перевищують 35-40 см і 4-5 м, відповідно добова і сезонна іміна температури відсутня.

Добові і сезонні коливання температури в торф'яному болоті менші, Ніж у мінеральному ґрунті, воші іменшуюті • її ібілмпенням вологості ґрунту. Безпосередньо на поверхні болота добові коливання температури Іючні через те, що тут майже відсутня передача тегоіа на глибину. Максимальні літні температури на поверхні мохових боліт можуть Посягати 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 і замерзанням мінеральних ґрунтів. Сфагнові болота замерзають пізніше. Глибина промерзання торфово-болотної маси — 19-42 см, тобто менша, ніж глибина промерзання мінеральних ґрунтів. Максимальна глибина 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.

5.13: 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.

По-різному оцінювались фактори, що впливають на зміну стоку річок. Частіша гідрологія 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 типів їх. 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 води в болоті: незначна водовіддача в межень, як результат різної водопрпускну 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 заплавлів 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 меженого стоку, тому що влітку з них випаровується багато вологи, а при цьому поверхневий стік зменшується.

Таким чином, вшив боліт на стік річок не однозначний. У зоні достатнього та надмірного зволоження болота практично не впливають на нормальний річний стік 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 року (І.О. Шикломанов. 1989).

5.7. 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 боїт 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 (вирощують кормозі, зернові, овочеві культури).

Крім того, болота містять великий запас теплової енергії у вигляді торфової маси. Перші електростанції в Росії (Шатурська, Кашпурська та ін.) були збудовані на базі використання торфу як палива. Торф також широко застосовується в хімічній промисловості (з нього виробляють ряд хімічних продуктів, 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 ПИЛ.

Добувають торф за допомогою спеціальних фрезерних та екскаваторних машин.

Контрольні запитання

ЩО називається болотом і якого походження бувають болота?

Де поширені болота та яка заболоченість окремих регіонів земної кулі?

Яких типів бувають болота та які особливості їхньої будови, морфології та гідрографії?

ЩО розуміють під водним балансом боліт?

ЩО таке діяльний та інертний шари боліт?

Чим характеризується термічний режим боліт?

/Як болота впливають на стік річок?

-Яке народногосподарське значення мають болота?

6. ГІДРОЛОПЯ ЛЬОДОВИКІВ

6.1. 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) — *орографічною*. Нижче сигової лінії витрати снігу перевищують прибуток, тому сніговий покрив там буває періодично. Вище ж снігової лінії прибуток снігу більший за витрати, тому відбувається безперервне накопичення його. 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° пд. ш. вона лежить на рівні моря. Найвище снігова лінія розміщена в субтропіках, що пов'язано з сухістю повітря в цих широтах. На екваторі вона лежить на висоті 4900 м. а в субтропіках -- на висоті 6500 м. \ 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 3000 м і 3500 м відповідно).

Великою мірою на висоту снігової лінії впливає розміщення хребті" відносно руху повітряних мас. Так. на навітряних схілах Великого Кавказу вона лежить на висоті 2800-3000 м. а на підвітряних (східних) — НА 3300-3500 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, різкі 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 пі 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*. Іноді при падінні лавина світиться в темряві ночі блакитним або жовтуватим кольором, що -відзначалося на льодовику Федченка. І причиною цього явища є електричні розряди, які виникають при терті часок снігу. Багато лавин буває в Альпах (500-600 за зиму), на Кавказі та 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 у 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, недостатня 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 тарі розтає. Тала вода просочується в глиб снігу і, замерзаючи, утворює льодяні кристали. Вночі поверхня талого снігу вкривається льодяною кіркою, яка називається **настом**. Одночасно з дим 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 (її називають **фірнові**) має щільність 0,3-0,5.

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 (ЗІ щільністю 0,85). а дані в чистий прозорий лід блакитного кольору (зі щільністю 0,88-0,94), який називається **льодовиком або глетчерним льодом**.

Зміна кольору та щільності льоду про утворенні льодовики; спричинена елімінуванням (видаленням) з маси льоду пухирців повітря. Зокрема, пухкіш (свіжий) сніг містить до 90%, повітря, фірн — 60%. фірновий лід 30%. глетчерний — 15%. а маса 1 м' складає відповідно 92 кг. 367. 642 та 917 кг.

Важливе значення при утворенні льодовиків має **режеляція** (змерзання окремих брил льоду при спіканні). При температурі 0°C 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.

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 ложка 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 Греїлаїдії — 40 м/добу. Середня частина льодовика та його поверхневий шар рухаються швидше, ніж окраїнні та глибинні. Взимку 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 зникають, змерзаються і утворюють на поверхні льоду шви. Подібно до річок, льодовики при зустрічі можуть зливатися в один великий льодовик. Іноді трапляються двошарні льодовики, які утворюються шляхом натікання одного льодовика на інший.

6.2. Робота льодовиків

Стікаючи по схилах гір, льодовики за допомогою вмерзлого в них камення та через нерівність дна виконують велику руйнівну роботу — спричиняють льодовикову ерозію. Наслідком цієї ерозії є утворення специфічного ландшафту "кучерявих скель" (куполіподібних 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 **громами** (рис. 6.1).

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.

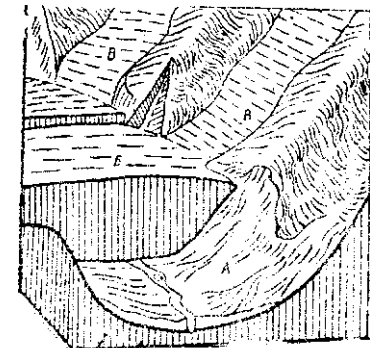


Рис. 6.1. Схема льодовиків
Л — трог; Б - льодовик, Б - бокові льодовики

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, валуни, подрпані та вкриті штрихами.

Матеріал, який льодовик відкладає у своїй кінцевій частині у вигляді поперечного валу, називається **кінцевою мореною**, а вали, які утворилися по боках льодовика. -- **боковою мореною**.

6.3. 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 у зимку 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 сонячних 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 < 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 »

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 спричиняється до забруднення їхньої поверхні. Досліди, проведені на льодовику Федченка, показали, що забруднений сніг танує у 2-4 рази швидше, ніж чистий. Вода, яка утворилася внаслідок абляції, на поверхні льодовика при стіганні 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 О.О. Соколова, 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.

6.4. 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.

Є багато типів гірських льодовиків. Найбільші з них **кальдерні** (в кратерах згаслих вулканів), **зіркоподібні** (кілька язиків з одного фірнового басейну, розташованого на вершині горн), **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 тьянь-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).

6.5. Поширення та значення льодовиків

Льодовики вкривають близько 10° о поверхні Землі (рис. 6.2). В межах Євроазіатського материка льодовиковий покрив найбільш розповсюджений на островах Північного Льодовитого океану і займає близько 54000 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 архіпелазі 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

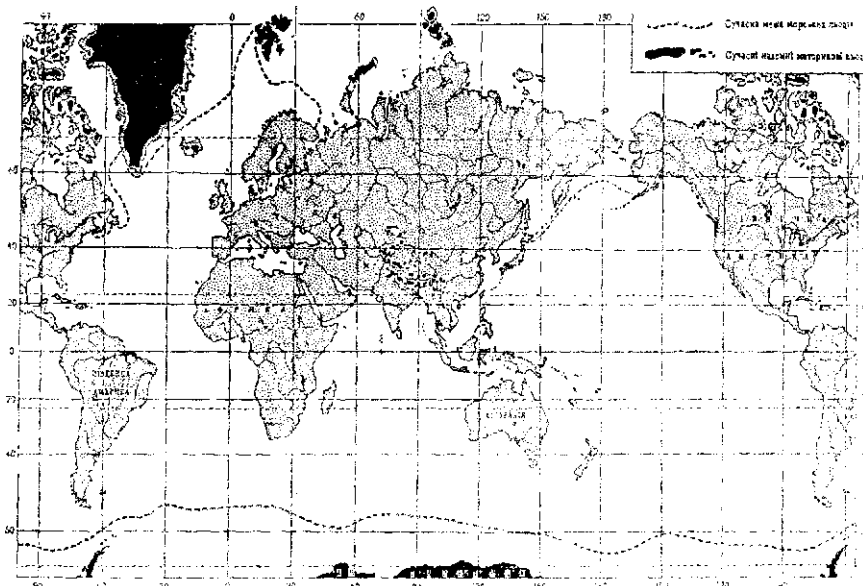


Рис.6.2. Картограмма сучасного зледеніння Землі

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 2500 льодовиків загальною площею понад 17000 км². Друге місце займає Кавказ, де знаходиться майже 1400 льодовиків загальною площею 1970 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 Вахту, Карадарі'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 воді збираються в спеціальні дериваційні канали ще під льодовиками і подаються до ГЕС.

Однак, крім корнеті, льодовики можуть спричинити великі катастрофи. Зокрема, повені та селі, що утворюються при таненні льодовиків, досягають долини, руйнують будівлі і часто призводять до загибелі тварин і людей.

Це вказує на необхідність вивчення гідрологічного режиму льодовиків і прогнозування їхнього танення.

Контрольні запитання

Як відбувається перетворення снігу в глетчерний лід та утворення льодовика?

Що таке лавини, які їхні різновидності і де вони виникають?

Що таке абляція та яких видів вона буває?
На які типи поділяються льодовики і де вони поширені?'

7. ГІДРОЛОГІЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД

7.1. Загальні відомості

Підземні води — це води, які знаходяться в товщі земної кори, заповнюючи різноманітні порожнини 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 порожнинах гірських порід та частковим заповненням порожнин гравітаційною водою. В зоні аерації знаходяться води ґрунтового шару і верховодка. **Зона насичення** характеризується тим, що пори, тріщини та інші порожнини гірських порід цілком заповнені гравітаційною водою.

Нижче від зони аерації та зони насичення у земній корі знаходяться **артезіанські (напірні) води**.

1. 1. 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 порожнин між цими частками. Такі порожнини заповнюються повітрям, водою або льодом. Щільність такої породи завжди менше щільності її скелета. Всі порожнини в породах називають порами, вони і зумовлюють **пористість** породи.

У скельних масивних породах ці порожнини виражені тріщинами, що виникли під впливом на породу різних ендегенних та екзогенних процесів. У розчинних породах, якими є вапняки, доломіти, соленосні відклади, порожнини являють собою каверни і канали, що утворились в результаті розчинення та видужування порід. У пухких осадових породах пористість обумовлена нещільним приляганням часток, які складають ці породи.

Пори за їхнім розміром поділяють: пекапілярні (діаметром більше 1 мм), капілярні (від 0.0002 до 1 мм) і субкапілярні (менше 0.0002 мм).

Кількісно пористість визначається відношенням об'єму порожнин до об'єму всієї породи або її скелета (твердих мінеральних часток, які входять до складу) породи. В першому випадку ця величина називається **пористістю**, в другому — **коефіцієнтом пористості**, або **приведеною пористістю**:

$$n = V_p / V \\ e = V_p / V_c$$

де n — пористість; V_p — об'єм порожнин; V — об'єм породи; V_c — об'єм скелета породи; e — коефіцієнт пористості, або приведена пористість.

Звичай пористість знаходять за формулами, серед яких найпростіша має вид:

$$n = (1 - D/y) 100\%$$

де D — об'ємна маса, y — питома маса.

Пористість різних порід неоднакова і може змінюватись у значних межах від частіш 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%).

Пористість пухких осадових порід збільшується зі зменшенням часток, які їх складають. Так, у пісків залежно від їхньої зернистості пористість досягає 48%, а в суглинків і глин, оскільки вони складені з пилуватих часток, нерідко становить 50-60%.

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 пилуватих (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, що дозволяє вибрати оптимальну конструкцію фільтра для свердловин підземні води.

7.3. Види води в породах

За характером зв'язку з частками породи, мірою обводнення цих часток і способом переміщення підземні води поділяють на кілька вплив.

Найпоширенішим є такий поділ: *гігроскопічна вода, плівкова вода, капілярна вода і гравітаційна вода.*

Наявність *гігроскопічної води* зумовлюється 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 (рис. 7.1). Стан, коли частка породи обволікається суцільним одномолекулярним шаром, називається *максимальною гігроскопічною водою*.

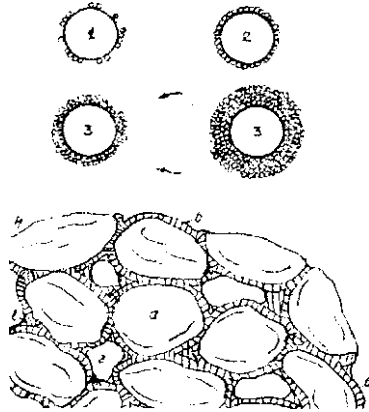


Рис. 7.1. Види води в породах
1,2 — частки породи з гігроскопічною водою (1 — неповна гігроскопічність, 2 — максимальна гігроскопічність); 3 — плівкова вода (стрілками показаний напрям переміщення плівкової води); 4 — розміщення деяких видів води між частками породи; а - частка породи; б — плівкова вода; в — вода кутів пор; г - повітря у норах породи

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 етапі і здатна переміщуватись у породи з однієї частки на іншу в напрямку її більш вологих ділянок до сушіших (рис. 7.1). Плівкову воду характеризують ще як рихлозв'язану воду.

Капілярна вода — це вода, яка заповнює частково чи повністю капілярні пори породи. При насиченні породи водою може виникнути такни 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 порожнинах між частками породи, вкритих водяною плівкою, заповнюючи лише кути між плівковою водою (рис. 7.1).

Така вода утримується силами поверхневого натягу, її називають водою кутів пор, що є різновидністю капілярної води. При дальшому 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 порожнині, 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 поверхні 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. У пісках кінцева висота підняття вологи досягається швидше, ніж у супісках і суглинках. Максимальні значення висоти капілярного підняття вологи характерні для порід, складених з найдрібніших часток (табл. 7.1).

Таблиця 7.1

Висота капілярного підняття води залежно від розміру часток породи

Порода	Розмір часток, мм	Висота капілярного підняття, мм
Гравій, жорства	8-4	16
Гравій, жорства	4-2	26
Пісок крупнозернистий	2-1	84
Пісок крупнозернистий	1-0,5	155
Пісок еретьозернистий	0,5-0,25	270
Пісок дрібнозернистий	0,25-0,10	592
Пісок тонкозернистий	0,10-0,05	1012
Пил	0,05-0,01	2011

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 круговороту 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 вод 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 порожнини 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. Гравітаційні

підземні води передають гідростатичний тиск, завдяки якому за певних геологічних умов можуть підніматись вгору за законом сполучених посудин. 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. Така вода добре відома у вигляді викопного та печерного льоду, особливо в зоні багаторічної мерзлоти. 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 вода в пароподібному стані, водяна пара. Крім і гігроскопічної води, яка обволікає у вигляді водяної пари частки породи, в останніх існує також вільна пароподібна вода. Разом з повітрям вона заповнює порожнечу, 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 краплини-рідку воду і поповнює гравітаційну воду, формуючи горизонти підземних вод.

Пароподібна вода, як і гравітаційна, бере активну участь у круговороті води в природі.

Кристалізаційна вода і **хімічно зв'язана** займають у гірських породах особливе місце. За своїм етапом вони зовсім не схожі на воду інших видів. Кристалізаційна вода є складовою частиною мінералів і входить в їхню кристалізаційну решітку у вигляді молекул H_2O . Прикладом мінералів, що мають кристалізаційну воду, є гіпс — $(\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O})$, мірабіліт ($\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$), сода ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$). 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 — CaSO_4 .

Хімічно зв'язана, або конституційна вода — це вода, яка також входить до складу мінералів, проте в кристалічній решітці вона перебуває не у вигляді молекул H_2O , а гідроксильного та водневого іонів — OH^- , H^+ . Також іона оксинію H_2O . Ця вода найміцніше зв'язана з мінералами. Здебільшого вона виділяється при температурі 500–600°C при повному розпаді мінералу, в якому вона міститься. Прикладом хімічно зв'язаної води є вода тальку $(\text{Mg}_3(\text{OH})_4\text{Si}_4\text{O}_{10})$, каоліну $(\text{Al}_2(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5)$, діаспору ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

До хімічно зв'язаної води належить також цеолітна вода, яка входить до складу групи мінералів, названих цеолітами. Це, наприклад, натроліт $(\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_7 \cdot 2\text{H}_2\text{O})$ або анальцит $(\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_7 \cdot \text{H}_2\text{O})$. У мінералах цеолітна вода міститься у вигляді молекул H_2O , де займає порожнечу каркасу «Кристалічної решітки». Вона дещо нагадує кристалізаційну, проте виділяється при нижчих температурах, ніж остання.

Кристалізаційна вода і хімічно зв'язана не беруть участі в круговороті води в природі, а тому до складу підземних вод, які вивчає гідрологія, не входять.

7.4. 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 породи за природних умов. Однак ця ж порода залежно від конкретних умов може мати різну вологість. Тому природна вологість визначається на певний час і виражається відношенням маси води в породи до маси породи після її висушування при температурі 105–110°C:

$$W = \frac{m_w}{m_d} \cdot 100\% = \left(\frac{m_w}{m_d} - 1 \right) \cdot 100\%$$

де W — природна вологість, m_w — маса води в породи, m_d — маса сухої породи, t_w — температура висушування.

Вологість породи, яка визначається відношенням маси води в породи до маси сухої породи, називається **ваговою вологістю**. Розрізняють **тотальну вологість**, яка являє собою відношення об'єму води, що міститься в породи, до об'єму всієї породи. Відношення об'ємної вологості до пористості породи показує ту частину пор. яка зайнята водою, і називається **відносною вологістю**. В абсолютно сухій породи відносна вологість дорівнює нулю, а при цілковитому заповненні пор водою становить 100%.

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), слабко вологоємні (крейда, пухкі пісковики), невологоємні (скельні породи, 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 і визначається за тими ж формулами, що й пористість. Для глинистих і суглинкових порід, здатних збільшувати свій об'єм при насиченні їх водою, повна вологоємність може бути дещо більша від пористості. Тому для таких порід розрізняють повну вологоємність за даної пористості і повну вологоємність і, при вільному набуханні породи. Для порід, які не розбухають, поняття повної вологоємності збігається з поняттям повної вологості.

Капілярна вологоємність — це найбільша кількість води, яка утримується в капілярах породи при повному насиченні їх. Для глинистих порід 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 (табл. 7.2).

Таблиця 7.2
Максимальна молекулярна вологоємність порід з різним діаметром часток (за О.В.Лебедевим)

ДІАМЕТР ЧАСТОК, ММ	МАКСИМАЛЬНА МОЛЕКУЛЯРНА ВОЛОГОЄМНІСТЬ
1 - 0,5	1,57
0,5 - 0,25	1,60
0,25 - 0,1	2,73
0,1 - 0,05	4,75
0,05 - 0,005	10,18
0,005 і менше	44,85

У ґрунтознавстві максимальна кількість води, яка утримується в породі 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.

У практиці найчастіше визначають максимальну молекулярну вологоємність. Для цього існує кілька методів: високих колон, вологоємних середовищ, центрифугування. Метод високих колон застосовують

здебільшого для піщаних порід. Він полягає у визначенні вологості в колоні над капілярною зоною після повного стікання гравітаційної водн. Діагностика вологоємних середовищ застосовують для глинистих порід і пісків, діаметр часток яких не більше 0.55 мм. Цей метод полягає у віджиманні під пресом гравітаційної води з породи, вміщеної між шарами фільтрувального паперу. Метод центрифугування застосовують для різних порід. Він полягає у виділенні з породи води за допомогою потужної центрифуги.

При польових дослідженнях користуються спеціальними приладами — вологомірами.

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 і гравійні породи, а також тріщинуваті скельні та закарстовані породи. Дрібнозернисті (особливо глинисті) піски значну частину води затримують у собі у вигляді гігроскопічної, плівкової та капілярної. Найменша, або практично відсутня, водовіддача в глин. Певну уяву про водовіддачу різних порід дає табл. 7.3.

Дефіцит вологи, або **недостаток**, або **ненасичення** — це кількість водн.

яка може додатково вміститись у породі в природних умовах вологості. Визначається цей показник за різницею між повною вологоєм-

Таблиця 7.3
Середнє значення водовіддачі для деяких гірських порід (за І.К.Гавіч)

порода	водовіддача, і доли одиниці і
суглинки піщані	0,005 - 0,05
супіски	0,05 - 0,10
тонкозернисті піски	0,10 - 0,15
дрібнозернисті піски	0,15 - 0,20
середньозернисті піски	0,20 - 0,25
крупнозернисті і гравелісти піски	0,25 - 0,35
вапняки тріщинуваті	0,001 - 0,10
пісковики тріщинуваті	0,02 - 0,03

ністю і природною вологістю.

(остатнє уявлення про розподіл вологості у вертикальному розрізі певної ділянки суші в природних умовах дає рис. 7.2. з нього видно, що ступінь насиченості порід водою у верхній

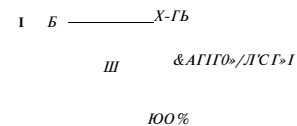


рис.7.2. епіюра розподілу вологості по розрізу

КК — капілярна кайма; ГВ — рівень ґрунтових вод. вологість відповідає: І — максимальній молекулярній вологоємності (або польовій вологоємності); ІІ — капілярній вологоємності; ІІІ — повній вологоємності (водоносний горизонт)

частині розрізу характеризується максимальною молекулярною вологоємністю — нижче породи зволожені до капілярної вологоємності, а ще нижче — до повної вологоємності.

Частина розрізу, породи якого характеризуються повною вологоємністю (тобто повністю насичені водою) утворює горизонт ґрунтових вод. Над ним знаходиться зона аерації, в якій розташовуються підземні водні, що зумовлюють капілярну вологоємність і максимальну молекулярну або найменшу, чн польову, вологоємність.

7.5. 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 1.

Розуміння сулі коефіцієнта фільтрації базується на законі Дарсі, за яким кількість води (Q), що просочується крізь породу за одиницю часу, прямо пропорційна коефіцієнту фільтрації (k), падінню напору (h), площі поперечного перетину породи (F) та обернено пропорційна довжині шляху фільтрації (l):

$$Q = khF \cdot i$$

Падіння напору (h) — це різниця рівнів $p = H_1 - H_2$: у двох точках підземного потоку А і Б. Завдяки такій різниці рівнів виникає напір, під дією якого вода з перетину AA' рухається в напрямку перетину BB' (рис. 7.3).

ШігеШрягтевштШ^Шп

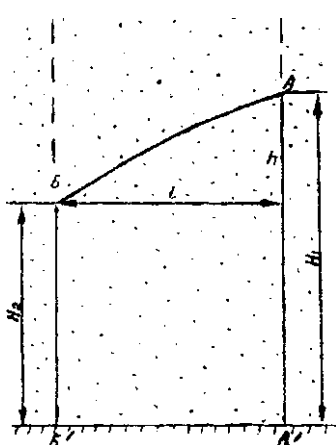


Рис.7.3. Переріз ділянки підземного потоку

AB — поверхня потоку; A'B' — водотрив; H_1, H_2 — товщина ґрунтового потоку Π в точках А, Б; L — довжина шляху між перерізами потоку AA' та BB'; h — напір

Відношення M є **гідралічним градієнтом**, який показує падіння напору на одиницю довжини шляху фільтрації. Тоді попередню формулу можна записати таким чином:

$$Q = kiF$$

Оскільки кількість води Q, що пролікає крізь певний перетин породи, дорівнює добутку швидкості її руху V на площу поперечного перетину F, тобто

$$Q = VF$$

то

$$kiF = VF \text{ або } i = \frac{V}{k}$$

При гідралічному градієнті, рівному одиниці ($i=1$). $k=V$, що становить сутність коефіцієнта фільтрації.

Коефіцієнт фільтрації найчастіше виражають у таких одиницях і швидкості: **м/добу, см/с. м/с.**

За водопроникністю, або фільтраційними властивостями, всі гірські породи поділяють на три групи: **водопроникні** (галька, гравій, добре відсортований чистий пісок, а також закарстовані та тріщпні породи), і **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. Тоді до перших відносять і напівпроникні породи.

Водопроникність гірських порід обумовлює водозбагаченість водонесних горизонтів. Чим більший коефіцієнт фільтрації породи, тим більша водозбагаченість водонесного горизонту, складеного такою породою. Найбільш водозбагаченими є горизонти, складені гальками, крупнозернистими пісками, а серед скельних порід — найбільш тріщинуватими різновидами. Водозбагаченість водонепроникних порід — нульова. Уявлення про фільтраційні властивості гірських порід дає табл. 7.4.

Існує багато способів визначення фільтраційних властивостей гірських порід. Їх можна звести до трьох різних груп:

Таблиця 7.4

Величини коефіцієнта фільтрації ких порід. Їх можна звести до трьох різних порід (за ВО. Приклонським)

перша — коефіцієнт фільтрації визначається в польових умовах за допомогою відкачування води зі водонасичених порід або наливання і нагнітання її в сухі породи (чим більше відкачується водні за певний час з породи або чим більше її наливається через свердловину, тим більший коефіцієнт фільтрації досліджуваннх порід); друга — визначення в лабораторії за допомогою різних фільтраційних приладів (трубка Каменського, трубка Спецгео, прилад Тім і та ін.) на відібраних у полі зразках порід; третя — розрахунки з імпіричними формулами, які враховують пористість і гранулометричний склад порід (формули Газена, Замаріна, Сліхтера та ін.). В останніх двох вішалках — коефіцієнт фільтрації буде тим більший, чим більший розмір часток, що складають породу, і чим менша пористість породи.

Породи	Коефіцієнт фільтрації, м/добу
Галечник промитий	100
Галечник г піском	100-20
Піски	50-2
ПІСКИ ГЛИНИСТІ	2-0, i
Суглинки	0, i
Глини	0, i

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. Ламінарний рух підлягає приведенню вище закону Дарсі, з якого виходить також, що швидкість фільтрації води при ламінарному русі прямо пропорційна коефіцієнту фільтрації (k) напірному градієнту в першому ступені (i): $V = ki$. Тому закон Дарсі ще називають лінійним законом фільтрації.

Турбулентний рух спостерігається в тріщинуватих породах з широкими тріщинами, характеризується великими швидкостями завихреннями і порушеннями суцільного потоку. В природі він не підлягає закону Дарсі, а узгоджується із закономірністю Шезі-Красноіольського, за якою швидкість руху води виражається формулою

$$V = C \sqrt{i} R$$

де V — швидкість руху підземних вод, м/добу; C — емпіричний коефіцієнт; R — гідралічний радіус, який визначається окремо, м; i — градієнт. З цієї формули видно, що при турбулентному русі швидкість руху води прямо пропорційна напірному градієнту в ступені $1/2$.

Турбулентний рух у природі спостерігається дуже рідко — лише в великих тріщинах, а також при надходженні води в гірничі виробки **ЧП** водозабірні споруди, тому при вирішенні більшості задач гідролога 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 (B) на час, за який речовина пройшла її (T), одержують дійсну швидкість руху підземних вод

(V):

$$V = C / T$$

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 (рис. 7.4)

7.6. 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. Овчинникова. За цією класифікацією підземні води поділяються на три типи; верховодку, ґрунтові 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 підстилають більш проникні відклади. Верховодка накопичується переважно на поверхні глин, суглинків та інших елабонронічних порід, які знаходяться у водопроникних породах у вигляді окремих лінз або прошарків, залягаючи в кілька ярусів (рис. 7.5).

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.

О.М. Овчинников відносить до верховодки капілярні води зони аерації, води піщаних масивів і дюн, такирів і бугристих пісків, а також, з певною умовністю, болотні води.

Дуже близькими до верховодки є **води ґрунтового шару**, під якими розуміють сукупність усіх вод, що можуть перебувати в орному ґрунті як у

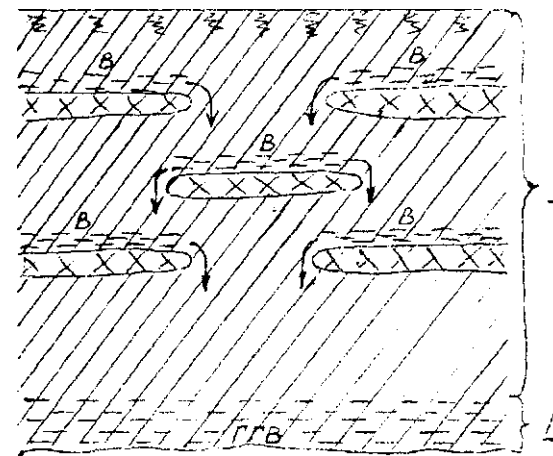


Рис.7.5. Умови залягання верховодки в лесових суглинках півдня України 1 - рослинний шар; 2 — глабпронікні лесовидні суглинки; 3 - водонепронікні лесовидні суглинки (викопні ґрунти); 4 водонепронікні червонобурі ілшпі (водотрив.). ГГВ - горизонт ґрунтових вод; I - зона аерації, II — зона насичення

Рис.7.4. Схема електричного способу визначення швидкості ґрунтового потоку

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*. Вивчення цієї вологлі, механізму її переміщення, балансу, закономірностей формування та вливу на врожай має особливе значення при розв'язанні питань сільськогосподарського виробництва. Води ґрунтового шару є об'єктом вивчення переважно ґрунтознавців, агрономів, меліораторів.

ґрунтові води— це і равітаційні води першого від поверхні постійного водоносного горизонту, основною особливістю їх є вільна безнапірна поверхня, зумовлена відсутністю водотривкої покрівлі. Як правішо 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. 1 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, називаються *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* \ на *басейн ґрунтових вод* (ґрунтовий басейн). Мотивують це тим, що ґрунтовий потік, на відміну від басейну ґрунтових вод, має такий похил поверхні водії, який забезпечує вільніш стік їх. У басейні ґрунтових вод вільного стоку майже немає. В цьому випадку вода може переміщуватись переважно в шарі, розташовані нижче.

ґрунтові води називають міжшаровими безнапірними водами, якщо воші 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 *водотривком* або *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 залягання їх. На території України глибина залягання ґрунтових вод коливається від 0,0-0,5 м (в болотних і алювіальних відкладах її північно-західної частини) до 10-20 м, рідше до 25 м (у лесовидних суглинках її 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. В природі існує багато зв'язків ґрунтових вод з поверхневими. Найтиповіші з них наведені на рис. 7.6. Аналогічні

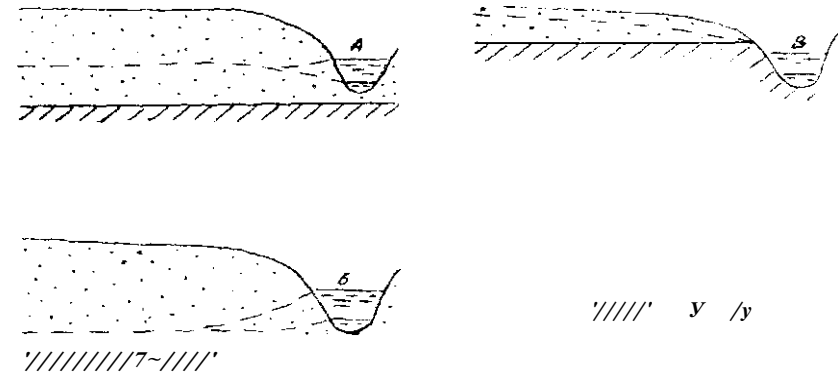


Рис.7.6. Різні випадки співвідношення поверхневих і ґрунтових вод (за М.О. Вевіровською)

А - дзеркало ґрунтового потоку нахилене до річки; Б - дзеркало ґрунтового потоку нахилене від річки, живлення ґрунтових вод відбувається за рахунок фільтрації річкових вод; В — гідравлічного зв'язку між ґрунтовими і поверхневими водами немає; Г - гідравлічного зв'язку між ґрунтовими і поверхневими водами немає, але в водопілля ґрунтові води живляться за рахунок фільтрації поверхневих вод. 1 - водопроникні породи; 2 - водотривкі породи; 3 -- рівень ґрунтових вод

зв'язки ґрунтових вод спостерігаються також з водами каналів, водосховищ, ставків.

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 підшви верхнього водотривкого горизонту). При достатній величині напору 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, особливо в побуті, свердловини, які розкривають такі води, також називають артезіанськими.

Залягаючи в досить великих від'ємних (синклінальних) геологічних структурах, артезіанські водн утворюють артезіанські басейни, які складаються з трьох областей: живлення, напору і розвантаження

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 осадкових 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 частіша артезіанського басейну, в якій рівень підземних вод може піднятися вище підшви водотривкої покрівлі водоносного горизонту. Відстань від водотривкої підшви по вертикалі до

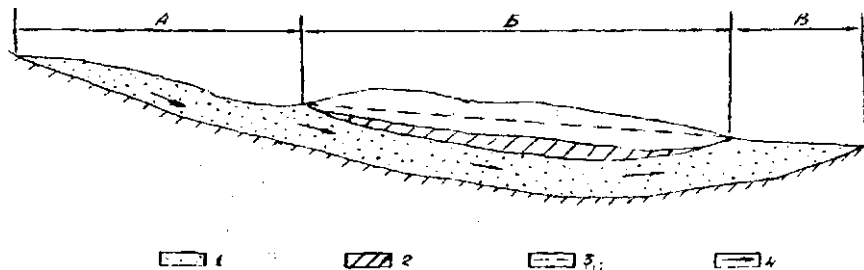


Рис. 7.7. Схема артезіанського басейну (за О.М.Овчинніковим)

А — область живлення; Б — область напору; В — область розвантаження (стоку)
1 — водоносні породи; 2 — водотривкі породи; 3 — рівень води; 4 — напрям руху води

місця, на якому встановлюється рівень напірних вод, називається *напором*. Часто цей рівень називають *гісометричним*.

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 гісометричному 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 дренажування* артезіанських вод.

В Україні артезіанськими є Дніпровсько-ДонецькшЗ 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 дренажування. 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 дренажування — 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 (рис. 7.8).

Найбільше ґрунтові і напірні води взаємозв'язані в річкових долинах та інших пониженнях рельєфу, де відбувається дренажування водоносних горизонтів, у результаті чого річкові або озерні води поповнюються за рахунок підземних вод. Попов-

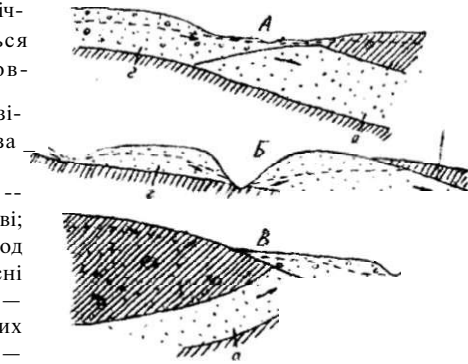


Рис. 7.8. Взаємозв'язки артезіанських та ґрунтових вод (за О.М.Овчинніковим)

А — живлення артезіанських вод; Б -- перехід артезіанських вод у ґрунтові; В — живлення ґрунтових вод артезіанськими водами. 1 — водоносні породи; 2 — водотривкі породи; 3 — рівень води; 4 — напрям руху води, а — артезіанські води; г — ґрунтові води

нення річкових вод у результаті дренажу водоносних горизонтів, тобто 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 (витоком) річки. В такому випадку витік річки має вигляд невеликого болота або озера, окремого джерела або кількох джерел.

За умовами залягання, переміщення і циркуляції серед підземних вод виділяють тріщинні (в тріщинах масивних скельних порід — гранітах, гнейсах, пісковиках тощо), карстові (в закарстованих породах — вапняках, крейді, гіпсі), тріщинно-карстові (в слабозакарстованих породах). Залежно від наявності чи відсутності напору всі ці води є відповідно напірними чи ґрунтовими.

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 самовиліватись, якщо свердловинами їх досягають.

7.7. Теорії походження підземних вод

У гідрології підземних вод відомі такі теорії їхнього походження: інфільтраційна, конденсаційна, ювенільна, похованих вод.

За **інфільтраційною** теорією, підземні води формуються за рахунок атмосферних опадів, які через дрібні каналці в гірських породах проникають у шари Землі, де й накопичуються. В такому варіанті інфільтраційна теорія була сформульована в 1717р. на підставі спеціальних досліджень, проведених свого часу французьким фізиком Маріоттом. хоча зародилася вона ще до нашої ери. Так, древньоримські філософи вважали, що підземні води і джерела виникають за рахунок просочування в землю дощових та снігових вод. На відміну від Маріотта, вони, як і інші попередники цього вченого, для обґрунтування своїх припущень ще не

проводили спеціальних спостережень.

Наприкінці ХУІІІ ст. інфільтраційна теорія походження підземних вод стає загально визнаною. В Росії цю теорію розвивав М.В. Ломоносов. який вказував, що просочування води в гірські породи відбувається не скрізь, а лише там, де на денній поверхні залягають водопроникні утворення.

За **конденсаційною** теорією, підземні води формуються лише за рахунок водяної пари, яка міститься в повітрі. Ця теорія була висунута в 1877 р. німецьким гідрологом Фольгером. котрий вважав, що опадів випадає занадто мало, щоб вони могли просочитись на достатню глибину і створити там горизонти підземних вод. Повітря, на його думку, проникає в землю, де на відповідних глибинах в умовах більш знижених температур конденсується водяна пара і накопичуються підземні води.

Конденсаційна теорія Фольгера. хоча й одержала підтримку деяких учених, дуже швидко була розкритикована. Зокрема. Фольгеру доводили, що в атмосфері немає такої кількості водяної пари, якої було б досить для живлення підземних вод. Але найбільш уразливим місцем його теорії вважалось те, що вона базується на положеннях, не підтверджених експериментом.

Критика конденсаційної теорії Фольгера була настільки сильною, що незабаром вона була забута.

Проте в гідрології підземних вод відомі явища і процеси, які практично неможливо пояснити лише інфільтраційною теорією. Зокрема, наявність підземних вод в пустелях, де атмосферні опади практично відсутні. Відомі випадки формування верховодки в інших місцях у періоди відсутності атмосферних опадів.

Значною мірою конденсаційну теорію Фольгера доповнив О.Ф. Лебедев. На підставі дослідів, проведених ним протягом 1907-1917 рр., він встановив, що між атмосферою і земною корою існує певна водна рівновага. В умовах, коли пружність водяної пари в наземній атмосфері перевищує її пружність в підземній атмосфері, водяна пара переміщується з повітря в гірські породи, потім рухається з місць з більш високою температурою в місця з нижчою температурою, де і відбувається конденсація пари. При цьому процес конденсації йде за такою схемою: гігроскопічна вода-ієйвкова вода-мравітаційна вода.

О.Ф. Лебедек довів, то водяна пара може перемішувати: і в зворотному напрямку - ' гру ту в наземну агмосферу. и також ".одного шару гірської породи в іншій > зимовий період водяна пара рухається рл нижніх горизонтів у верхні Величина такого живлення за зимовий період ;• ьч рзіппу Одеси, наприклад, досяєде 66 од/шару воді:, а дія рлі>ш> Ро.т> ь.-па-Дову — 67 80 мм. Влітку, навпаки, переміщується водяна пара •; верхніх горизонтів у нижні аж до горизонту ? иоснійш-ь- темперигу" ою. де і формується перший горизонт підземних вод.

Дослідження О.Ф. Лебедева підтвердили і доповнили ряд положень ін-

фільтраційної теорії. Отже, його роботами було доведено, що в формуванні підземних вод беруть участь як конденсаційні, так і інфільтраційні води.

Нині конденсаційні процеси утворення підземних вод не заперечуються, але в гідрології практичні висновки базуються на інфільтраційній теорії походження підземних вод за рахунок атмосферних опадів і поверхневих вод. Як відомо, атмосферні опади, потрапивши на поверхню Землі, частково випаровуються, частково ідуть на формування поверхневого стоку, і частина їх проникає в гірські породи. Коли атмосферні опади потрапляють на пухкі піщані, піщано-глинисті, суглинкові породи, вони просочуються на певну глибину, досягають водотриву і накопичуються на ньому у вигляді горизонтів підземних вод.

Процес просочування атмосферних опадів у породи називається **інфільтрацією**. Цей процес досить складний. Починається він із вбирання поверхнею часток породи атмосферної води під впливом сорбційних і капілярних сил. При дальшому зволоженні ґрунтів і порід та заповненні капілярних пор водою відбувається власне просочування завдяки капілярним і частково гравітаційним силам. Нарешті, після повної насичення породи атмосферними опадами останні переміщуються лише під дією гравітаційних сил, тобто за рахунок власної маси води. Підземні води, які формуються за такою схемою, називаються **інфільтраційними**: Кількість атмосферних опадів (у міліметрах шару), яка просочилась в породи за одиницю часу, називається **інтенсивністю просочування**. Вона вимірюється в *мм/хв*. **Сумарна величина просочування** — це шар води (в міліметрах), яка просочилась за певний проміжок часу.

Процеси інфільтрації відбуваються і під час зрошення, а також при тимчасовому (в період водопілля чи при паводках) або постійному (штучні водойми) zalivanні подою певних ділянок суші.

Коли атмосферні опади потрапляють на поверхню тріщинуватих порід; (гранітів, базальтів, пісковиків, вапняків, особливо закарстованих), то на глибину вони проникають безпосередньо по тріщинах. Просочування атмосферних вод у породи крізь великі тріщини, на відміну від інфільтрації, називають **інфлюацією**. Підземні води, що утворились завдяки процесам інфлюації, називаються **інфлюаційними**.

За **ювенільною** теорією, з якою в 1902 р. виступив австрійський геолог Е. Зюсс, підземні води утворюються на великих глибинах з пари і, можливо, з дисоційованих атомів водню і кисню. Початок цих водам дають або газові виділення з магми, або води, що у вигляді кристалізаційних і хімічно зв'язаних входять до багатьох мінералів.

Вважають, що ювенільні води можуть утворюватись в областях глибоких розломів земної кори або із місць недавньої активної магматичної діяльності: змішавшись недалеко від земної поверхні з інфільтраційними водами, вони виходять на денну поверхню у вигляді мінеральних та термальних джерел. На відміну від ювенільних вод, інфільтраційні води

атмосферного походження Е. Зюсс назвав **вадозними**.

За теорією **похованих вод**, підземні води — це певна частіша їх, яка сформувалась за рахунок води древніх морських басейнів. За певних іоґічних процесів ці води потрапляють у гірські породи, які з часом переक्रиваються більш молодими нашаруваннями, в чому і полягає "поховання" таких вод. Вважається, що за віком поховані підземні води такі ж, як і породи, що їх утримують. Різновидом похованих вод є **седиментаційні води**, під якими розуміють води, що почали формуватись у прісних або солоних басейнах одночасно з породами, в яких ці води знаходяться дотепер. Протягом тривалого геологічного часу вони зазнали значних змін, змішались з інфільтраційними та іншими водами, в тому числі й похованими. До похованих та седиментаційних підземних вод відносять води глибинних частин літосфери, зокрема нафтогазоносних товщ.

7.8. Режим підземних вод

Режим підземних вод — це зміна в просторі і часі їхніх рівнів, температури та хімічного складу під впливом метеорологічних, гідрологічних, геологічних, геоморфологічних і біогенних факторів та діяльності людини.

Від того, який з факторів або група їх є головними у формуванні режиму, виділяють кілька типів останнього. Так, Г.М. Каменський виділяє прибережний, вододільний, мішаний, карстовий, мерзлотний і штучний типи режиму. Серед кожного з цих типів нині розглядають окремо режим рівнів підземних вод, режим температури підземних вод, гідрохімічний режим підземних вод.

Прибережний тип режиму властивий підземним водам, які тісно пов'язані з поверхневими водами. Він формується під впливом змін рівнів, температури та хімічного складу, які відбуваються в річках, озерах, морях або інших водоймах.

В міру віддалення від поверхневих вод вплив останніх на режим підземних вод зменшується — коливання рівнів, температури і хімічного складу води, спричинені коливаннями їх у річці чи водоймі, поступово затихають і зникають зовсім.

Вододільний тип режиму характерний для підземних вод тих частин вододілів, які значно віддалені від річок та різних поверхневих водойм. Формується він переважно під впливом кліматичних факторів, серед яких головне місце займають атмосферні опади. Саме в вододільному типі режиму найчастіше спостерігається формування ґрунтових вод за рахунок атмосферних опадів.

Мішаний тип режиму є результатом накладання впливу сирімих і неших, з однієї боку, коливаннями рівнів поверхневих вод, з іншого — атмосферними опадами. Спостерігається такий тип режиму на ділянках, розташованих між частинами вододілу, на яких формуються прибережний та вододільний типи. В часі за відповідних умов на таких ділянках може

більше проявитися вплив річки або атмосферних опадів, або однаковою мірою вплив і річки, і атмосферних опадів.

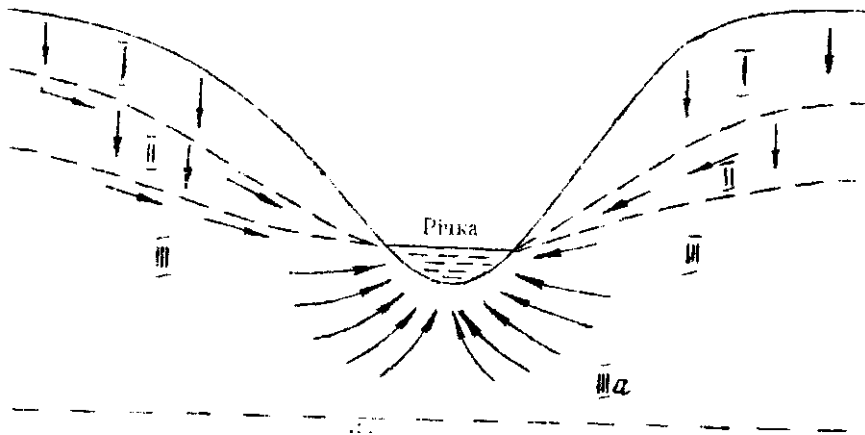
Якщо розглядати режим підземних вод на вододільному просторі в напрямку від однієї річки до іншої, то виділяються ділянки з типами режиму в такій послідовності: прибережний—мішаний—**МОДОДІЛЬНИЙ**—мішаний—мірпбережний. Перехід типів режиму від однієї ділянки до іншої, **ЯК** правило, невиразний і може змінюватись у часі і по площі залежно від коливань режимоутворюючих факторів: після рясних атмосферних опадів підвищуються рівні на ділянках з усіма типами режиму, а з часом і в річці.

Таким чином, вододільний простір), з точки зору режиму підземних вод, це жива динамічна система, котра досить чутливо реагує на зміни режимоутворюючих факторів.

Карстовий тип режиму утворюється в зоні інтенсивного впливу на поверхневих вод у карстових районах. Своєрідність цього типу полягає в умовах циркуляції підземних вод в закарстованих породах у вертикальному напрямку. Д.С. Соколов виділяє чотири зони циркуляції підземних вод у вертикальному розрізі закарстованих порід (рис 7.9).

Перша зона **зона аерації**. Вона характеризується тим, що в ній здійснюється інфільтрація води, головним чином, у вертикальному напрямку.

Друга зона **зона сезонних коливань рівня підземних вод**. Залежно від пори року рух карстових вод може відбуватись і в горизонтальному, і у вертикальному напрямку. В засушливі періоди року, коли спостерігаються низькі рівні підземних вод, вони рухаються переважно зверху вниз. При



І по /..). Лоті насичення, руху і режимів карстових вод (за Д.С.Соколовим) зона аерації; II - зона сезонних коливань рівня підземних вод; III - зона повного насичення в сфері дренуючої дії річки (IIIa - сфера розвантаження надземних вод на дні річкової долини); IV - зона глибокої циркуляції підземних вод. (стрілками показавши напрям руху вод)

172

високих рівнях у багатоводні періоди року завдяки дренуючій ролі річок підземні води рухаються в горизонтальному напрямку.

Третя зона — це **зона повного насичення** у сфері дренуючого впливу річкової долини. Підземні води в цій зоні рухаються лише в бік найближчої дренуючої долини.

Четверта зона — **зона глибокої циркуляції підземних вод**, рух яких тут обумовлюється загальними геолого-структурними особливостями регіону. Дренуючий вплив річкової системи на карстові води цієї зони відсутній. Рух підземних вод у цій зоні підпорядкований положенням загального базису і стоку.

Мерзлотний тип режиму підземних вод має місце в зоні багаторічної мерзлоти. Своєрідність цього типу режиму обумовлена охолодженням гірських порід верхнього шару літосфери і охолодженням уміщених в них підземних вод до від'ємних температур, яке відбувається впродовж від кількох років до десятків тисячоліть.

За Н.І. Толстухіном, підземні води зони багаторічної мерзлоти поділяють на три категорії: надмерзлотні, міжмерзлотні і під мерзлотні. Кожна з цих категорій вод має свої особливості режиму.

Надмерзлотні підземні води залягають вище товщі порід багатоголової мерзлоти. Це звичайні ґрунтові води, пов'язані переважно з четвертинними породами. Взимку вони можуть промерзати цілком, і в цьому випадку доповнюють зону багатоголової мерзлоти. Влітку ці води поєднуються з шаром порід, які розтанули. Живлення їх відбувається за рахунок атмосферних опадів, а також за рахунок відтавання діяльного шару. Тому коливання рівнів надмерзлотних підземних вод збігається з коливаннями температури повітря і атмосферних опадів.

Надмерзлотні підземні води, обмежуючись знизу шарами багаторічної мерзлоти, а зверху горизонтом сезонного промерзання, в холодну пору року, замерзаючи, збільшуються в об'ємі і створюють значний тиск. Під цим тиском у місцях найменшого опору водоносних порід формуються так звані налідні бугри. Поверхня цих бугрів може розтріскуватись, а при цьому частина надмерзлотних вод виливається на донну поверхню, утворюючи складні натічні форми.

Міжмерзлотні підземні води затягають у товщі порід багаторічної мерзлоти. Вони можуть перебувати в твердому і рідкому стані. Одна з особливостей режиму цих вод полягає в тому, що в часі залежно від температурних коливань вони частково переходять з одного етапу в інший. Ділянки, де серед шарів багаторічної мерзлоти вода перебуває в рідкому стані, називаються **таликами**. Холодної пори року розміри таликів зменшуються, а теплої — збільшуються. Талики служать каналами, за допомогою яких з'єднуються надмерзлотні і підмерзлотні води. По цих каналах відбувається живлення підмерзлотних вод за рахунок атмосферних опадів.

173

Підмерзлотні підземні водп — це підземні води в рідкому стані, що залягають під шарами багатовікової мерзлоти.

Здебільшого підмерзлотні підземні води мають напір і за умовами залягання та циркуляції не відрізняються від напірних артезіанських вод за межами районів багаторічної мерзлоти. Часто при розкритті свердловинами ці води самовиливаються.

Штучний тип режиму підземних вод формується під впливом штучних водойм та в районах проведення різних видів водної меліорації — зрошення, осушення, обводненім тощо.

Завдяки господарській діяльності людини режим підземних вод, що формувався лише під впливом природних факторів, починає зазнавати певних змін. Штучні водойми формують зону підпору підземних вод, у якій їхній режим визначається режимом цих водойм. Формується антропогенний різновид прибережного типу режиму. Часто в зонах, прилеглих до таких водойм, утворюються водоносні горизонти в породах, які до цього не були обводненими.

В районах зрошення та обводнення часто підвищуються рівні ґрунтових вод, і цей процес у часі протягом кількох років є переважаючим в їхньому режимі. В районах осушувальної меліорації, навпаки, рівні ґрунтових вод знижуються не лише на осушуваних масивах, а й на прилеглих до них землях.

Своєрідний режим ґрунтових вод формується в умовах міської забудови, зокрема на території степової зони України, де підтоплення зазнають забудовані площі. Основна причина цього — інфільтрація в слабопроникні відклади води за рахунок втрат із підземних комунікацій — водопроводу, каналізації, систем опалення, гарячого і технологічного водопостачання.

У більшості випадків вгосв господарської діяльності людини на режим підземних вод попервах найбільшою мірою позначається створенням водойм, зрошувальної чи осушувальної системи. З часом, коли експлуатація такого об'єкта стабілізується, стабілізується й режим підземних вод. Тоді на фоні штучного режиму підземних вод стає помітним вгосв природних факторів, особливо атмосферних опадів: при їх випаданні чи відсутності відповідно підвищуються або знижуються рівні, які до цього були сформовані під впливом діяльності людини.

Тривале підвищення рівнів підземних вод під впливом діяльності людини, надходження більш теплих вод з наземних і підземних комунікацій! сприяють підвищенню температури таких вод і активізують процеси вилуговування та розчинення солей, які містяться в гірських породах. Тому змінюються не лише рівні підземних вод, а й в їхня температура та хімічний склад.

7.9. Особливості хімічного складу і фізичних властивостей підземних вод

Хімічний склад підземних вод залежить від ряду природних і антропогенних факторів. Серед природних найважливішими є метеорологічні та геологічні фактори.

Атмосферні опади, маючи певний хімічний склад, потрапивши на земну поверхню, вже приносять деяку кількість компонентів у підземні води. Циркулюючи у верхніх шарах літосфери, переміщуючись з одного місця в інше, вони розчиняють і видужують мінерали, з яких складаються гірські породи, збагачуються новими хімічними інгредієнтами і приносять їх у горизонти підземних вод. Підземні води, котрі залягають близько від земної поверхні, збагачуються також на гази, що є в атмосфері, а більш глибокі водоносні горизонти! — на гази земних надр.

У результаті складних процесів взаємодії між водами, породами та газами під впливом тиску і температури, а також під впливом антропогенних факторів формуються підземні води, різні за іонним та газовим складом, за мінералізацією. Велика різноманітність підземних вод за хімічним складом є основною їхньою рисою. Серед підземних вод є широко відомі прісні водп, котрі за величиною мінералізації та вмістом головних іонів подібні до атмосферних опадів або річкових вод; солоні водп, подібні до морських та океанічних, а також води-розсоли, які на поверхні Землі відомі лише в соляних озерах.

На відміну від поверхневих, підземні води, більшою мірою збагачені важкими і рідкісними хімічними елементами. Будучи тісно зв'язаними з різноманітними гірськими породами, вони можуть значно більше, ніж інші води, збагачуватись на ці елементи. Тому максимальні концентрації важких і рідкісних хімічних елементів трапляються саме в підземних водах. Так, вміст у морській воді срібла становить 0,0003 мг/дм. золота — 0,000004 мг/дм*, а максимальні концентрації цих елементів у підземних водах за О.В. Щербаковпм, відповідно 0,1 і 0,5 мг/дм¹.

Підземні води значно більше, ніж поверхневі, збагачені на розсіяні та радіоактивні елементи природного походження, а також гази. Найбільш характерні для всіх природних вод кальцій, магній, натрій, калій, хлориди, сульфати, гідрокарбонати, що є головними іонами хімічного складу всіх природних вод, у максимальних концентраціях — лише в підземних водах. Серед підземних вод відомі глибинні, в яких концентрація окремих іонів може досягати суми всіх солей у морській воді, тобто досягати загальної мінералізації морської водп. а інші головні іони, котрі містяться повсюдно в поверхневих і підземних водах неглибоких водоносних горизонтів, тут практично відсутні (табл. 7.5).

Незвичайним також порівняно з поверхневими водами є розподіл головних іонів у вертикальному розрізі артезіанських басейнів. У верхній час-

Таблиця 7.5

Концентрації головних іонів у глибинних підземних водах
Дніпровсько-Донецького артезіанського басейну в порівнянні
з їх концентраціями в морській воді, г/дм³

Головні іони	Підземні води тріасових відкладів	Морська вода нормальної солоності
Na ⁺ +K ⁺	35,330	11,243
Mg ²⁺	1,293	1,255
Ca ²⁺	3,362	0,374
Cl ⁻	64,266	19,432
SO ₄ ²⁻	сліди	2,574
НС.03 ⁻	0,003	0,065
Мінералізація	104,304	34,943

тині їх розміщуються прісні (переважно гідрокарбонатні кальцієві) води, в середній — солоні, в яких переважають сульфати магнію, а в нижній — розсоли хлоридного натрієвого складу. Такий розподіл підземних вод різного хімічного складу називається *вертикальною гідрохімічною зональністю підземних вод*. Причини такої зональності ще не з'ясовані остаточно.

Крім вертикальної, підземні води мають *широтну гідрохімічну зональність*, котра проявляється у зміні їхнього хімічного складу відповідно до змін кліматичних факторів. Так, у межах України підземні води дочетвертинних відкладів, які дренуються річковою системою, в напрямку з північного заходу на південний схід змінюються від прісних (з мінералізацією 0,2-0,5 г/дм, гідрокарбонатних кальцієвих у зоні мішаних лісів (Українське Полісся) до вод з відносно підвищеною мінералізацією (0,5-1,0 г/дм*) гідрокарбонатного кальцієво-магнієвого складу в лісо-степовій зоні та до солонуватих (1,0-3,0 г/дм) з переважанням сульфатів і хлоридів — у степовій зоні.

Досить важливим фактором формування хімічного складу підземних вод, як і їхнього режиму в цілому, є господарська діяльність людини. Надмірне внесення мінеральних добрив, застосування пестицидів і отрутохімікатів, скидання забруднених промислових та інших господарських стоків спричиняють проникнення з атмосферними опадами, поверхневими або поливними водами різноманітних хімічних елементів у підземні води. Таке проникнення веде до зміни хімічного складу підземних вод і часто до їхнього забруднення.

Проте на відміну від поверхневих вод, до яких антропогенні хімічні елементи потрапляють безпосередньо, підземні води дещо захищені породами зони аерації або менш водопроникними утвореннями, особливо якщо породи й утворення мають природні сорбенти. На шляхах міграції антропогенні хімічні компоненти в таких породах можуть затримуватись, завдяки чому зменшується надходження їх у водоносні горизонти.

Фізичні властивості підземних вод в основному такі ж, як і поверхневих. Прозорість, колір, смак, запах тощо загалом подібні, хоча підземні води

можуть бути прозорішими, мати дещо сильніший запах (наприклад, сірководню) або присмак (наприклад, заліза) тощо. Проте за температурою підземні води можуть значно відрізнялись від поверхневих. Температура підземних вод коливається в дуже широких межах залежно від кліматичних умов, глибини залягання тощо. Біля поверхні Землі і на незначних глибинах їхня температура визначається кліматичними факторами, а з проникненням на глибину — теплом земних надр. У районах молодшої вулканічної діяльності на поверхню Землі часто виходять підземні води з температурою перегрітої пари (більше 120°C). У таких місцях поширені гейзери — джерела, котрі періодично викидають фонтани гарячої води і парн до висоти 20-40 м і більше.

Серед підземних вод особливе місце займають *мінеральні води*, тобто води, які містять біологічно активні речовини і у фізіологічному відношенні часто цілоще впливають на організм людини. Такі властивості мінеральних вод зумовлені підвищеним вмістом у них специфічних хімічних компонентів, органічних речовин та газів або набуті завдяки підвищеній температурі їх.

Мінеральні води здебільшого мають підвищений загальний вміст розчинених неорганічних речовин і за мінералізацією є солоними і навіть розсолами. Проте вони можуть бути і прісними з мінералізацією менше 1,0 г/дм³. Тому не слід отождивати мінералізовані води з мінеральними, бо не всі мінералізовані води мають бальнеологічні властивості. За складом головних іонів мінеральні води поділяються на хлоридні, гідрокарбонатні, сульфатні, натрієві, кальцієві, магнієві; за газовим складом і специфічними компонентами — на вуглекислі, сірководневі, азотні, бромисті, йодні, радонові тощо.

7.10. РОЛЬ ПІДЗЕМНИХ ВОД У ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИХ ПРОЦЕСАХ

Підземні води, циркулюючи в пустотах літосфери, заповнюючи водопроникні породи і накопичуючись на водонепроникних шарах, можуть виконувати велику роботу. В одних місцях вони розчиняють породи і, збагатившись на хімічні елементи, переносять їх в інші місця, де ці елементи, випадаючи в осад, заповнюють пори, тріщини та інші пустоти, створюючи нові накопичення мінералів.

Завдяки дії підземних вод розвиваються фізико-географічні процеси, котрі ведуть до формування складних форм рельєфу. Найбільш відомими явищами, котрі виникають під дією підземних вод, є карст, суфозія, зсуви, заболочування.

Карст — це природне явище, спричинене взаємодією води з вапняком і доломітами, гіпсами, солями, що призводить до поступового розчинення і руйнування цих порід. У результаті формується складна система підземних пустот, печер, каналів і вшкочають досить своєрідні форми рельєфу — провали та лійки. У створених таким чином карстових печерах формуються сталактити і сталагміти — химерні накопичення порід, перенесених у

розчиненому вигляді циркулюючими водами.

В Україні карст відомий у Криму, на Волині. Поділіл та в інших місцях.

Суфозія - це просідання земної поверхні на певних ділянках у результаті вилугування і винесення розчинних складових гірських порід підземними водами. Внаслідок такого винесення в породах утворюються пустоти, котрі з часом заповнюються відкладами, то лежать зверху. Відбувається свого роду просідання певних ділянок суші, в результаті чого в рельєфі утворюються своєрідні пониження - - блюдця. На півдні України, де широко розвинуті лесовидні породи, такі пониження називаються **подими**. Весною або під час літніх зливових дощів поди заповнюються водою, створюючи оригінальні краєвиди. На масивах зрошування поди заповнюються поливними водами або заболочуються за рахунок ґрунтових вод. рівні яких піднялись і досягли земної поверхні.

Зсуви являють собою переважно поступове переміщення земляних мас на схилах гір, річкових долин, берегів озер і морів. Вони формуються в місцях виходу на денну поверхню підземних вод, які поступово насичують породи, що лежать на водотривких глинистих товщах і сповзають по них донизу. В Україні зсуви відомі в Карпатах. Криму, на узбережжі Чорного і Азовського морів, на берегах Дніпра (в тому числі на берегах його водосховищ) та інших річок.

Підземні води часто сприяють заболочуванню певних ділянок земної поверхні. В тих місцях, де рівні ґрунтових вод залягають близько від поверхні Землі або івдзехіні води виходять на денну поверхню у вигляді джерел, часто формуються болота та перезволожені землі.

На півдні України на масивах зрошення в результаті івдвнщення рівнів ґрхлгових вод, спричиненого інфільтрацією поливних вод та інфільтрацією води з каналів зрошувальних систем, часто заболочуються певні площі. В окремих районах Українського Полісся на осушувальних системах унаслідок скидання болотних та зниження рівнів ґрунтових вод створюються умови для надходження в осушувані шарп торфу напірних підземних вод, що часто спричиняються до вторинного заболочення земель.

У районах багатолітньої мерзлоти відомі своєрідні форми рельєфу - **полої**. котрі являють собою підняті ділянки, які утворюються в результаті сукупної дії процесів замерзання гірських порід і частини підземних вод. циркуляції води, утворення горбів, розтріскування їх. виливів води та наступного її замерзання. Характерним тином полою є **гідролоколіти**, які під впливом тепла можуть руйнуватись, утворюючи лійки, заповнені водою. Висота гідролоколітів іноді досягає 30 м при діаметрі 100 м. Найчастіше полої спостерігаються на південних ехглах височин, де є найбільші можливості для танення і виходу на поверхню підземних вод.

7.11. Розповсюдження підземних вод

Розповсюдження підземних вод— це поширення їх у товщі земної кори як по площі, так і у вертикальному розрізі. Зумовлене це поширення переважно геологічною будовою території та її кліматичними умовами. Залежно від цих факторів у земній корі віщгляються певні реї іони, які відрізняються один від одного умовами залягання підземних вод, їхньою потужністю, якістю, можливостями використання в народному господарстві.

За ознаками геологічної будови територію поширення підземних вод можна віднести до артезіанського басейну або до складчастої області.

Артезіанський басейн — це своєрідна тектонічна структура у вигляді пропшу, виповнена різновіковиххтн нашаруваннями гірських водоносних та водотривких осадовгхх порід, що перемежовуючись, створюють горизонти підземних артезіанських вод. Залягають такі нашарування, як правило, на кристалічних породах докембрійського віку, названих ложем артезіанського басейну.

Складчаста область поширення підземних вод — це підвищена тектонічна структура, складена тріщинуватими кристалічними або метаморфічними (тобто видозміненими під високим тиском і температурою) породами.

Територію України займають такі тектонічні структури поширення підземних вод: Дніпровсько-Донецькнй, Волино-Подільський і Причорноморський артезіанські басейни та складчасті області /(енецька, Українського кристалічного щита, Гірського Криму і Українських Карпат.

Артезіанські басейни характеризуються поширенням напірних підземних вод. складчасті області — тріщинних як напірних, так і ґрунтових. І в артезіанських басейнах, і в складчастих областях напірні води поєднуються з породамг дочетвертинного віку. В четвертинних відкладах різних геологічсгх структур поширені ґрунтові (безнапірні) підземні води.

За рівнозначних умов геологічної будови території поширення підземних вод, особливо в четвертинних відкладах артезіанських басейнів та в тріщинуватих породах складчастих областей, визначаються кліматичними факторами. Так, на території Волггно-Подільського і Дніпровсько-Донецького артезіанських басейнів, розташованих у північній частіші України, поширені більш потужні горизонти підземних вод (особлігво в четвертинних відкладах), ніж у Причорноморському басейні. Те ж спостерігається і в північно-західній частіші складчастої області Українського кристалічної о щита (Українське Полісся) відносно до її пиденпо-східніх районів (стегола зона).

Певна закономірність у розповсюдженні ґрунтових вод у земній корі, з характерними для них у кожному ландшафті особливостями, називається **зональністю ґрунтових вод**. Вона була виявлена ще в 1914 р. П.В. Отецьким, який відзначив, що в міру поширення ґрунтових вод на південь вони заглиблюються і мінералізуються. В межах європейської частини тодішньої

Російської імперії Отоцький виділив: нівнічно-тундрову область, де ґрунтові води з'єднуються і поверхневіші: область великих льодовикових відкладів, в яких залягають ґрунтові води; помірно обводнену область, котра співпадає і областю поширення чорнозему, лесу і лесовидних суглинків, де водоносними є нижні горизонти лесу або піски, що підстилають лес; маловодну та безводну площі, де ґрунтові води залягають глибше 30 м і приурочуються до корінних (тобто дочегверпінних) порід: гірські області, де ґрунтові води залягають неглибоко від денної поверхні в добре насичених водоносних шарах.

Пізніше зональність у поширенні ґрунтових вод вивчали інші дослідники (Б.Л. Личков, В.С. Ільїн, О.К. Ланге, І.В. Гармонов, Г.М. Каменський), які розширили і доповнили основні положення Отоцького про наявність закономірностей у розповсюдженні ґрунтових вод по території.

У вертикальному розрізі геологічних структур також виявлені закономірності поширення підземних вод. М.К. Ігнатович виділив такі три зони: активної водообміну, утрудненої циркуляції і застійного водного режиму.

Зона активного водообміну— це зона впливу дренавання водоносних порід річковою системою. Підземний стік у цій зоні бере участь в активному водообміні з поверхнею. Досягає ця зона глибини до 300 м і більше.

Зона утрудненої циркуляції — це зона, яка охоплює глибокі частини артезіанських басейнів і тектонічних порушень у складчастих областях. Підземний стік у цій зоні утруднений, водообмін уповільнений. Глибина її сягає в артезіанських басейнах 500-600 м. в складчастих областях - 1000-2000 м. («термальні води»).

Зона застійного водного режиму - це зона глибокого залягання осадового комплексу артезіанських басейнів. Водообмін у цій зоні проходить в масштабах геологічного часу. Глибина її становить 1000 м і більше. Саме з цією зоною поєднують наявність похованих підземних вод.

7.12. Гідрогеологічні зйомки і карти

Під **гідрогеологічною зйомкою** розуміють комплексні польові дослідження підземних вод. Мета таких зйомок - дослідити поширення її умови залягання підземних вод: умови їхнього живлення, руху і розвантаження, водозбагачення порід, якість підземних вод. У процесі гідрогеологічної зйомки вивчають всі прояви водоносності: природні виходи та штучні розкриття підземних вод, а також зв'язані з ними поверхневі води (річки, озера, болота). Одночасно реєструються всі фізико-географічні явища, котрі виникають під дією підземних вод (карст, зсуви, суфозія, заболоченість), звертають увагу на рослинність, оскільки деякі види рослин є добрими показниками близького залягання підземних вод.

На основі матеріалів гідрогеологічних зйомок оцінюють можливості використання підземних вод у різних галузях народного господарства, в меліоративних цілях тощо, а також розробляють можливі заходи боротьби з

підземними водами при розвилку зсувних і карстових явищ, підтопленні чи заболоченні певних площ або підтопленні гірничих виробок і котлованів. Важливе значення дані гідрогеологічних зйомок мають для розробки рекомендацій щодо раціонального використання підземних вод, охорони їх від виснаження та забруднення.

За результатами гідрогеологічної зйомки складають **гідрогеологічні карти**, які залежно від масштабу поділяються на дрібномасштабні (від 1:1000000 до 1:500000), середньомасштабні (1:250000 і 1:100000) і великомасштабні (1:50000, 1:25000 і більше). За чинним призначенням гідрогеологічні карти поділяються на районні і детальні. **Оглядові** карти переважно дрібномасштабні дають загальне уявлення про гідрогеологічні умови великих територій, тому ці карти ще називають **регіональними**. **Районні** і ідрогологічні карти відображають і певні умови певного району. За масштабом вони поділяються на найбільш загальні і детальні. Інформація, необхідна для визначення перепек і площ, на яких у майбутньому проводитимуться детальні дослідження підземних вод

Детальні гідрогеологічні карти (завжди великомасштабні) відображають гідрогеологічні умови незначних площ і складаються для розв'язання конкретних завдань: водопостачання конкретної населеної пункту чи об'єкта, вивчення умов гідротехнічною будівництва, розробка родовищ корисних копалин, впровадження водоохоронних заходів тощо.

На середньо- і великомасштабних гідрогеологічних картах показують шляхом фарбування площі поширення основних водоносних горизонтів, існують такі, котрі в певному районі найбільш водозбагачені і надійні для водозабачення, а також лініями показують контури поширення допоміжних водоносних горизонтів, які є допоміжними. Колір розфарбування і колір ліній відповідає певному геологічному віку гірських порід, водоносною юрною (шірніми) і зелений колір відповідає крейдовому віку водоносних порід, жовтий (сірому). На цих же картах показують досліджені родовища (колодязі, свердловини, джерела), визначені і підземні води, розкриті колодязем чи свердловиною, а також виграє (дебіти) води та її мінералізацію.

Навантаження гідрогеологічної карти інформацією визначається масштабом: чим більший масштаб, тим більше треба дослідити водопілля.

Часто ідрологічні карти являють собою комплекси кількох окремих карт, кожна з яких має свій зміст і призначення. Карта ідрологічних карст районів підземних вод, карта ресурсів (експлуатаційних і прогнозних) підземних вод тощо. **Карти ідрологічних** дозволяють визначити напрямки руху підземних вод, основні ділянки живлення їх за рахунок інфільтрації атмосферних опадів та ділянки дренавання водоносних порід річковими і яружно-балковими системами. **Ізопієти** це лінії на карті, які з'єднують точки однакових абсолютних висот поверхні

(дзеркала) ґрунтових вод.

При вивченні артезіанських (напірних) вод складають *карту гідроізонів* або *п'єзоізоґінс*.

У ряді випадків різні за змістом гідрогеологічні карти суміщуються в одну-дві або інформація, що мала бути нанесена на окремій карті, показується на карті основних водоносних горизонтів.

До гідрогеологічних карт додається *каталог водопунктів*, в якому зазначене їхнє місцезнаходження, глибини до рівня води та дна водопунктів, витрати (дебіти) води, фізичні властивості та хімічний склад води на час дослідження. Якщо це свердловина, то в каталозі наводиться характеристика всіх розкритих нею водоносних горизонтів.

Контрольні запитання

Які води називають підземними?

Що являє собою гігроскопічна, капілярна і гравітаційна вода?

Які основні водні властивості гірських порід?

Що таке водопроникні і водотривкі гірські породи?

Які води називають ґрунтовими, чим вони відрізняються від напірних?

У чому суть інфільтраційної теорії походження підземних вод?

Що таке режим підземних вод?

Які основні особливості хімічного складу підземних вод?

Яку роль у фізико-географічних процесах відіграють підземні води?

Які основні закономірності розповсюдження підземних вод у товщі земної кори?

Яка мета гідрогеологічних зйомок?

8. ГІДРОЛОГІЯ ОКЕАНІВ І МОРІВ

8.1. Світовий океан та його частини

Під Світовим океаном розуміють сукупність гідравлічно зв'язаних між собою *океанів, морів, проток і заток*.

Частина Світового океану, яка розміщена між материками, має великі розміри, самостійну циркуляцію вод і атмосфери та особливий гідрологічний режим, називається *океаном*. Складовими частинами океанів є *моря, затоки і протоки*. *Море* — це порівняно невелика частіша океану, яка врізається в сушу чи відмежована від нього берегами материків, півостровами та островами. Морю властиві певні геологічні, гідрологічні та інші риси, що суттєво відрізняються від відповідних рис океану.

Особливості гідрологічного режиму є суттєвою ознакою окремих частин Світового океану, а гідрологічні процеси в океанах і морях, крім того, — важливою складовою природних процесів у них та передумовою

їхнього господарського використання.

Світовий океан поділяється на *Тихий, Атлантичний, Індійський та Північний Льодовитий* океани. Деякі географи виділяють ще Південний океан, який об'єднує прилягаючі до Антарктиди південні окраїни Атлантичного, Індійського та Тихого океанів. Найбільшим за площею, об'ємом і та глибиною є Тихий океан, який інколи називають Великим (табл. 8.1).

Таблиця 8.1

Основні морфометричні характеристики океанів

Характеристика	Океани				
	Атлантичний	Індійський	Північний Льодовитий	Тихий	Світовий
Площа поверхні, млн км ²	91,66	76,17	14,75	178,68	361,26
Об'єм, тис. км ³	329,66	282,65	16,07	710,36	1340,74
Середня глибина, м	3592	3712	1025	3716	3711
Незморова площа, млн км ²	6742	7209	5527	11022	11022

Тихий океан обмежений Північною і Південною Америкою на сході, Антарктидою і Австралією на півдні і Азією на заході. На півночі він межує з Північним Льодовитим океаном по лінії мису Дежнева (п-в Чукотка) — мису Принца Уельського (п-в Сьюард) через острови Діоміда. Його межа з Атлантичним океаном на півдні проходить від мису Горн через протоку Дрейка до Землі Грейма в Антарктиді. Межа між Тихим та Індійським океанами проходить по північній частині Малаккської протоки, по західному і південному краю Малайського архіпелагу, через Торресову протоку до Австралії, потім через Бассову протоку до Тасманії, а далі по Імеридіану мису Південний (Тасманія) до Антарктиди.

Межею Атлантичного океану на заході є береги обох Америк від входу в Гудзонову протоку на півночі і до мису Горн на півдні. Далі межа йде по протоці Дрейка до Антарктиди. На сході Атлантичний океан обмежений Іберегами Європи (від п-ва Статланд у Норвегії до Піренейського п-ва) і Африки. На півдні його межа проходить по меридіану мису Доброї Надії до Антарктиди. На півночі Атлантичний океан межує з Північним Льодовитим океаном по лінії: півострів Статланд — Шетлендські острови — Фарерські острови — Ісландія — Датська протока (між Ісландією і Гренландією) — Девісова протока — берег Баффінової Землі і далі по Південному мису в Гудзонову протоку Північного Льодовитого океану.

Північний Льодовитий океан займає навколополярну частину північної півкулі і на півдні обмежений берегами Європи, Азії та Північної Америки.

Межами Індійського океану на півночі є береги Азії, на заході — ібереги Африки і меридіан мису Доброї Надії, на півдні — берег Антарктиди. На сході його межею є західне узбережжя Австралії і Малайський архіпелаг.

За розлінуванням відносно суші моря поділяються на *внутрішні* (*внутрішньоматерикові та міжматерикові*), *окраїнні та міжострівні*.

внутрішні моря мають утруднений водообмін і океаном через порівняно вузькі протоки, тому їхній гідрологічний режим суттєво відрізняється від гідрологічного режиму найближчих частин океану. *Міжматерикові* моря розташовані між різними материками (наприклад, Середземне море). *Всерединьоматерикові* моря знаходяться всередині одного материка (наприклад, Азовське, Балтійське, Біле моря).

Інтраімуні моря відокремлюються від океану островами чи заходять в материк і мають підносно вільний зв'язок з океаном, тому гідрологічний режим цих морів має більшу схожість з режимом суміжних частин відкритою океану (наприклад, Баренцове, Чукотське моря).

Міжострівні моря розміщені серед великих островів чи архіпелагів (наприклад, мала Фіджі, Банда).

Існують різні точки зору щодо меж розмірів і навіть кількості морів. Зокрема, Міжнародне гідрографічне бюро та Міжурядова океанографічна комісія ІОШІСКО виділяють 59 морів. Морфометричні характеристики деяких з них наведені в табл. 8.2.

В океанах і морях є ще окремі частини та райони, які відрізняються обрисами, морфологією дна і гідрологічним режимом. Це *затоки, бухти, лимани, іау інт. фіорди, протоки*

Затока частіша океану чи моря, яка врізається в сушу і слабо відмежована від океану чи моря. Тому затока за гідрологічним режимом мало відрізняється від прилеглого океану чи моря. Прикладом можуть бути затоки Біскайська та Гвінейська в Атлантичному океані, Аляска в Тихому, Бенгальська в Індійському океані.

Суха це велика затока, чітко відділена мисами чи островами від океану чи моря, добре захищена від вітрів, тому часто ішкорнстовується для влаштування портів. Наприклад, Севастопольська і Цемська (Новоросійський порт) бухти в Чорному морі. Золотий Ріг. Находка (Владішосюїккіш нирг) у Японському морі.

Лиман це затока, відокремлена від моря піщаною косою (пересипом), в якій є протока, котра з'єднує лиман з морем. Найчастіше лиман це затоплена часинна найближчої до моря ділянки річкової долини (наприклад, Дніпровський Дністровський лимани на узбережжі Чорного моря). На гідрологічний режим лиману значною мірою може впливати річка, яка глибоко впадає.

Губа поширена на півночі Росії назва затоки, яка глибоко врізається в сушу (наприклад, Чонська в Баренцевому морі, Обська в Карському).

Вузьку та вглибок затоку з високими берегами (найчастіше ложе древнього льодовика) називають *фіордом* (наприклад, Согнефіорд у Норвезькому морі).

Протока водний простір, який розділяє дві ділянки суші та з'єднує

Основні морфометричні характеристики морів

Море	Площа, км ²	Довжина, км	Глибина, м	Середня температура, °С
Тіхоокеан				
Кітійський	4 060	1 001,8	2 168	9,8
Південно-	355	862,8	24	35,6
Берингове	2315	379,6	1,4	0,97
Охотське; -ке	1605	131,8	321	33,53
Японське	1062	1680	158	8,69
Східно-Китайське	ЯЗС	258	369	27,19
Балтійське	714	1912	33	7,44
Яванське	480	22	45	8,9
Сулавесі (Целебеске)	435	1 086	864,5	58,42
Жовте	416	16	36	106
Сулу	348	553	1591	557,6
Молукське	291	554	1902	487
Серам	107	227	1209	531,9
Філіппінське	121	222	1829	512,2
Балі	119	49	411	12,96
Саву	105	178	17	33,0
Атлантичний океан				
Карибське	2777	6745	2429	7090
Мексиканське	1555	2306	1438	5121
Північне		49	6	7,25
Балтійське	419	21	1	470
Чорне	422	555	1315	221
Мармурове	11	0,8	7	13
Індійський океан				
Аравійське		14		
Бенгальське				
Аравійське		10		
Тілооське			4	
Дніламанське				4,48
Чорне				1
Північний океан				
Ельфірський				
Негальський				
Південний океан				
Східно-		122		
Льодовиковий				
Гольфстрим				
Східно-				
Північний				
Південний				
Чуїл-Том-е				
Вофорті		40		
Ельфірський		4	45	

окремі океани і моря чи їхні частини. Наприклад. Бсрінгова протока з'єднує Тихші та Північний Льодовитий океани (і розділяє Азію та Америку). Гібралтарська протока з'єднує Середземне море з Атлантичним океаном (і розділяє Європу та Африку), протока Ланеруза між островами Сахалін і Хокат'ідо з'єднує Охотське та Японське моря. Шириною протоки вважають відстань між розділеними водою ділянками суші, а довжиною — відстань між вхідним і вихідним створами.

8.2. Рельєф дна океанів і морів

Існує ряд гіпотез про походження ложа океанів, об'єднує ні гіпотези те, що майже в кожній з них робиться спроба пояснити різні властивості земної кори під океанами і материками. Під материками земна кора має значно більшу товщину (до 100-120 км. а в середньому 30-40 км). ніж під океанами (5-10 км). а її підшва, навпаки, під океанами лежить вище, ніж під материками.

Земна кора складається з декількох шарів: осадочного, кристалічного (гранітного), магматичного (базальтового). Під континентами товща осадочного шару досягає в середньому 5 км. гранітного — 10-15. базальтового -- і5 км. Під великими гірськими системами товщина шарів збільшується.

На дні океанів осадочна товща значно менша (100-3000 м). гранітний шар відсутній, а ложе океанів, яке підстилає осадочну товщу, утворене тільки базальтами океанського типу. Загальна товщина земної кори під океаном — близько 6 км. тобто в п'ять разів менша, ніж під материками.

її уявлення древніх учених рельєф дна океану сприймався як плоска поверхня, яка не має ані гір. ані западин. Проте пізніші дослідження показали, що рельєф дна океану не менш складний, ніж рельєф суші.

Для загальної характеристики розподілу висот на континентах і глибин дна океанів використовується *гіпсографічній крива* (для дна океанів *ба тигра фічна крива*).



На *гіпсогра фічній кривій* (рис. 8.1) і а суші добре виділяються високі гори, які займають малу площу, та рівнини, які займають решту суші, а в океані роз-різняють прилеглу до берегу моря невелику за площею мілководну частішу, значне за площею ложе океану із середніми глибинами і дуже малі за площею ділянки надзвичайно великих глибин. За допомогою *батиграфічної кривої* виділяють основні елементи рельєфу дна океану:

1) *підводну окраїну материків* (22% площі дна), яка включає шельф, чи

материкову відмілину (0-200 м). материковий схил (200-2000 м) і материкове підніжжя (2000-2500 м).

2) *ложе океану* (2500-6000 м). яке займає найбільшу площу (81% площі дна):

3) *океанічні жолоби* (глибина понад 6000 м). які займають лише 1,3% площі дна.

Межею між сушею і морем є літоральна, або берегова, зона, яка під час припливу вкривається водою, а при відпливі обсихає. Загальна площа цієї зони близько 0,4% усієї поверхні Світового океану.

Материкова відмілина (шельф) - мілководна частина підводної окраїни материків (з глибинами в середньому до 200 м, інколи до 400 м). Шельф оточує материки та острови. Найбільша ширина шельфу вздовж північних берегів Євразії, де він заходить у і Нвнічпп Льодовитий океан на сотні кілометрів. Велика його ширина в Атлантичному океані вздовж берегів Європи та Північної Америки, а також біля берегів Патагонії. Найменша ширина шельфу в Тихому океані вздовж західних берегів Північної і Південної Америки.

Материковий схил розповсюджується від межі шельфу до глибин 3,5 км і являє собою бокову грань материкової глиби. Материковий схил має великі похили (в середньому 4-7°. інколи до 25-30°). У деяких місцях океану материковий схил прорізаний глибокими підводними каньйонами. Деяка частіша каньйонів утворилась під дією тектонічних процесів, більшість..... під дією суспензійних потоків, які немов би "пропилюють" схил. Незначна частіша каньйонів є затопленими долинами і руслами великих річок.

Материкове підніжжя займає площу з глибинами до 4000 м. Тут зустрічаються конуси виносу каньйонів. Це начебто шлейфи осадків, накопичених біля материкового схилу; вони подібні до шлейфів, які утворюються біля підніжжя гір на суші.

Далі (на глибинах понад 4000-4500 м) розміщується *ложе океану*, яке за рельєфом неоднорідне. Тут виділяються як підвищені, так і понижені форми рельєфу.

До підвищених форм відносяться: серединно-океанічні хребти, підводні плато, окремі підводні гори (гайоттг) підводні вулкани.

В кожному океані є хребет меридіанального напрямку. Південні окраїни хребтів з'єднуються з шпротним підводним хребтом, розміщеним МЖ Антарктидою і материками Південної Америки. Африки та Австралії. Це величезна гірська система Землі, тому і7 на швають планетарною системою серединно-океанічних хребтів. Загальна протяжність системи більше 60 0 4) км. вона займає більше 15% поверхні дна океанів, має дуже складну геологічну структуру. Вздовж гребеня хребтів проходять рифові долини, хребти пересікаються численними поперечними розломами. Найбільш чітко на дні океанів виділяється Серединно-Атлантичний хребет.

До понижених форм рельєфу дна океанів належать котловини.

улоговини й океанічні жолоби (завглибки понад 6000 м).

Океанічні глибоководні жолоби — вузькі та довгі, найчастіше дугоподібні в плані депресії, розташовані вздовж зовнішнього краю островних дуг, а також деяких материків. Ширина жолобів — від 1-3 км до кількох десятків кілометрів, а довжина — сотні кілометрів.

Океанам і морям властиві певні морфометричні особливості.

Атлантичний океан втягнутий з півночі на південь. Береш його майже паралельні один одному і обмежують величезний водний простір, який так нагадує гігантську річку, що зайняту океаном западину іноді називають "Атлантичною долиною". Вздовж осі Атлантичної долини розташована підводна височина — Серединний хребет (північна його частина називається Північно-Атлантичним хребтом, а південна — Південно-Атлантичним). Глибини на височині в північній частині океану змінюються в межах 3000-3500 м, у південній — від 2000 до 3000 м і лише на крайньому півдні досягають 3500 м. На заході і сході від цього хребта розташовуються довгі глибоководні западини — західна і східна, котрі, в свого чергу, поділяються на кілька улоговин. Західна (американська) улоговина має переважаючі глибини до 5000-6000 м, східна (європейсько-африканська) — 4000-5000 м.

На північ від островів Пуерто-Ріко розміщена западина з тією ж назвою і максимальною для Атлантичного океану глибиною — 5385 м.

Для рельєфу дна Атлантичного океану характерна наявність великої кількості банок (окремо розташованих відмілин) з невеликими глибинами (десятки метрів) серед глибші у кілька тисяч метрів. Друга характерна особливість рельєфу дна цього океану — великі площі, зайняті материковою відмілиною і ділянками з глибинами до 2000 м.

Моря Атлантичного океану. Північне море — мілководне, причому найбільш мілка його південна частина, де глибини змінюються від 20 до 60 м. Ложе моря має досить рівномірний похил з півдня на північ. Найбільш глибший знаходяться біля Скандинавського узбережжя (300 м і більше). .. також у протоці Скагеррак (809 м).

Балтійське море — також мілке, переважають глибини 60-150 м, а найбільша — 455 м. Дуже мілководні Фінська і Ризька затоки.

Середземне море — відділяється від Атлантичного океану порогом у Гібралтарській протоці, де глибини не перевищують 360 м. У західній частині моря глибини понад 2000 м, а в східній досягають навіть 4000 м. Максимальна глибина моря в жолобі Гачена — 5121 м.

Чорне море заповнює глибоку улоговину. Схил дна моря між ізобатами 200 і 1000 м крутий: глибина — 2000 м. дно рівне. Найбільша глибина моря — 2211 м.

Азовське море — наймілкіше море Світового океану. Рельєф дна вирівняний, найбільша глибина (14 м) знаходиться поблизу Керченсько-Кілібурзької протоки.

Американське море (біля берегів Америки) об'єднує Карибське море і

Мексиканську затоку. Рельєф його дна складний, має ряд глибоких западин, відокремлених відносно високими підвищеннями. Найбільша глибина моря — 7680 м. Рельєф дна Мексиканської затоки простіший; глибина в центральній частині — 4023 м.

Північний Льодовитий океан порівняно з іншими океанами має набагато менші глибини (максимальна — 3220 м) і широку материкову відмілину, на якій знаходиться більшість морів Євразії та Північної Америки. Поріг Нансена (між Гренландією і Шпіцбергеном) ділить Північний Льодовитий океан на два басейни — Арктичний і Північноєвропейський.

Рельєф Арктичного басейну дуже складний. Уздовж берегів Азії та Північної Америки проходить широка смуга материкової відмілини (600-800 м). Хребет Ломоносова, який тягнеться від Новосибірських островів до Гренландії, ділить Арктичний басейн на дві улоговини — Канадсько-Сибірську (з глибинами до 4000 м) і Гренландсько-Європейську (з глибинами до 5450 м). Крім хребта Ломоносова, в Арктичному басейні є й інші підвищення, які поділяють його западини на окремі частини. Північноєвропейський басейн за рельєфом поділяється теж на окремі частини: північно-східну (Баренцове і Біле моря) та південно-західну (Гренландське і Норвезьке моря).

Моря Північного Льодовитого океану в основному належать до окраїнних: лише Біле море є типовим середземним морем.

Норвезьке море відокремлене від Атлантичного океану підводним хребтом, над яким глибини не перевищують 600 м. Максимальна глибина моря — 3910 м.

У морі Бофорта глибини збільшуються від берегів Аляски в напрямку на північ від 530 м до 2000 м: найбільша глибина — 4683 м.

У Гренландському морі ложе має вигляд правильної улоговини із середньою глибиною 1444 м і найбільшою — 1816 м.

Баренцове море розташоване на найбільш глибоководній частині материкової відмілини. Переважають глибші 150-300 м, і лише в південній частині воно перевищує 500 м. Найбільша глибина — 600 м.

Біле море — мілководне і має нерівний рельєф дна. Максимальна глибина (300 м) знаходиться в Кандакшській затоці.

Карське море розташоване в основному на материковій відмілині. Широка смуга мілководдя вздовж узбережжя материка відзначається великою кількістю відмілин з глибинами до 25 м, які змінюються зниженням дна до 100 м. Максимальна глибина (біля 620 м) знаходиться в західній частині моря.

Море Лаптевих розташоване на материковій відмілині, воно характеризується вирівняним рельєфом дна. Переважають глибини 30-80 м, найбільша — 3347 м (у протоці Вількіцького).

Східно-Сибірське море — одне з найбільш мілководних морів Північного Льодовитого океану. Воно цілком розміщене на материковій

відмілині. Переважають глибини 40-90 м, найбільша — 155 м. Рельєф дна значно вирівняний.

Чукотське море — наймілкіше, розташоване на материковій відмілині. Більша частина моря має глибини 25-50 м, максимальна глибина — 200 м.

Індієцький океан перетинається з півночі на південь Аравійсько-Індійським і Західно-індійським хребтами, які ділять його на дві частини — західну та східну, з неоднаковим рельєфом. Східна частина зайнята досить вирівненим зниженням з глибинами 5500-6000 м. Рельєф західної частини океану більш складний і характеризується чергуванням знижень і підвищень дна: глибини змінюються від 5000 до 6500 м. У північно-східній частині розміщується єдиний в Індійському океані Яванський жолоб з глибинами до 7450 м. Материкова відмілина досягає найбільшої ширини коло берегів Індостану.

Моря Індійського океану зосереджені в його північній частині.

Червоне море — глибока витягнута западина, яка сполучається на півдні мілководною протокою з Аравійським морем. Переважають глибини від 600 до 1500 м, найбільша — 2064 м. Біля берегів рельєф дна ускладнюється відмілинами, островами і кораловими утвореннями.

Аравійське море характеризується слабкорозвиненою материковою відмілиною на заході і добре розвиненою на сході. Переважають глибини — 1900-3400 м, у центральній частині моря — 4400-4600 м. Найбільша глибина — 5203 м.

Перська затока — дуже мілководна, глибини не перевищують 104 м. У прибережній смузі рельєф дна порушується великою кількістю банок і дрібними островами.

Тихі океан — найбільший за площею, займає перше місце серед океанів і за глибинами, які часто перевищують 4000-5000 м. Порівняно з іншими океанами характеризується найбільш складним рельєфом дна, особливо в північно-західній частині. Численні різної форми глибокі ділянки дна змінюються різкими підвищеннями, які часто переходять в острови. В південній і південно-східній частинах океану рельєф дна простіший і глибини менші.

Однією з характерних особливостей рельєфу дна Тихого океану є значна кількість глибоких витягнутих западин, розташованих уздовж материків або островів. З шістнадцяти відомих у Світовому океані западин, глибини в яких перевищують 8000 м, чотирнадцять знаходяться в Тихому океані, причому шість мають глибини більше 10 000 м. ! (є жолоби Курнло-Камчатський (10542 м). Ідзу — Бонінський (10554 м). Маріанський (! 1022 м), Філіппінський (10497 м), Тонга (10882 м) і Кармадек (10047 м).

Моря Тихого океану. Найбільші з них розташовані в західній частині океану і належать до типу окраїнних.

Північна і східна частини Берінгова моря розташовані на широкій материковій відмілині, де глибини поступово збільшуються від 20 м коло

берега до 140 м коло краю відмілини. У південно-західній і західній частинах моря материкова відмілина різко переходить у глибоку западину з найбільшою глибиною 4773 м.

Охотське море відзначається досить простим рельєфом дна, яке має загальний похил з північного заходу на південний схід. Глибини від материка поступово збільшуються і доходять до 3000 м. Уздовж Курільських островів розташовані глибини до 3372 м. Найбільш поширені глибини від 200 до 1200 м.

Японське море являє собою улоговину з крутими схилами на заході і сході та більш пологими на півночі й півдні. Найглибша центральна частина моря (3369 м), але тут же розташована підводна височина Ямато з глибинами до 287 м. В цілому Японське море глибоке, з переважаючими глибинами 3100-3500 м.

Жовте море — найбільше серед морів Тихого океану. Воно повністю розташоване на материковій відмілині. Дно досить рівне і має загальний похил на південь. Максимальна глибина 105 м.

У Малайському архіпелазі розміщено чотири моря Тихого океану: Сулу, Банда, Сулавесі і Яванське. Море Сулу займає глибоку улоговину з глибинами до 5119 м. Між островами рельєф дна має складний характер, глибший змінюється від 10 м до 1700 м. Море Банда має дуже складний рельєф дна. Максимальна глибина — 7360 м. Море Сулавесі займає котлоподібну западину з максимальною глибиною 5842 м. Яванське море наймілкіше в архіпелазі. Глибини його не перевищують 89 м, а найбільш поширені глибини від 20 до 65 м.

У південній частині Тихого океану розташовані моря Коралове і Тасманове. Рельєф дна Коралового моря дуже складний: тут є три западини з найбільшою глибиною 9140 м у північній частині моря (западина Бугенвіль). Південно-західна частина моря мілка, з найбільшими глибинами менше 1000 м.

У рельєфі окремих океанів є багато спільних рис, хоч на перший погляд він дуже різний. Зокрема, центральні частини всіх океанів, за винятком Північного Льодовитого, підвищені, а найглибші западини розташовані на окраїнах материків або островів.

Вивчення рельєфу дна океанів і морів триває. Для вимірювання глибин у них застосовують різні способи, які поділяються на механічні, гідростатичні й акустичні. І в механічному способі використовують тички і рейки (до глибини 6 м), на більших глибинах вимірювання проводять спеціальними лотами, що опускаються на тросі вручну або на металевому тросі за допомогою лебідки.

У гідростатичних причалах використовується закономірність: збільшення тиску води пропорційне збільшенню і лінійній. Вимірявши тиск шару води, можна визначити його товщину. І гідростатичний спосіб вимірювання глибини хвора зараз не використовується, але його широко застосовують при

визначенні глибин опускання океанографічних приладів.

Акустичний спосіб найбільш розповсюджений, достатньо досконалий і зручний. Вимірювання глибин зводиться до того, що звукові коливання від спеціального звукоподавача на судні доходять до дна, і, відбившись від нього, через деякий час знову доходять до судна. За швидкістю звуку і часом між його виникненням і прив'язомом на судні визначають глибину в даному місці.

Рельєф дна Світового океану і його час/пін відображають на батиметричних картах, на яких однакові глибини з'єднані лініями, що називаються *ізобатами*.

8.3. Донні відклади в океанах і морях

У морській воді є багато різних домішок у вигляді розчинених речовин, колоїдів, завислих часток, живих організмів і продуктів їх життєдіяльності. Ці домішки поступово осідають на дно і формують донні відклади, чи донні осадки. Верхній шар цих відкладів утворює ґрунт дна — поверхневий шар літосфери під океанами.

Залежно від матеріалу, з якого утворюються донні відклади, вони поділяються на теригенні і органогенні, чи біогенні. До теригенних відкладів належать продукти розмішу суші — завислі та донні наноси, які виносяться річками, а також продукти руйнування берегів (абразія). Ці відклади займають найближчі до сутні простори дна — приблизно одну четверту всієї площі дна океану. Органогенні відклади формуються з решток відмерлих планктонних організмів (скелети, тварин, черепашки).

До складу донних відкладів входять також у невеликих кількостях еолові (приносяться вітрами з суші), пірокластичні (вулканогенні), хемогенні (різні конкреції) та космогенні матеріали, які падають в океан з космічного простору у вигляді гашу і магнітних кульок.

Щорічно Світовій океан поповнюється 16 млрд.т осадків, які приносяться річками; 2 млрд. т — за рахунок еолових процесів, 2 млрд. т — за рахунок вулканогенних процесів. 1 млрд. т — за рахунок абразії берегів Космічний матеріал досягає лише 10 млн. т на рік. Усього ж (з урахуванням біогенного та хемогенного стоку річок) у донні відклади Світового океану щорічно надходить більше 25 млрд. т різних осадків. Швидкість осадкоутворення в океанах дуже мала: в середньому вона вимірюється міліметрами за 1000 років. Швидкість накопичення осадків у морях на один-два порядки вище, ніж в океанах.

Теригенні наноси, які надходять в океани і моря, рухом воді: сортуються за крупністю. Поблизу берега відкладаються найбільші фракції (валуни, галька, гравій, пісок). Дрібніші фракції мул (алеґрит), глина (пелнт), пісок течіями виносяться на більші глибини. Основна маса теригенних відкладів у Світовому океані представлена мулами. На дні океану формуються мули особливого хімічного складу та кольору. У

високих шпротах зустрічається голубий мул, у Тихому та Індійському океанах — синій, біля берегів Південної Америки — червоний, в інших районах океану — сірий, білий, коричневий. Тому часто і назву мулу дають за його кольором.

Органогенні відклади дні океану представлені рештками організмів. Найшрше розповсюджені вапнякові і кремнієві відклади. Перші представлені двома різновидностями: глобигериновими і птерогіодовими мулами, другі — діатомовими мулами, характерними для помірних і полярних широт, а також радіолярієвими, характерними для екваторіальних широт.

Вулканогенні відклади зв'язані з надходженням в океан лави, попелу, вулканічного пішу, з вулканів як на дні океану, так і на суші.

Хемогенні відклади на дні океану — це результат біохімічних процесів на дні та в придонних водах океану. Значний інтерес являють залізомарганцеві і фосфоритні конкреції. Ведуться дослідження з розробки технології добування таких конкрецій.

У прибрежних пісках деяких частин Світового океану можуть формуватись розсипи цінних мінералів. В обмежених прибережних морських акваторіях з посушливим кліматом інколи випадають самосадочні солі (глауберова та кухонна).

Космогенні відклади на дні океану представлені в основному космічним пилом, "космічними кульками", метеоритами.

При вивченні донних відкладів вирішується цілий ряд наукових і прикладних питань з різних галузей знань. Морська біологія вивчає їх як біотоп (місце, де мешкають донні організми), геологія — як початок утворення гірських порід, геологічну стратифікацію. Важливе значення має дослідження донних відкладів для морського і промислового флоту, добування корисних копалин з дна океанів і морів.

8.4. Хімічний склад вод Світового океану та солоність їх

Оскільки вода є активніш розчинником, у морській воді є майже всі відомі на Землі хімічні елементи. О.О. Алєкін (1975) речовини, які входять до складу морської води, умовно поділяє на п'ять груп: головні іони, яких найбільше і які визначають солоність води (Cl^- , 80^{41} д HCO_3^- , Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} , Na^+), розчинені гази (O_2 , гК. CO_2 , H_2S , CH_4 тощо), біогенні елементи (сполуки азоту, фосфору, кремнію та інших елементів), мікроелементи, всі інші елементи, які не названі: органічні речовини. В наш час, коли невпинно іростає антропогенний вплив на Світовий океан, слід виділити ще одну групу (шосгу) — забруднювальні речовини (нафтопродукти, детергенти, феноли).

Речовини першої групи містяться у воді в найбільших кількостях, що ви-мірюються в грамах на кілограм, тобто в тисячних частках, або в проміле (‰). Вони складають 99,9% загальної маси солей у морській воді,

причому серед головних іонів на хлористі сполуки натрію і магнію припадає 88,7% (табл. 8.3).

Таблиця 8.3

Середній хімічний склад морської води (за Дітмаром)

Солі	Проміле	Проценти від солоності
Хлористий натрій	27,2	77,81
		(•хлориди - 88,7
Хлористий магній	3,8	
Сірчаноокислий магній	1,7	14,91
Сірчаноокислий кальцій	1,2	3,6 ^сульфати - 10,8
Сірчаноокислий калій	0,9	
Вуглекислий калій	0,1	0,3 карбонати
Бромистий магній	0,1	0,2 інші
та інші		
Всього	35,0	100,0

Ці речовини зумовлюють солоність води (%), характеристику, від якої залежать густина, температура замерзання, швидкість звуку тощо. Солоністю води називається кількість розчинених у ній твердих мінеральних речовин (солей), виражена в грамах на кілограм морської води. Для відкритих частин Світового океану загальний вміст солей, розчинених у морській воді, становить у середньому 35 г в 1 кг води, або 35‰.

Друга група речовин — гази, які утворюються за рахунок обміну з атмосферою, біологічної діяльності у воді та інших процесів. Зміна вмісту тих ЧГП інших газів може свідчити як про інтенсивну вертикальну циркуляцію водних мас (проникнення кігсню на великі глибини), так і про застійний режим (значні концентрації сірководню). Вимірюється вміст газів кубічними сантиметрами на літр води.

Третя група — біогенні елементи. Це сполуки азоту, фосфору, кремнію та інших елементів, які беруть участь у життєдіяльності організмів. (Звідси й їх назва). Вміст біогенних елементів вимірюється в міліграмах на кубічний метр, тобто одиницями в мільйон разів меншими, від одиниць, якими вимірюється солоність.

До **четвертої групи** віднесені мікроелементи, сумарна концентрація яких менша 0.01% суми головних іонів. У найбільших кількостях у морській воді містяться літій, рубідій, йод, а в найменших — золото та ін. Вимірюється вміст мікроелементів у мікрограмах на літр води.

П'ята група — органічні речовини. Вони безперервно продукуються Б океані у вигляді первинної продукції — зеленої маегт роелггн, яка споживається, відмирає, розкладається. Біохімічний розклад штх залишків є джерелом розчинених органічних речовин, які знаходяться у вигляді молекулярних та колоїдних сполук. У складі органічних розчтгненгх сполук містяться важливі органічні сполуки — пектинові, гумусові, амінокислоти, вуглеводи, жири.

Зростання антропогенного впливу на Світовий океан спричинилося до надходження в океан сторонніх для його природного складу сполук, так званих забруднювальних речовин. Деякі з них, будучи токсичними, безпосередньо вигублюють тварігг і рослини, інші для свого окислення витрачають стільки розчиненого в воді кггенго, що живі організми гинуть від його нестачі. Основними забруднювальними речовинами для вод океанів є нафта і нафтопродукти, детергенти (синтетичні м'яючі засоби) тощо

Поняття солоність води близько до поняття мінералізації (тМ, г/л), яке використовується для річкових вод. Одггак у річкових водах міститься значно менше хімічних компонентів, тому використовуються різні одиниці вггмірювання. Наприклад, середня солоність Світового океану (35‰) виражена через мінералізацію, дорівнювала б 35 000 мг/л. У морській воді переважають хлориди, багато сульфатів і мало карбонатів. У річковій воді, навпаки, дуже багато карбонатів і мало хлоридів.

Солоність морської води визначають за вмістом хлору чи за електропровідністю води, оскільки морська вода — це електроліт, отже, чим більше солей у воді, тим більша її електропровідність, тобто менший опір; визначаючи останній, можна за таблицями обрахувати солоність. Можна також використати вимірювання кута заломлення світла у воді, оскільки цей кут залежить від солоності. Можна, нарешті, визначити солоність і за вггмірюванням густини води. Безумовно, найбільш точним є повний хімічнгві аналіз, але цей спосіб дуже трудомісткий.

На практиці найчастіше використовується спосіб визначення солоності за концентрацією хлору, точніше — за хлорністю. Хлорністю називається сумарнгш вміст у грамах на 1 кг морської водгг галогенів (хлору, бром, фтору та йоду) при перерахунку на еквівалентний вміст хлору. Цей спосіб за оптимальних умов дозволяє вггзначггти солоність з точністю до 0,01%. М. Кнудсен ще в 1902 р. запропонував формулу:

$$B = 0,03 + 1,805C1 (\%)$$

де C1 — хлорність води.

В 1967 р. міжнародною угодою замість формули Кнудсена була прггнята проста, але достатньо точна формула:

$$S = 1,80655C1 (\%)$$

Існують спеціальні емпірггчгггі формули визначення солоності води окремих морів. Так, для вод Чорного моря використовують формулу:

$$S = 1,1856 + 1,7950 C1,$$

для Азовського моря

$$S = 0,21 + 1,794 C1.$$

Солоність водгг в океані змінюється під дією випаровування, опадів, процесів вертикального перемішування і горизонтального перенесення водних мас (адвекція). Біля берегів значну роль відіграє опріснення поверхневих вод стоком річок, а у високих шггггтах — танення крипт.

Незважаючи на велику кількість солей, що гринюються і витрачаються

океаном, загальна маса солей, розчинених у ньому, досягає величезної цифри: 49-551015 т. Ця величина стаза як для тисячоліть, так і для геологічних епох. В.І. Вернадський вважав, що постійний сольовий склад морської води регулюється в основному біологічними процесами.

Згідно із сучасними уявленнями гідросфера і атмосфера утворились на ранніх стадіях розвитку Землі в результаті виплавки базальтів і процесів дегазації верхньої мантії. В цей час проявився первинний сольовий склад вод Світового океану та їхня солоність. Згодом в океан почали змиватись продукти руйнування суші, які мали інший хімічний склад, тому почало змінюватись і загальне співвідношення іонів: головні катіони морської води утворились в результаті вивітрювання вивержених гірських порід і виносу його продуктів в океан річками, а більшість аніонів з'явилися ще на початковій фазі утворення океану, при дегазації мантії. Ці процеси відбуваються і в наш час, але надзвичайно повільно.

8.5 Водний і сольовий баланси

Загальне рівняння середнього багаторічного водного балансу Світового океану має вигляд:

$$Z^0 = X^0 + Y^0,$$

де Z^0 — середнє багаторічне випаровування з поверхні Світового океану; X^0 , — середня багаторічна сума опадів на його поверхню; Y^0 — середній сумарний багаторічний стік з суші. Кількісні показники елементів водного балансу наведені в табл. 2.2.

З урахуванням деяких незначних змін рівня Світового океану це рівняння можна записати дещо інакше:

$$X^0 + Y^0 = Z^0 \pm \Delta W,$$

де ΔW — зміна рівня, чи об'єму, океана.

Атмосферні опади складають 90.7% прибуткової частини водного балансу Світового океану, а випаровування — 100% його видаткової частини. По широтах співвідношення між цими двома головними складовими рівняння водного балансу змінюється, що пов'язане із загальними закономірностями розподілу на Землі тепла і вологи. Особливості розподілу опадів, випаровування та різниці між ними такі: 1) збільшення опадів і випаровування від полярних до низьких широт; 2) існування трьох зон перевищення опадів над випаровуванням — у високих широтах північної півкулі (арктичний і частково помірний кліматичний пояси), у високих широтах південної півкулі (антарктичний і частково помірний кліматичний пояси) та низькі широти (екваторіальний і субекваторіальний північної півкулі кліматичні пояси); 3) існування двох зон перевищення випаровування над опадами (тропічний і субтропічний кліматичні пояси).

Таким чином, у зонах, де $X^0 > Y^0$, спостерігається розбавлення морської води прісною, зменшення її солоності, причому надлишок вод повинен спричинити відтік їх з цих районів океану; в зонах, де $X^0 < Y^0$,

відбувається осолонення вод. відтік вод повинен приводити до компенсації їх шляхом притоку вод зовні.

Солоність Світового океану неоднакова не тільки на поверхні, а й у глибинах. Якщо середня солоність поверхневих вод дорівнює 34.7‰, то у відкритих частинах океану вона коливається в межах 32-37,9‰. В морях цей діапазон значно ширший: від 10‰ (Азовське море) до 42‰ (Червоне море). Розподіл солоності на поверхні океанів ілюструється спеціальними картами, де проведено ізолінії з солоністю води — ізогаліні (рис. 8.2).

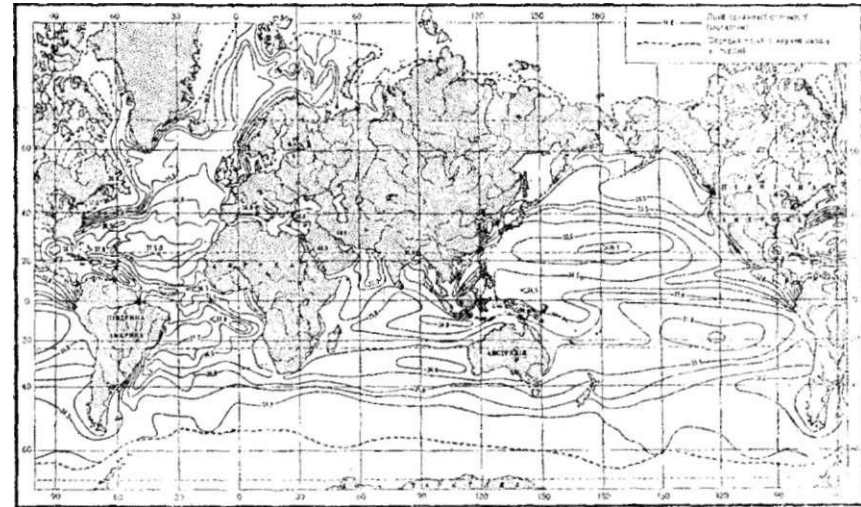


Рис. 8.2. Розподіл солоності на поверхні Світового океану влітку (за "Морским атласом")

Існує певна закономірність у зменшенні солоності в напрямку від низьких до високих широт, що пов'язане зі збільшенням в цьому напрямку різниці $X^0 - Y^0$ і материковим стоком, та зниження солоності води безпосередньо в екваторіальній зоні, що зумовлене різким збільшенням кількості опадів і деяким зниженням випаровування (зона штилів і підвищеної вологості повітря). Виділяються зони підвищеної солоності в тропічних районах з обох боків екватора, пов'язані з пониженою кількістю опадів і підвищеним випаровуванням у районах пасатних вітрів.

Широтний (зональний) розподіл солоності води на поверхні Світового океану порушують течії, річки та лід.

Течії в океанах у середніх широтах (близько 40°) біля західних берегів направлені на північ і південь від пасатів. Вони переносять більш солоні (і теплі) води у напрямку високих широт. З півночі і південь із помірних широт, уздовж східних берегів океанів течії направлені до пасатних течій. Вони несуть менш солоні води. Ці два елементи загальної циркуляції вод

порушують зональний розподіл солоності. Тому біля західних і східних берегів океанів спостерігається майже мерггдіональний напрямок ізогалін.

Річки опріснюють пригирлові частини океанів і, особливо, морів. Дуже великий вплив річок Гангу, Нігеру, Конго (Заір) і, особливо, Амазонки, опріснюючий вплив якої відчувається в океані на відстані 500-1000 км від гирла річки. Істотно опріснюють арктичні моря річки Об, Єнісей, Лена.

Льодоутворення в стадії замерзання спричиняє осолонення води, а весною, навпаки, внаслідок танення льоду солоність води помітно знижується. Крім загального зменшення солоності у високих широтах, повільного танення льоду, значний опріснюючий вплив має лід, який розтає в затоках, особливо весною.

Із загальної схеми розподілу солоності води на поверхні Світового океану випадають внутрішні моря, де дуже великий опріснюючий вплив річок. Так, солоність вод Чорного моря (16-18‰), Азовського (10-12‰), Балтійського (10-12‰) значно менша, ніж солоність вод океанів. Проте буває істотно вища солоність води деяких внутрішніх морів. Наприклад, коли прісна складова водного балансу невелика, а випаровування води значне, солоність вод може досягти 38-39‰ (Середземне море, Перська затока) і навіть 40-42‰ (Червоне море).

До більш солоних відносяться поверхневі води Атлантичного океану (35,4‰). Менш солоні води в Тихому (34,9‰) та Індійському (34,8‰) океанах. Значно опріснена вода верхніх шарів у Північному Льодовитому океані (29-32‰, біля берегів 1-10‰).

З поверхні в глиб океану солі розповсюджуються при перемішуванні, глибина якого обмежується деякими значеннями густини. Найчастіше це десятки чи сотні метрів. Здебільшого ж розподіл солоності, як і інших океанологічних характеристик, пов'язаний з горизонтальним перенесенням тобто з течіями й адвекцією. Тому вертикальна структура вод океану дуже неоднорідна. Переважає загальна закономірність зростання солоності вниз, тому що це забезпечує можливість вертикальної рівноваги шарів води: чим більша солоність, тим більша густина. Але через те, що густина залежить ще й від температури, ця рівновага можлива і при зменшенні солоності, якщо низька температура компенсує зменшення густини через солоність. Отже, висока температура води може "зняти" більшу густину через велику солоність. Тому в океані існує дуже складна картина вертикального розподілу океанологічних характеристик, зокрема солоності.

У високих широтах, особливо в полярних районах, солоність з глибиною спочатку зростає досить швидко, а далі цей процес уповільнюється і з глибини 400-500 м до дна солоність практично стає незмінною.

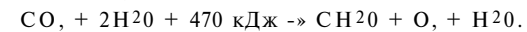
У помірних і низьких широтах характер вертикального розподілу солоності трохи інший. Спочатку солоність з глибиною також зростає, потім зменшується, досягаючи мінімуму в певному шарі, нижче якого знову збільшується. Такий винятковий мінімум солоності відзначений по всій ши-

І роті Атлантичного океану між 45° пн.ш. і 20° пд.ш. на глибині 700-800 м.

В цілому ж істотні зміни солоності відбуваються лише у верхньому І шарі до глибини 1500 м. Нижче коливання солоності дуже малі.

-Як відзначалось вище, крім солей, у морській воді розчинені деякі гази: • кисень, азот, вуглекислий газ, іноді сірководень. Розчинені гази відіграють І велику роль у життєдіяльності водних організмів. Найбільше в морській воді І азоту і кисню, інші гази зустрічаються у невеликій кількості. Надходять гази з І атмосфери, часгково їх приносять водг суптї, а також вонг утворюються | завдяки біологічннгм і хімічннгм процесам, що відбуваються у воді. Вміст азоту { і кисню в морській воді визначається в см⁵/л.

Кисень ггадходгтг у морську воду або з повітря (якщо він знаходиться І в стані недонастгчення), або в результаті фотосинтезу морських речовин І ггереважно (фітопланктону):



Витрачається кисень на дихання морських організмів і на окислення різних речовин. Він може вггдгггтг в атмосферу пргг надлишку його в поверхневих шарах води. Кількість кггсню у морській воді залежить від температури і солоності, причому більшою мірою від температури.

Вміст кисню в морській воді збільшується від екватора до полюсів. У середньому біля екватора вміст його у верхніх шарах досягає 5 см⁵/л, на 60° пд.ш. — 6-7 см⁵/л, а іга 50° пгп.ш. — ггонад 8 см⁵/л. З глибиною кількість кисню в океагах трохи зменшується. У внутрішніх морях, ізольовангх віі океану, в нггжніх шарах води і заглибленнях океанічного дна часто спостерігається нестача кггсню і навіть повне його зникнення.

Азот у поверхневих шарах моря знаходиться майже в повній рівновазі з азотом атмосфери. Кількість вільного розчиненого азоту іга глибини визначається утворенням і розпадом органічних речовин та діяльністю бактерій.

Сірководень утворюється на дні морів унаслідок процесів розкладу органічннгх речовин, а також у результаті життєдіяльності бактерій. Цей газ є сггггггг отрутою для водннгх організмів. Прикладом зараження глибинних шарів сірководнем є Чорне море, в якому 87% об'єму води отруєно цим газом.

Діоксггд вуглецю — вільна і зв'язана, незважаочгг на малий вміст у морській воді, відіграє не меншу роль, ніж кисень. Вуглекислота є єдиним джерелом вуглецю, який необхідний рослинам для створення органічної І речовини, І

8.6. Термічний режим океанів і морів

І Теплові властивості морської води значно відрізняють її від інших * рідин. Світовий океан нагрівається повільно і так само повільно охоло- І джується. Через малу теплоємність повітря (0,237) океан при охолодженні І дуже теплює атмосферу. Тепло, яке виділяється при охолодженні 1 см³

морської води на 1° , може підвищити на 1° температуру 2744 см^5 повітря.

Основними факторами, які впливають на зміну температури води океанів і морів, є: надходження тепла від Сонця: теплообмін з атмосферою; надходження тепла з вище і нижче розміщених шарів води (вертикальний теплообмін), приплив теша в результаті горизонтального переміщення **повітряних і водних мас, або адвекції**. Тепло, що надходить від Сонця, поглинається тонким поверхневим шаром води і глибоко в воду не проникає. На глибині 1 см від поверхні тепловий ефект променевої енергії майже в 100 **разів** менший, ніж на поверхні моря, а на глибині 1 м — в 8350 разів. Тепло від поверхневих шарів води до глибин передається шляхом механічного перемішування та конвекції. Перемішування води спричинене вітровими хвилями та течіями. В результаті вітрового хвилювання тепло проникає на глибину 100-200 м. Значно більшу роль у процесі передачі тепла на глибини відіграють **припливно-відливні течії**. Вони охоплюють всю товщу вод океану.

В океані може відбуватися вертикальне переміщення часток води. Це **явище** називається конвекцією. Вона виникає тоді, коли густина шарів **води**, розміщених вище, більша, ніж густина шарів, розміщених нижче.

Конвекція може спричинити як нагрівання глибинних шарів, так і охолодження їх. вона охоплює шар води завтовшки 500 м і більше. На температурний режим прибережних вод часто впливають такі фактори, як тепловий стік річок, змінно-нагінні явища і течії.

Теплообмін поверхні Землі з атмосферою становить в середньому за рік 0,55 млрд. Дж/м². При цьому суша віддає в атмосферу 0,96 млрд. Дж/м², а океан — лише 0,38 млрд. Дж/м². Загальна ж кількість тепла, яку суша і **океан** віддають атмосфері (з урахуванням площ) приблизно однакова і становить відповідно 13,7-10¹⁰ і 14,3-НРДж. Таким чином, океан, маючи **температуру** поверхневого шару в середньому вищу, ніж атмосфера (приблизно на 3°C), відіграє важливу роль у теплообміні й обігріває атмосферу. **За розрахунками** В.М.Степанова, в океані міститься біля 31,8-10¹⁰ Дж тепла, що в 21 раз більше, ніж в атмосфері

Основним джерелом надходження тепла на поверхню океанів і морів є **Сонце**. Тепло **від** нього **надходить** у вигляді прямої та розсіяної сонячної **радіації**. Певну роль відіграє тепло, яке надходить в результаті конденсації **водяної пари на** водній поверхні. Крім того, частина тепла отримується в **результаті** турбулентного теплообміну між морем і атмосферою. Основні **елементи** втрати тепла: випаровування й ефективно випромінювання. Для **деяких** морів істотне значення має надходження або втрата **тепла** в результаті **водообміну** між двома водоймами. В морях, **що** замерзають, певна **частина** тепла виділяється при утворенні льоду і забирається при його таненні

Теплообмін баланс моря. **Сума** тепла, яке надходить у воду або витрачається нею в результаті всіх теплових процесів, називається тепловим **балансом моря**. Окремі складові прибутку або витрачання тепла називаються **елементами** теплового балансу і обчислюються в джоулях на 1 см².

В океанах і морях спостерігається добовий і річний хід температури води, пов'язаний з відповідною зміною надходження сонячної радіації. Максимальних значень температура води досягає через 2,5-3 год після полудня, а мінімальних — перед сходом Сонця. На поверхні амплітуда добових коливань, температури дуже мала (0,2-0,3^o). біля тропіків вона підвищується (до 0,3-0,4^o). Добові коливання температури! води, як правило, спостерігаються в шарі завглибшки 25-30 м.

Річний хід температури залежить від співвідношення прибуткової і видаткової частин теплового балансу протягом року: взимку вода втрачає тепло, а влітку, навпаки, акумулює. Велике значення мають також процеси перемішування водних мас і морські течії.

Максимальні температури води на поверхні океанів спостерігаються в північній півкулі у вересні (іноді в другій половині серпня), у південній — в лютому-березні. Мінімальні температури води бувають у північній півкулі в лютому-березні, а в південній — у серпні-вересні.

Амплітуди річних коливань температури води відкритих частин океанів значно більші, ніж добові. Найменші значення їх в океанах спостерігаються в приекваторіальній зоні (до 1°C). Найбільші річні амплітуди (до 3-5^oC) спостерігаються біля 40^o пн.ш. і 300 пд.ш., а значні — коло берегів Північної Америки, на південь від Нової Шотландії і біля берегів Азії — на схід від Японських островів. Пояснюється це впливом холодних і теплих течій: відповідно Лабрадорської і Гольфстріму та Курильської течії і Куро-Сіво. Річні коливання температури води сягають глибше, ніж добові, і охоплюють шар води 400-500 м. Нижче цієї глибини температура води не має ані добових, ані річних коливань.

Сезонні коливання температури в морях значно більші і зростають з віддаленням від океану. Так, у Чорному морі різниця літньої і зимової температури становить 18-20^oC, а в Азовському — 25-28^oC.

Розподіл температур в океанах і морях. Розподіл температури води на поверхні океанів підлягає закону широтної зональності, оскільки надходження сонячної енергії залежить від широти. Розподіл цей показують на картах за допомогою ізотерм — ліній однакової температури.

Найбільша температура води на поверхні Світового океану спостерігається в екваторіальній зоні, дещо північніше екватора (рис.8.3). Лінія найвищої температури води називається термічним екватором. Поблизу нього річна температура води дорівнює 27-28^oC. Ця лінія зміщується на кілька градусів широти на північ влітку і на південь — взимку.

Від зони термічного екватора температура води в поверхневому шарі океану знижується в напрямку полюсів до 1-1,8^oC. Біля берегів, особливо в затоках, температура води влітку може підвищуватись до 30-32^oC.

Загальний зональний розподіл температури, як і розподіл солоності води, порушується течіями річками, які впадають, і льодом.

Найбільші значення середньорічних і добових температур у всіх

Таблиця 8.4

Середньорічні значення температури води (°C) за кліматичними типами
(за В.М. Степановим, 1983)

Кліматичний тип	Глибини, м						
	0	10	20	50	100	300	до 1000
Екваторіально-континентальний	20,6		12,99	14,14	19,90	2,0	1,26
Тропічний		2,4	18,0	16,6	2,0		5,1
Субтропічний	20,32	17,1	14,9	14,9	4,93	1,99	1,92
Субполярний	8,2	0,0	4,63	3,6	2,7	1,4	0,6
Полярний	1,59	0,55	1,29		0,66	0,44	

кий поверхневий шар (близько 200-400 м). Нижче розміщуються води з температурою від -1 до +1-2°C. Між верхнім шаром перемішування з найвищою температурою і глибинною холодною водою лежить "шар стрибка" температури з найбільшими вертикальними градієнтами.

Температуру на поверхні океанів і морів вимірюють звичайним ртутним термометром. Значного поширення набули також дистанційні термографи, які безперервно фіксують температуру води в будь якій точці. Для вимірювання температури вод на глибинах користуються глибоководними (перекидними) термометрами. Їх вставляють у спеціальну раму і, опустивши на задану глибину, тримають там 5-7 хв, а потім посилають по тросу важок і перекидають їх. При цьому ртуть розривається. Висота розриву відповідає заміряній температурі, що відлічується по шкалі термометра.

8.7. Густина і тиск морської води

Густиною морської води називається її маса, що вміщується в 1 см³. Вона залежить від температури і солоності і позначається символом ρ (Г74*). Для зручності було введено поняття умовної густини. При цьому від числа, що означає густину, відкидають одиницю і помножують його на тисячу. Наприклад, густина морської води при температурі 0° і солоності 35‰ дорівнює 1,028126, а її умовна величина становить 28,13.

Питома вага морської води називається співвідношенням її об'єму за будь якої температури до об'єму дистильованої води за тієї самої температури. Питома вага визначається так само, як і умовна густина.

Густина морської води зростає з підвищенням солоності. При зміні температури вона змінюється за більш складними законами. Прісна вода має найбільшу густину при температурі 4°C. Температура найбільшої густини морської води 0 і температура її замерзання t змінюються залежно від солоності. При $S=35\text{‰}$ $t=3,52^\circ\text{C}$, а $t=1,9^\circ\text{C}$. З рис. 8.4 видно, що обидві температури зі збільшенням солоності знижуються майже лінійно. При значенні солоності 24,7‰ криві перетинаються. В цій точці обидві температури дорівнюють 1,33°C. При солоності менше 24,7‰ температура найбільшо:

Рис. 8.3. Розподіл середньорічних температур води на поверхні океанів (за "Морским атласом")

океанах спостерігаються трохи північніше екватора. В Індійському і Тихому океанах вони перевищують 29°C, а в Атлантичному досягають 28°C. Середня температура води на поверхні Світового океану --- 17,4°C. Тихого --- 19,1°C. Індійського і Атлантичного --- відповідно 17 і 16,9°C. Максимальну температуру на поверхні Світового океану має вода в Перській затоці (35,6°).

У північній півкулі температура води на поверхні трьох океанів вища, ніж на відповідних широтах південної. Це пояснюється впливом холодних вод Антарктиди, які вільно проникають у помірні широти океанів.

На температуру поверхні води в прибережних районах істотно вливають змінно-нагінні явища. Так, змінні (дмуть з берега) вітри на побережжі Крим) чи Одеси в літній час можуть відігнати верхній нагрітий шар води в море, а холодні води, які піднімаються з глибин їм на зміну, обумовлюють зниження температури води. Такі зниження бувають значними --- до 10°C за кілька годин.

З глибиною температура води в океанах і морях, як правило, знижується. В товщі води тепло переноситься перемішуванням і течіями (адвекція). Оскільки за середньої солоності густина води океану при підвищенні температури зменшується, нагрівання вод не спричиняє вертикальну конвекцію. Тому глибинні води Світового океану мають температуру значно нижчу, ніж поверхневі, за винятком полярних областей і районів океану, де існує приплив глибинних вод ззовні.

-В реальному розподілі температури в товщі вод океану віділяється кілька типів. У цілому його достатньою мірою ілюструє табл. 8.4.

Сезонні коливання температури води охоплюють лише відносно тон-

4
3
2
1
0
-1
-2
-3
-4
-5

густини вща від температури замерзання (як і для прісної води). При солоності більше 24,7‰ температура найбільшої густини нижча від температури замерзання. Практично така вода ніколи не досягає температури найбільшої густини. Води солоністю 24,7‰ називаються солонуватими або розпрісненими, а більше 24,7‰ — морськими.

Оскільки густина залежить від температури і солоності води, розподіл її зв'язаний з розподілом температури і солоності. В цілому, густина збільшується від екватора до полюсів (до 0° і температури замерзання морської води т° від солоності S‰)

Рис. 8.4. Графік залежності

температури найбільшої густини збільшується від екватора до полюсів (до 0° і температури замерзання морської води т° від солоності S‰)

температури найбільшої густини збільшується від екватора до полюсів (до 0° і температури замерзання морської води т° від солоності S‰)

температури найбільшої густини збільшується від екватора до полюсів (до 0° і температури замерзання морської води т° від солоності S‰)

температури найбільшої густини збільшується від екватора до полюсів (до 0° і температури замерзання морської води т° від солоності S‰)

температури найбільшої густини збільшується від екватора до полюсів (до 0° і температури замерзання морської води т° від солоності S‰)

температури найбільшої густини збільшується від екватора до полюсів (до 0° і температури замерзання морської води т° від солоності S‰)

Загальні закономірності розподілу густини пов'язані також з глобальним переміщенням вод у Світовому океані.

З глибиною густина 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. У високих широтах часто з'являється шар різкого підвищення густини з глибиною ("шар стрибка") через існування поверхневого опрісненого шару.

На поверхню океанів постійно діє тиск атмосферного повітря, що дорівнює 1 кг/см², або тиску стовпчика ртуті заввишки 760 мм, або диску стовпа морської води заввишки 10,06 м. Із зануренням нижче поверхні води до тиску повітря додається тиск верхнього стовпа води. На кожні 10 м глибини тиск збільшується приблизно на 1 атм. На глибині 9000 м тиск дорівнює 916 атм. а на глибині 10 000 м — 1119 атм.

Вода під впливом тиску вищерозміщених шарів стискується, але мало. Коефіцієнт стиску морської води менший, ніж дистильованої, він зменшується із збільшенням солоності і температури. -Якби вода не піддавалася тиску, об'єм Світового океану збільшився б на 11 000 000 км³, а рівень його піднявся б на 30 м.

Частка води з поверхні моря, занурена на деяку глибину, стискується, і температура води підвищується. Та ж частка води при підніманні з деякої

глибини із зменшенням тиску розширюється, а температура її знижується. Така зміна температури води без затрат тепла зовні називається адіабатичною. -Якщо морську воду солоністю 34,85‰ і з температурою 2,5°C підняти з глибини 10 000 м на поверхню, то температура її знизиться до 1.13°C.

8.8. Водні маси Світового океану

З початку океанологічних досліджень зверталась увага на відмінні в характеристиках води різних районів океану, навіть близьких один до одного. Розрізняють води теплі і холодні, солоні і опріснені. Ці води одночасно відрізнялись за кольором, розповсюдженням органічного життя тощо. Першим вжив термін "водні маси" австрійський вчений А.Дефант (1929). Він розглядав його вузько, в аспекті вирішення задачі про змішування двох чи трьох водних мас. Сама ж ідея мала велике значення. Вона розвивалась аналогічно вченню про повітряні маси, розробленому в 20-х роках норвезькою школою метеорологів-синоптиків. Однак в океані відбуваються хоча й аналогічні процеси, та все ж вони складніші через істотну різницю в густині середовищ, в'язкості, швидкості руху тощо. В наш час використовується поняття "водна маса" у визначенні О.Д. Добровольського (1947).

Кожна водна маса, як поняття географічне, характеризується певним комплексом показників (*фізичних, хімічних, біологічних* і навіть *геологічних*) і зв'язана з певною течією. До комплексу показників входять температура, солоність, деякі хімічні коефіцієнти, ізотопний склад води, мінералогічний та хімічний склад завислих речовин, віщовий склад планктону, бентосу. В кожній водній масі виділяється її ядро з найбільш чітко вираженими показниками (індексами) із значеннями, близькими до таких у центрі, районі формування цієї водної маси. Зміна значень характеристик водної маси, її трансформація відбувається з трьох причин: переходу з однієї кліматичної зони в іншу, зміни зовнішніх умов у районі розміщення водної маси і змішування з сусідніми водними масами. Трансформація з першої причини називається *зональною*, оскільки вона пов'язана з переміщенням по меридіану (теплі і холодні течії); з другої — *сезонною*, оскільки вона пов'язана не з переносом водної маси, а з сезонною зміною гідрометеорологічних характеристик на місці. Новоутворену водну масу в цьому випадку можна назвати різновидом чи модифікацією першої (наприклад, зимовий різновид, літня модифікація). Трансформація з третьої причини називається *трансформацією змішування*, бо в результаті перемішування двох водних мас утворюється третя. з проміжними значеннями характеристик. Погранична область двох мас називається *фронтальною зоною* чи *фронтом*.

Сполучення в просторі водних мас, меж між ними (фронти) утворює гідрологічну структуру вод окремих районів океану. Для розпізнавання водних мас треба використовувати комплекс різних показників. Однак це далеко не завжди можливо. Крім того, кожний з показників має різний сту-

пінь консервативності (мінливості). Тому найчастіше користуються одним-двома основними показниками. Здавна такими показниками є температура і солоність, криві їхнього вертикального розподілу. Але більш ефективний результат дає спільний аналіз обох показників за допомогою Т. 8 кривих. Цей метод запропонував норвезький вчений В.Хелланд-Хансен ще в 1916 р., а російський вчений В.Б.Штокман розвинув його до теорії Т. 8 кривих.

Виділяються перш за все дві елементарні водні маси: *прісна* і *морська*. Межа між ними визначається солоністю 1‰. Прісна вода у Світовому океані знаходиться в надзвичайно малій кількості лише поблизу гирл річок, але вплив її може відчуватись і у відкритому океані через особливості хімічного складу, зокрема збільшенні вмісту карбонатів.

Таким чином, водні маси Світового океану — це підрозділ другої елементарної водної маси, *морської*, чи *галосфери*.

У галосфері можна виділити *основні* і *вторинні водні маси*. Перші займають величезні простори і мають однорідну будову на великій протяжності. Центри формування основних водних мас зв'язані з головними рисами клімату земної кулі, океанічною й атмосферною циркуляцією. Тому виділяють такі основні водні маси: *екваторіальні, тропічні, субтропічні, помірних широт, субполярні* і *полярні*. Оскільки умови формування вод у різних океанах неоднакові, їх виділяють по кожному з океанів. Є ще один необхідний поділ водних мас по вертикалі: *поверхнева, підповерхнева, проміжна, глибинна* і *придонна*.

До *вторинних водних мас* відносяться води змішування основних водних мас і води, принесені в океан з інших водойм (наприклад, середземноморська водна маса в північній частині Атлантичного океану або червономорська — в Індійському).

Розподіл густини по вертикалі характеризується дуже важливим показником, котрий Хессельберг і Свердруп запропонували називати *критерієм вертикальної сталості* (E), який майже дорівнює вертикальному градієнту густини. Фізичний смисл цієї величини полягає в оцінці того, що відбувається з часточкою води, якщо її перенести з одного горизонту води на інший. Із своєю температурою, солоністю і густиною часточка опиниться в середовищі з іншими значеннями цих характеристик. Якщо в часточки, що прийшла зверху, буде менша густина, ніж густина навколишньої воді, вона прагнуче повернеться у попередній горизонт якщо більша — продовжить рух у тому ж напрямку, а якщо така ж, як і в навколишньої воді, — залишиться в цьому горизонті. Таким чином, можливі три випадки рівноваги: стійка, нестійка і байдужа.

Зміни густини по вертикалі (їхні градієнти) дуже малі, тому і величина сталості теж дуже мала, вона виражається мільйонними частками одиниці. Тому користуються звичайно значно більшою величиною: $E \cdot 10^3$. При цьому реальні числа виражаються у верхніх шарах у тисячах, в глибинних — в сотнях і десятках, а в океанічних жолобах — навіть в одиницях.

В океані панує стійка рівновага ($E > 0$); у верхньому однорідному шарі і в нижніх шарах жолобів відзначається байдужа ($E = 0$) чи навіть нестійка ($E < 0$) рівновага.

Перемішування чи обмін (масообмін, теплообмін тощо) в природних водах завжди пов'язаний з турбулентністю, ламінарний рух у них зустрічається дуже рідко. Існує два види турбулентного перемішування воді в океані залежно від сил, які спричиняють його: *фрикційне*, зумовлене силою тертя; і *густиinne*, зумовлене зміною густини.

Фрикційне перемішування відбувається в рухомій воді, тобто при течіях, припливах, хвилюванні в результаті різниці швидкостей в окремих об'ємах рухомої води. Цей вид перемішування приводить тільки до перерозподілу характеристик без зміни загальної кількості тепла і солей.

Густиinne перемішування (конвекція) відбувається при зворотній густинній стратифікації, яка виникає або при збільшенні густини шарів, що залягають вище, або при зменшенні густини шарів, що залягають нижче. В цих випадках безумовно повинна змінитись кількість тепла або солей або ж того і другого в шарі, густина якого змінилася. Найбільш інтенсивно густина перемішується при осінньо-зимовому вихолодженні, коли розвивається процес зимової вертикальної циркуляції. Інтенсивність у процесі перемішування оцінюється коефіцієнтом турбулентного обміну.

З густиною води пов'язані деякі важливі особливості її зміни, насамперед ущільнення при змішуванні. Таке ущільнення притаманне навіть прісній воді. Дійсно, якщо змішати дві рівні маси прісної води, які мають температуру 0°C , і 8°C . і однакову густину ($999,87 \text{ кг/м}^3$), то отримаємо суміш з температурою 4°C і густиною 1000 кг/м^3 , тобто густина суміші більша, ніж густина складових частин. У морській воді подібний ефект змішування ще більше посилюється. Така властивість води веде до посилення процесу перемішування при контакті різнорідних вод (наприклад, вод теплої і солоної течії Куро-Сіво і холодної та опрісненої Ойясію).

Взагалі концепція водних мас відкриває великі можливості для вирішення однієї із задач географії — районування океану.

8.9. Оптичні й акустичні особливості морської води

Прозорість і колір морської води. Падаючи на поверхню моря, сонячні промені частково відбиваються в атмосферу, частково проходять у воду після заломлення біля поверхні. Морська вода є напівпрозорим середовищем, тому світло не проникає на великі глибини океану, а розсіюється і вбирається водою. Прозорість моря залежить від характеру вбирання і розсіювання світла в морській воді, головним чином від розмірів і кількості завислих у воді часток органічного і неорганічного походження. Прозорість не залежить ні від температури, ні від солоності морської води.

В океанології під прозорістю розуміють глибину, на якій білий диск діаметром 30 см перестав бути видимим з поверхні моря.

В усіх океанах і морях прозорість зменшується з міру наближення до берегів. У центральних частинах океанів прозорість досягає понад 20 м. Найбільшу прозорість має Саргасове море — 66,5 м. У Тихому океані вона досягає 59 м, в Індійському — 45 м. Прозорість Середземного моря — 60 м. Чорного -- 25, Балтійського — 13 і Білого — 8 м.

Колір води пов'язаний з вибірковістю процесів поглинання і розсіювання сонячного світла. Вибірковість виражається в тому, що короткі хвилі фіолетова і синя частина спектра — розсіюються сильніше, а поглинаються слабкіше, ніж довгі хвилі, тобто червона та інфрачервона частини спектра. Цим зумовлюється власний колір води як речовини — голубий чи синій. У морській воді багато різноманітних домішок, які впливають на процеси молекулярного поглинання і розсіювання світла та змінюють колір води, зміщуючи його в бік зеленого. Оскільки кількість і якість домішок дуже різноманітна, колір води також може мати різні відтінки.

Для визначення кольору існують різні методи, але часто використовують найпростіший, який полягає у використанні еталонної стандартної шкали колірності.

Сині кольори характерні для відкритих вод океанів і глибоких морів, зелені відтінки мають води шельфу, більшості морів і великих відкритих просторів океану. Зелені води в яких є багато домішок, звичайно відрізняються доброю продуктивністю, в них розміщені райони промислового лову риб. Сині води відрізняються малою кількістю домішок, життя в них розвинуте слабкіше. Існує навіть такий вираз, що синява — це колір "морських пустель".

Коли оцінюють колір морської води, то відрізняють колір власне води і колір поверхні моря. Колір води створюється її випромінюванням, це світло, яке йде від моря. Колір поверхні зумовлюється світлом, яке від неї відбилося. Промінь, що падає на поверхню моря, входить у воду ліпне частково, причому заломленим. Частка відбитого світла залежить від кута падіння: чим він менший, тим менша частка радіації відбивається. Людина дивиться на поверхню моря звичайно при дуже великих кутах падіння, тобто кут зору йде близько до горизонту, тому в очі падає переважно відбите світло (при куті падіння 95°, тобто куті зору 5°, відбивається 60° енергії). Ось чому поверхня моря може мати видимий колір найрізноманітніший (жовтий, золотистий, багровий, чорний) залежно від кольору неба. Тому при спостереженнях за кольором води необхідно запобігати вилу відбитого світла). Кут зору повинен бути направленим перпендикулярно до поверхні води.

Світовому океану і морям властиве *світіння цвітіння* вод. *Світіння* моря називається збільшення вночі яскравості морської поверхні, спричинене світлом, що його випромінюють морські організми. Таке світло виникає внаслідок масового світіння планктону (бактерій), а також медуз, риб тощо.

Цвітіння моря — незвичайні зміни кольору поверхні моря, спричинені біологічними факторами. Це явище — наслідок бурхливого розвитку рослинних і (рідше) тваринних організмів. Масові скупчення якогось одного організму забарвлюють поверхню моря в жовтий, рожевий, червоний та інші кольори. Так, при масовому розвитку діатомових водоростей біля тихоокеанського узбережжя Північної Америки море має колір крові. В Азовському морі в літній період синьозелені водорості надають воді зеленого кольору.

Розходження світла у товщі вод океану має велике біологічне значення, оскільки зумовлює можливість існування зелених водоростей. Завдяки фотосинтезу створюється первинна продукція — перша, початкова стадія розвитку органічного світу.

Акустичні властивості морської води. Вода має властивості добре проводити звук, тобто має властивість звукопровідності. В морі швидкість звуку залежить від температури та солоності води, тиску, під яким вона перебуває, тобто від глибини. Заєжність ця виражається дуже складними емпіричними формулами. При грубих розрахунках швидкість звуку в морі приймається рівною 1500 м/с, відхилення від цієї величини залежить від значень океанологічних параметрів. Швидкість звуку у морі зростає при збільшенні кожного з цих параметрів. Так, при підвищенні температури на 1 °С вона зростає приблизно на 4 м/с в холодній воді (нижче 10°С) і на 35 м/с у теплій (вище 25°С). Зміна солоності впливає на зміни швидкості звуку в морі дуже слабо, а зі зменшенням глибини на 1 м швидкість звуку зростає приблизно на 0,02 м/с.

Звуковий сигнал, розходячись у товщі морської води, з міру віддалення від джерела звуку слабшає, затухає. Затухання звуку має три причини. По-перше, при розходженні звуку у вигляді сферичної хвилі його енергія зменшується пропорційно квадрату відстані від джерела. По-друге, звукова енергія в процесі пружних коливань середовища поглинається і переходить в теплову енергію. По-третє, звук розсіюється, розходячись у різні сторони від звукового променя. Ця кількість оцінюється коефіцієнтом затухання (децибелів на км).

Коефіцієнт затухання звуку в морі невеликий і зростає зі збільшенням частоти звукових коливань. Через незначне послаблення звук може розходитись на дуже великі відстані, хоча це можливо не завжди, оскільки є ще один чинник, який впливає на дальність розходження звуку. Це стратифікація вод океану, що приводить до неоднорідності швидкості звуку по вертикалі. Звук, переходячи із шару в шар, буде заломлюватись, відчувати рефракцію, подібну світовому променю, намагаючись наблизитись до шару з нижчими значеннями швидкості, тобто до води менш теплої і менш солоної. При такому ході звукових променів по вертикалі в розрізі моря променева картина матиме такий вигляд, як показано на рис. 8.5. Існує багато таких типів, тому і променевих картин

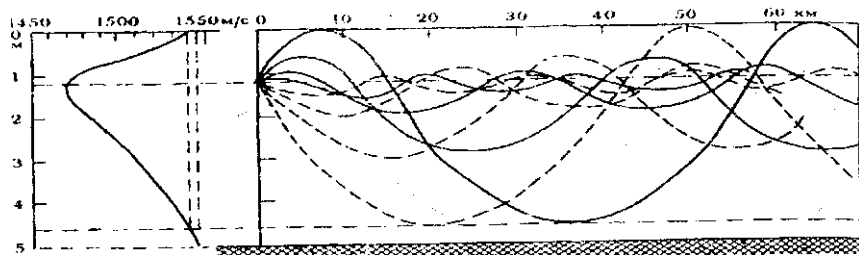


Рис. 8.5. Схема формування підводного звукового каналу (траєкторії звукових променів). Зліва — вертикальний розподіл (профіль) швидкості звуку

розходження звуку теж багато.

Всім типам кривих притаманна одна особливість: зосередження звукових хвиль у шарі з найменшою швидкістю звуку. Саме в цьому шарі концентрується енергія розходження звуку, тому його називають підводним звуковим каналом, а шар найменшої швидкості — віссю каналу. В цьому шарі (хвилеводі) можливе далеке і навіть наддалеке розходження звуку. Так, в 1956 р. звук від вибуху термоядерної бомби на атолі Бікіні (Маршаллові острови в Тихому океані) був зареєстрований гідрофонами на Бермудських островах в Атлантичному океані (на відстані 22 000 км).

Існування звукового каналу дозволяє користуватись ним з метою зв'язку: акустика в морі замінює радіо, оскільки радіовипромінювання у воді дуже швидко поглинається.

8.10. Лід в океанах і морях

Відповідні кліматичні умови сприяють утворенню льоду на більшій частині поверхні Світового океану. Термін стояння льоду різний в різних районах океану різний — від кількох тижнів у помірних широтах до постійного в полярних широтах. Площа, зайнята льодом, в Арктиці досягає майже 11 млн. км² (квітень), в Антарктиці — майже 20 млн. км² (вересень). Різною мірою льодом покривається ряд морів (Гренландське, Баффіна та ін.) і ділянки океанів (район п-ва Ньюфаундленд та ін.). Лід утворюється в Чорному і Азовському морях. Причому в Чорному морі вода замерзає лише в затоках північно-західної частини, а в Азовському за зиму льодом покривається вся акваторія. На морях, які омивають береш Росії, лід спостерігається кожного року. І тільки один з її великих портів, — Мурманськ — не замерзає, що пояснюється впливом теплої течії Гольфстріму.

Процеси льодоутворення в прісній і морській воді протікають неоднаково, оскільки ці води мають різні фізичні та хімічні властивості. Прісна вода спочатку досягає найбільшої густини при 4°C, а далі замерзає при 0°C. В процесі замерзання морської води велику роль відіграє її солоність. Для морської води солоністю більше 24,7‰ температура

найбільшої густини нижча, ніж температура замерзання. Тому до самого моменту замерзання поверхневий шар водії важчає, що спричинює інтенсивне перемішування і піднімання тепліших вод на поверхню. Саме це перемішування й утруднює льодоутворення. Щоб почалося замерзання морської води, необхідне охолодження значної її товщі. Друга причина, через яку сповільнюється (портвняно з прісною) замерзання морської води — низька температура її замерзання. Вже при солоності 24,7‰ температура замерзання складає -1,33°C, а при солоності 35‰ вона дорівнює -1,9°C. Крім того, при льодоутворенні внаслідок випадіння солей осолонюється поверхневий шар моря. Останнє спричиняється до нового перемішування, а отже й до уповільненого наростання льоду.

Початкові стадії утворення льоду такі. Біля ядер кристалізації утворюються частки льоду, котрі мають форму дрібних дисків, які зростаючись, перетворюються на *льодові голки* — кристали чистого льоду завдовжки від 0,5-2 см до 10 см. Льодові голки, змерзаючись між собою, утворюють на поверхні моря *сало*, яке має вигляд плям сіруватого кольору. Сніг, що випадає на поверхню моря, ущільнюється і перетворюється в кашоподібну масу, яка називається *сніжурою*.

Якщо море спокійне, з сала утворюється суцільний тонкий льодовий покрив завтовшки до 5 см. У солоних водах він еластичний, має матову поверхню і називається *ніласом*. У розпріснених водах цей покрив має вигляд прозорої блискучої кірки і називається *скляною*. Іноді при слабкому хвилюванні льодоутворення відбувається з багатьох центрів, при цьому утворюються невеликі крижини у вигляді дисків діаметром 30-50 см. Такий лід дістав назву *млинчастого*.

З наростанням склянки і ніласу, а також при замерзанні сніжурп і млинчастого льоду утворюється порівняно рівний лід сірого кольору, який називається *молодим льодом*.

Товщина льоду зростає поступово. А сам лід, що наростає, має правильну кристалічну структуру і більш прозорий, ніж вищерозміщені шари льоду.

Важливою властивістю морського льоду є його *солоність*. Під солоністю морського льоду розуміють кількість солей в грамах на 1 кг води, одержаної при його розтопленні. Солоність морського льоду залежить від солоності морської води, з якої він утворився, та швидкості льодоутворення. Чим старіший лід, тим менша його солоність. Солоність морського льоду коливається від 0 до 18‰ при середніх значеннях 3-8‰. Найбільша солоність на податку зими, але в цілому вона в 4-5 разів менша солоності води, з якої утворився лід.

Другою важливою властивістю морською льоду є *щільність*, яка залежить від температури, солоності, пористості льоду, а також від кількості пухирців повітря, що в нього включені. Щільність чистого прісної о льоду — 0,917, питомий об'єм — 1,0998 (питомий об'єм дистильованої води -

1,00013). Таким чином, при переході води з рідкого стану в твердий її об'єм збільшується приблизно на 9%. Відповідно до цього приблизно 0,1 частіші такої крижини піднімається над водою, а 0,9 — занурені у воду.

Істотне значення мають механічні властивості льоду. Під механічними властивостями морського льоду розуміють його здатність протистояти впливу зовнішніх сил. Такими силами є *пружність, твердість і пластичність*.

Механічні властивості морського льоду залежать від його солоності, температури і густини. Морський лід менш міцний, ніж річковий. Вважається, що міцність морського льоду становить 75% міцності річкового льоду. Цікаві дані щодо цього наведені в табл. 8.5.

Таблиця 8.5

Характеристика прохідності по морському льоду

Навантаження	Найменша товщина, см	
	Проходимість з ризиком на межі міцності	Нормальна прохідність
Лижник	3, 8	6, 3
Вершник	11, 3	Г', 5
Автомобіль (3т)	20, 1	26, 3
Трактор (10т)	35, 0	46, 3

За походженням лід океанів і морів поділяється на *морський, річковий і материковий (глетчерний)*. У Північному-Льодовитому океані зустрічаються всі ці види льоду, але найбільше морського. Річковий лід виноситься в море річковими водами, глетчерний утворюється при обламуванні частіш льодовиків, а морський — безпосередньо в морі з морської води. Зрозуміло, що в морях, які омивають Антарктиду, річкового льоду не буває.

Є різні стадії розвитку морського льоду за віком: *початкові форшг. ніласовий (молодий) лід, сірий, білігі, однорічний, дворічний, багаторічний (арктичний пак)*.

За характером рухомості лід поділяється на *нерухомий і плавучий*. Основна форма нерухомого льоду — *припай*, прикріплений до берега, острова. Він, як правило, однорічний, але в окремих місцях може зберігатись багато років. Такий багаторічний припай зустрічається біля берегів Гренландії й Антарктиди, його товщина іноді більше 3 м. Найбільш розвинений припай в окремих морях Північного Льодовитого океану, де він поширюється на сотні кілометрів.

В арктичних морях зустрічаються особливі форми нерухомого льоду — *стамухи*. Це окремі торосисті льодові утворення, які сіли на міліну і мають великі вертикальні розміри. Висота підводної частини стамух — 20-25 м, надводної — 10-15 м.

Не зв'язаний з берегом лід, який рухається під дією вітру й течій, називають *плавучим* або *дрейфуючим*. Для Світового океану він є переважачою формою і поділяється на *битий лід і льодові поля*. До битого льоду може належати крупнобитий (у поперечнику — 20-100 м) і

дрібнобитий (2-20 м). Льодові поля за площею бувають величезні (у поперечнику більше 10 км), великі (2-10 км) і дрібні (0,5-2 км). Часто на рівній льодовій поверхні в результаті поштовхів або стискування льоду утворюються нагромадження, котрі складаються з уламків крижин, які називаються *торосами*.

Кількість льоду на поверхні моря, його густина оцінюються, як і хмарність, у балах. За 10 балів приймається поверхня, повністю покрита льодом, за 0 балів — чиста вода. Проміжні кількості оцінюються так: 10% акваторії зайнято льодами — 1 бал. 50% — 5 балів.

Материковий лід у морі з'являється в результаті сповзання льодовиків із суші або при відколюванні великих масивів від шельфового льоду узбережжя полярних країн. У першому випадку утворюються *айсберги* (кілька км у поперечнику), в другому — *льодові острови* (30x35 км).

Айсберги бувають кількох видів, найчастіше зустрічаються столоподібні і пірамідальні. Перші відламуються від великих льодовикових язиків і мають рівну поверхню, вони поширені переважно в Антарктиді; другі характерні для дуже рухомих льодовиків. Утворюються порівняно невеликі айсберги, які відразу ж перевертаються вершиною догори. Поширені вони в Арктиці. Антарктичні айсберги існують 10 років і більше, арктичні — не більше 2 років.

Процес замерзання морського льоду триває до температури — 55°C. При цій температурі замерзають всі згустки розсолу, які можуть знаходитись між кристалами льоду, і утворюється суміш кристалів льоду і солей — *криогідрат*. Але деякі солі кристалізуються і при вищій температурі: вже при деякому зниженні температури водії нижче точки замерзання з неї випадає карбонат кальцію: при температурі -8,2°C із розсолу випадають згустки сульфату натрію: при температурі -23°C — хлориди; -55°C — хлористий кальцій. Ці температури називаються *евтектичними*

З підвищенням температури від — 55°C морський лід починає танути. Внаслідок випадання у воду солей в ньому збільшується кількість пор. Далі послаблення льоду спричиняє процеси випаровування і танення снігу. В першому випадку лід перетворюється на пару, в другому — на воду.

Існує ряд класифікацій вод Світового океану за характером льоду, який в них зустрічається. За класифікацією В.С.Назарова і Ю.І. Истошина виділяються: 1) *моря з епізодичним льодом*, лід у таких морях буває не щороку, взимку може з'являтися і зникати кілька разів (Північне і Чорне моря); 2) *моря із сезонним льодом* (Охотське, Балтійське, Японське, Біле); 3) *моря, в яких завжди є лід*, цю групу, в свою чергу, можна розділити на дві підгрупи: а) моря, в яких більша частина льоду тоне влітку, а частина залишається (Баренцове, Карське); б) моря, в яких лід є цілий рік, тобто і влітку, і взимку (Східно-Сибірське, Чукотське, центральна частина Північного Льодовитого океану, більшість морів Антарктики).

Льодові райони можуть мати лід різного походження: власний, який з'явився на місці (як у полярних морях), чи принесений з інших районів, як, наприклад, лід у районі Ньюфаундленда.

У північній півкулі льодовий покрив утворюється в Північному Льодовитому океані та пою морях; північній частині Атлантичного океану та деяких його морях (Балтійському і Азовському); деяких районах Північного моря і північно-західній частині Чорного моря. Серед морів Тихого океану льодом вкривається Охотське. північна частина Берінгового і Японського морів.

В Північному Льодовитому океані лід зберігається протягом цілого року і знаходиться в постійному русі. Виняток становлять лише прибережні райони арктичних морів, де взгмку утворюється льодовий припай, який влітку руйнується: максимального розвитку льодовий покрггв досягає в березні. Влітку в усіх морях Арктики відкриваються великі простори чистої води, переважно біля берегів. Лід пргг цьому залишаються в усіх морях, але скупчується, утворюючи льодові масиви, їх нараховується десять у морях російського сектора Арктики і чотири — в американському секторі. Льодові масіви створюються системою течій і вітрів, вонгг приурочені до певного географічного району з великою густрою льоду (не менше 6 балів). Дрейфуючі арктичні льодгг виносяться в Атлантичний океан через прохід між Гренландією і Шпіцбергеном, а також через протокг Канадського Арктичного архіпелагу.

В районі Гренландії, північного узбережжя Канади і Ньюфаундленду часто зустрічаються айсберги. Вонгг зароджуються на узбережжях Гренландії, Шпіцбергену, Землі Франца-Йосггфа, Нової Землі, Північної Землі та окремих островів Канадського Арктичного архіпелагу. Виносяться айсберги в океан переважно Лабрадурською течією і досягають Ньюфаундленської банки. Межа поширення льоду в північній частині Атлантичного океану проходггть південніше 72° пн.п.

У Тихому океані лід займає обмежені райони, що пояснюється вузькістю Берінгової протокгг, через яку виноситься арктичний лід. Найбільше вкривається льодом Охотське море, в якому до кінця зими замерзає вся його північна і північно-західна частина аж до Сахаліну. В Берінговому морі льодом вкрггвається тільки північна частина, сюди ж через Берінгову протоку виноситься лід арктичного походження. В Японському морі замерзають протоки Татарська і Лаперуза, узбережжя Прггмор'я і затока Петра Великого.

Щодо південної півкулі, то льодове кільце навколо Антарктиди досягає шггртпнгг 500-2000 км. Лід існує цілий рік, але площа, зайнята ним протягом року, змінюється. Пргг найбільшому розвитку льодового покриву (у вересні) кромка льоду проходить приблизно по 60° пд.пт. піднімаючись до 55° на південь від Африки і опускаючись до 65° в районі іга південний захід від Південної Америки. В Антаркдгці дуже часто зустрічаються

айсберги, причому вони можуть існувати довго і запливати дуже далеко від місця утворення: вонггг спостерігались далеко за межами антарктичних вод. іга 50-40° і навіть 30° пд.ш. Зареєстровані айсберги завдовжки від десятків кілометрів до 150-160 км, висота над рівггем моря досягає 40-50 м і навіть 90 м. Про запільну кількість айсбергів говорити важко, ггротс як приклад можна навести такі дані: за десять років спостережень (1958-1967) в деяких одноградунних клітинах (1° за широтою і довготою) знаходилось до 200 айсбергів, тобто в середньому по 20 айсбергів на рік. Всього в секторі океану між 10 і 100° сх.д. за ці 10 років спостерігалось 33500 айсбергів.

8.11. Рівень океанів і морів

Поверхня Світового океану повинна мати форму геоїда -- фігури, яка дещо відрізняється від правильного еліпсоїда обертання Землі, котрий утворюється еггламгг тяжіння і центробіжною в результаті добового обертання Землі. Спокійна поверхня океану приймається за основу, "нульову" для відліку висот суші та глибин океану.

Реально ж Світовий океан перебуває в безперервному русі, і поверхня його ніколи не залишається спокійною, а зазнає постійних вертикальних і горизонтальних переміщень водних мас. На неї впливають сили, зумовлені гідрометеорологічними процесами, приггтвоутворювальними силами Місяця і Сонця, геодинамічними силами, які спричинюють вікові зміни земної коргг, підводні землетруси, розломи і зсуви. Такі збурення мають різні періоди й амплітуди, що створює величезні труднощі при визначенні положення рівневої поверхні. Вимірювання, проведені із супутників, дозволили виявити відхилення реальної поверхні океану від теоретичного геоїда на десятки метрів в обидві сторони. Але геоїд залишається еквіпотенціальною поверхнею, на якій зберігається однакове значення потенціалу сили тяжіння. Всі деформації рівня відбуваються біля положення рівноваги, тому періодичні і вггпадкові відхилення можуть бути виключені шляхом осереднення. Тоді залишається тільки вплив постійних факторів.

Висота фактичної рівневої поверхні моря над деякою відліковою поверхнею називається *рівнем моря* і вимірюється в сантиметрах.

Коливання рівня під впливом гідрометеорологічних процесів поділяються на: спричинені змінатгг атмосферного тиску; пов'язані з дією повітряних потоків на водну поверхню; такі, що виникли внаслідок нерівномірності в процесі надходження або втрати води (випаровування, опади, річковий стік) та в результаті зміни густини води тощо. Вони бувають періодичними (сейші, вітрові хвилі), напівперіодичними (колггвання рівня, спричинені зггнно-нагінними явищами мусонних і бризових вітрів) і неперіодичними (колггвання рівня внаслідок зміни атмосферного тиску в окремих циклонах і антициклонах, що проходять над морями).

Коливання рівня, спричинені безпосередньо дією вітру, бувають досить значними і досягають іноді 1-2 м.

Згінно пагінні зміни рівня можуть бути тимчасовими, сезонними і постійними. Останні особливо характерні для області пасатів. Так, пасати Атлантичного океану безперервно наганяють воду в Карибське море і Мексиканську затоку, а пасати Тихого океану відганяють її від Панамського перешийка. В результаті цього середній рівень океану з боку Атлантики біля Панамського перешийка вищий, ніж з боку Тихоокеанського берега приблизно на 50 см.

Тимчасові коливання рівня можуть бути спричинені також сильними змінами атмосферного тиску і вітрами, пов'язаними з проходженням над морем баричних систем (циклонів і антициклонів). Такі підвищення рівня можуть привести повені з катастрофічними наслідками. Так, під час повені 1924 р. у Санкт-Петербурзі, спричиненої глибоким циклоном, атмосферний тиск упав нижче 735 мм. а швидкість вітру досягла в середньому 25 м/с, при поривах — 40 м/с.

При вивченні сезонних (внутрішньорічних) коливань рівня користуються величинами середнього місячного рівня. Таке осереднення ввіключає вплив випадкових і короткоперіодичних коливань рівня.

Внутрішньорічні коливання рівня моря невеликі і змінюються в межах 20-30 см. Найбільш високий рівень моря буває влітку, коли всі фактори (зменшення атмосферного тиску, слабкі вітри, високі температури, стік річок весняного водопілля) ведуть до його росту. Взимку всі фактори "працюють" на зниження рівня. Ці сезони підвищеного і пониженого стояння рівня моря відносяться до мусонного типу циркуляції. При її зональному типі картина зворотна: підвищений рівень моря припадає на зимовий час, а понижений — на літній (рис. 8.6).

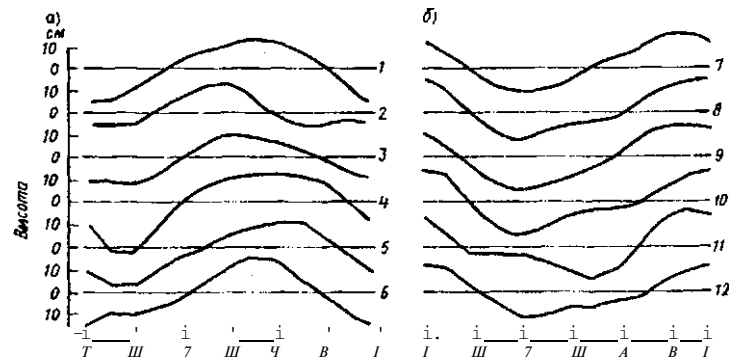


Рис. 8.6. Річний хід рівня при мусонному (а) і зональному (б) типах циркуляції атмосфери (за М.І.Єгоровим)

1 — Балтимор (Чесапська затока); 2 — Батумі (Чорне море); 3 — Шаттель-Араб (Перська затока); 4 — Мергун (Бенгальська затока); 5 — Маніла (Філіпінські острови); 6 — Кйіру (о. Тайвань); 7 — Печенга (Баренцеве море); 8 — Кабелвоч (Норвезьке море); 9 — Гршюк (Ісландське море); 10 — Харлінген (Північне море); 11 — Сімсон (Канада); 12 — Вікторія (Канада)

Середні річні рівні виявляються різними, що вказує на існування багаторічних або міжрічних коливань. Ці коливання відображають мінливість такого ж характеру в атмосферні, а їхня природа ще не встановлена так само, як і природа тривалих кліматичних змін. Розмах міжрічних коливань рівня моря знаходиться в межах 20-30 см. Робилися спроби встановити певну періодичність їх. Так, американський вчений Х. Мармер дійшов висновку, що періодичність коливань рівня на Атлантичному узбережжі — дев'ять років, на Тихоокеанському — чотири-п'ять.

Існують і триваліші коливання — вікові, які вимірюються періодами в кілька десятиліть і сотень років. Такі коливання вивчені ще менше.

Нарешті, є найтриваліші періоди! коливання рівня, періоди геологічного масштабу, котрі вимірюються тисячоліттями і мільйонами років. Вони пов'язані як зі зміною маси води в океані, так і з повільним рухом земної кори. Перші спричинені переважно зміною об'єму материкових льодовиків, другі — тектонічними процесами і зміною форинта розмірів океанів.

Рівень моря безперервно змінюється в часі. Всі коливання його відбуваються біля деякого середнього положення, котре являє собою середнє арифметичне з усього ряду спостережень за тривалий час, але не менше кількох років.

Тривалість спостережень для визначення середнього багаторічного рівня залежить від особливостей режиму рівня моря. Так, для визначення середнього положення рівня Чорного моря з точністю до ± 1 см необхідні дані спостережень за 22 роки.

Спостереження над рівнем проводяться за допомогою самописця рівня чи водомірної рейки, причому відліки по рейці беруться в певні строки.

Середній багаторічний рівень визначається як середнє арифметичне з усіх відліків рівня за весь період спостережень. Чим довший ряд, тим точніший результат. Спостереження за рівнем Балтійського моря в Кронштадті проводяться з 1835 р., тому для цього пункту середній багаторічний рівень обчислений з точністю $\pm 0,2$ см.

Середні багаторічні рівні моря на одній і тій же паралелі біля західних берегів материків лежать вище, ніж біля східних: як уже відзначалось, біля берегів Північної Америки рівень Тихого океану знаходиться вище рівня Атлантичного на 50 см; середній рівень біля Кронштадта на 180 см вищий, ніж біля Владивостока. Рівні морів не залишаються сталими навіть уздовж одного і того ж берега материка.

Середній багаторічний рівень океану на тихоокеанському і атлантичному узбережжях у північній півкулі знижується з півночі на південь. Така ж картина спостерігається на морях атлантичного узбережжя Європи, що омивають береги Росії. Так, рівень Балтійського моря біля Кронштадта на 24 см нижчий від рівня Білого моря коло Архангельська.

Середній багаторічний рівень морів, де не буває припливів, приймають за нуль глибини для морських карт. Від цього рівня вимірюють глибини

морів і висоти суші. Для морів з припливами за нуль глибини для карт у країнах СНД приймають так званий "теоретичний нуль глибин", який є, по суті, найнижчим рівнем, що виник за даних астрономічних умов. У СНД за відлікову відмітку всіх нівелірних систем (нуль висот) приймається нуль Кронштадського футштока.

Щоб уникнути від'ємних значень відліків, усі спостереження за рівнем моря приводяться до так званого єдиного нуля поста, або до вітмітки, яка розміщена на 5 м нижче нуля Кронштадського футштока.

8.12. Хвилювання в океанах і морях

Хвилювання є одним з різновидів хвильових рухів, які існують в океані. Хвиглі, незалежно від факторів, якими вони спричинені, являють собою коливальні рухи рідини в деякому шарі води. В цьому шарі частки води роблять періодичні коливання навколо положення своєї рівноваги.

Морські хвилі бувають: *вітрові; припливно-відпливні*, що виникають під дією сил притягання Місяця і Сонця; *анемобаричні*, пов'язані зі зміною поверхні океану від положення рівноваги під дією вітру й атмосферного тиску; *сейсмічні (цунамі)*, що виникають у результаті динамічних процесів у земній корі (землетруси, вулканічні виверження); *корабельні*, що утворюються при русі корабля.

Значне поширення на поверхні океанів і морів мають вітрові і приштивно-відпливні хвилі.

За розміщенням розрізняють *поверхневі* хвигші, що утворюються на поверхні моря, і *внутрішні*, що виникають на деякій глибині і майже не проявляються на поверхні.

За формою розрізняють хвилі *поступальні*, в яких спостерігається видиме переміщення хвигші, і *стоячі* (типу сейш), у яких такого переміщення не буває.

Хвигші ще поділяються на *короткі* і *довгі*. У коротких хвигль довжина хвигші менша глибини моря; у довгих, навпаки, довжша хвилі більша глибини моря.

Розрізняють такі елементи хвигль: *гребінь хвилі* — найвища точка хвигльового профілю; *підшва хвилі* — найнижча точка хвигльового профілю; *фронт хвилі* — лінія, яка проходить уздовж гребеню хвилі і перпендикулярна до напрямку переміщення хвигль; *висота хвилі* — віддал по вертикалі від найвищої до найнижчої точки хвигльового профілю; *довжина хвилі* — горизонтальна відстань між двома послідовно розміщеними найнижчими точками в напрямку розходження хвигль (чи між двома гребенями двох послідовних хвигль).

Вітрові хвилі. Діючи на поверхню води, вітер, завдяки тертю об воду, створює дотичну напругу, а також спричинює місцеві коливання тиску повітря. В результаті на поверхні води навіть при швидкості вітру 1 м/с утворюються малі хвилі, висота яких вимірюється міліметрами, а довжина

— сантиметрами. Ці шойно зароджені хвилі мають вигляд рябі. Оскільки існування таких хвигль пов'язане з поверхневим натягом, їх називають *капілярними*. Якщо вітер пройшов над водою короткочасним поривом, то утворені ним плями рябі зникають із закінченням вітру — поверхневий натяг прагне скоротити площу поверхні води. Якщо вітер стійкіш, то капілярні хвилі, інтерферуючи, збільшуються за розмірами, перш за все по довжині. Зростання хвигль приводить до об'єднання їх у групи і видовження до кількох метрів. Хвилі стають *гравітаційними*.

Під впливом вітру порушується симетрія форм хвилі — передній схил стає більш крутим і коротшим, ніж задній. Часточки води набувають поступальної швидкості і, закінчивши один оберт, повертаються не в точку початку руху, а опиняються дещо попереду в бік розходження хвигші — орбіта не замикається. Ця асиметрія профілю, збільшення крутості переднього схилу може спричинитися до зриву гребеня, до утворення пінного барашка, біляка. Нарешті, через те, що швидкість вітру часто нерівномірна вздовж фронту (гребеня) хвилі, стає нерівномірною і висота хвилі вздовж гребеня. Хвиля вже не двомірна, а тримірна. Такі хвигші і бувають в морі найчастіше.

Розміри тримірних хвигль тим більші, чим сильніший і триваліший вітер, чим більший його розгін, тобто відстань, яку він пробігає над водою. Найбільші хвилі спостерігаються в районах з частими і тривалими штормами. Величезні площі сильного хвилювання розташовані в помірних широтах, які навіть отримали назву "ревучі сорокові". Великі хвилювання часті в океанічному кільці південної півкулі, в районах квазістаціонарних атмосферних фронтів. Найвищі хвигші (34 м) спостерігаються посередині північної частини Тихого океану, найдовші (близько 800 м) біля південних берегів Брітанських островів і в екваторіальній частині Атлантичного океану. Гігантські хвиглі спостерігались також біля південних берегів Африки, які стали причиною катастроф кількох кораблів. Це так звані "хвилі-вбивці", одиночні хвилі заввишки понад 20 м. Але переважна більшість їх не досягає у висоту і 4 м, а звичайна їхня довжина — 130-170 м.

Вимірювання елементів хвигль пов'язане з великими технічними труднощами. Тому при масових спостереженнях користуються наближеними прийомами для якісної оцінки розмірів хвилювання в балах (табл. 8.6).

При підході до берега, де глибина зменшується до нуля біля урізу води, змінюється профіль хвилі і напрямок руху хвигльового променя. Відбиваючись від берега, хвиля може утворювати стоячу хвилю, може руйнуватись. В останньому випадку виникає *прибій (накат) чи скид, бурун*. Різні варіанти деформації хвилі пов'язані з характером берега і прибережного рельєфу дна. При пологому дні і незмінній прибережній смузі передній схил хвилі стає крутішим, гребінь доганяє передню підшву і навалюється, утворюючи прибій. Гребінь хвилі направляється на сушу, виникає *заплеск*. Чим більша хвиля, тим більшу частину берега заливає

Таблиця 8.6

Шкала ступеня хвилювання (за Л.О.Жуковим, 1976)

висоти хвиль, м	Бал ступеня хвилювання	Характеристика хвилювання
0	0	Хв. плывання відсутні, тільки
до 0,25	I	Слабке
0,25-0,75	II	Помірне
0,75-1,25	III	
1,25-2,0	IV	Значне
2,0-3,5	V	
3,5-5,0	VI	Сильне
5-8	VII	
8-11	VIII	Дуже сильне
11 і більше	IX	Виключне

заплеск. У результаті постійної роботи хвиль формуються пляжі і повздовжні та поперечні потоки наносів. При пологому дні і крутому високому березі гребінь ударає в берег, і вода скидається вгору, утворюючи скид. Вода при скидах біля берегів океану піднімається на десятки метрів, спостерігались скиди заввишки до 60 м. Якщо берег крутий і дно глибоке, може відбуватись відбиття хвиль та інтерференція падаючої і відбитої хвиль, тобто утвореній стоячої хвилі. Якщо неподалік від урізу води на дні є гряда з меншими глибинами (наприклад, рифи), то хвиля, не доходячи до урізу, руйнується і утворює *бурун*.

Цунамі. В деяких районах Світового океану спостерігаються цунамі — одиночні хвилі чи невеликі серії хвиль (у межах десяти) заввишки від десятків сантиметрів до 30-35 м і навіть більше. Найчастіше зустрічається період цих хвиль від 2 до 40 хв., довжина хвилі — від 20 до 400-600 км, швидкість розходження — сотні кілометрів на годину. Ці хвилі виникають у результаті землетрусів на дні океану, зсувів на крутих схилах дна і вулканічних вивержень. Деформації дна піднімають чи опускають усю товщу зоди на певній обмеженій площі. Деформація доходить до поверхні океану, і від цієї площі починає переміщуватись хвиля з типу довгих: уся товща води від дна до поверхні приведена в рух. Висота хвилі поблизу місця зародження буває лише 1-2 м. При багатокілометровій довжині вона зовсім непомітна через мізерну крутість. Корабель практично не відчуває хвилі. Лише біля берега хвиля виходить на шельф і на сушу, відбувається сильна деформація хвилі, зростає її висота і вона викочується на сушу гігантським валом.

Найчастіше цунамі бувають біля берегів Японії, Чилі, Перу. Алеутських і Гаванських островів. Приуроченість цунамі до Тихого океану пояснюється його сейсмічною і вулканічною активністю. З 400 діючих вулканів земної кулі в Тихому океані знаходиться 330. Більшість сильних землетрусів (біля 80° о) теж відбувається в зоні Тихого океану.

Не кожне цунамі буває катастрофічним. Так, в Японії з 99 цунамі катастрофічними було тільки 17, на Гавайських островах із 49 — 5, на

Камчатці з 16 — 4. Катастрофічні цунамі призводять до страшних бід. Наприклад, при цунамі 1703 р. в Японії загинуло 100000 чоловік, при цунамі 1883 р. після вибуху вулкану Кракатау в Зондській протоці — біля 40000 чоловік.

Дуже велика небезпека цунамі спричинилася до створення спеціальної елужбн попередження цунамі. Спочатку вона виникла в Японії, потім США і Росії.

Сешігі. На відміну від поступальних хвиль, при стоячих хвилях їхня форма не переміщується від одного місця моря до іншого.

При стоячій хвилі підосва чергується з вершиною, причому це чергування відбувається в одному і тому ж місці, тобто хвиля не переміщується поступально в горизонтальному напрямку. В певних точках стоячих хвиль часточки рідини залишаються нерухомими. Такі точки називаються вузлами. Точки, в яких чергуються вершина і підосва хвилі, називаються пучностями.

Стоячі хвилі утворюються від накладання поступальних і відбитих хвиль, у результаті відбиття поступальної хвилі перешкодою, розміщеною перпендикулярно розходженню хвилі.

При стоячих хвилях хвилювання не обов'язково прошікає до дна моря. Але існують коливання моря, коли вся маса води даного басейну приходить у рух. Траєкторії руху часток води при цих коливаннях такі, як і в стоячих хвилях. Це і є сейши.

8.13. Припливи і відпливи

Припливно-відпливні явища, або *припливи*, — це складні хвильові рухи водної товщі, зумовлені силами всесвітнього тяжіння і виражені в періодичних змінах рівня і течій. Виникають вони в результаті дії сил притягання Місяця і Сонця. Наочно це явище спостерігається у вигляді періодичних коливань рівня біля берегів, де відбувається то підвищення рівня — приплив, то зниження — відплив. Крайне положення рівня в кінці припливу називається *повною водою*, в кінці відпливу — *малою водою*, різниця цих рівнів називається *величиною припливу*. Проміжок часу між двома послідовними повними чи малими водами називається *періодом приливу*. Залежно від періоду розрізняють припливи *півдобові*, *добові* і *місячні* (неправильні півдобові або неправильні добові). Період півдобових припливів у середньому дорівнює 12 год. 25 хв. Протягом місячної доби при цьому типі припливів регулярно спостерігаються дві повних і дві малих води. При добових припливах майже завжди за місячну добу спостерігається одна повна і одна мала вода. Часто протягом місяця явище змінює свою періодичність, наближаючись то до півдобового, то до добового тішу. Такі припливи називаються мішаними.

Деяка незручність полягає в тому, що одним і тим же терміном "приплив" позначається і явище в цілому, і одна його частина. Хоча в інших

мовах (наприклад, в англійській, французькій, німецькій) для цього є різні назви. Однак зараз немає потреби вигадувати нове слово для позначення явища в цілому, оскільки легко зрозуміти, в якому сенсі вживають слово "приплив".

Припливно-відпливні коливання рівня спричиняє спільний вплив притягання Місяця і Сонця. Місячні припливотвірні сили, що зумовлені силами тяжіння між Місяцем і Землею, визначають основні риси припливних явищ на Землі. Припливна хвиля ніби рухається за Місяцем, роблячи добове обертання навколо Землі. Повна вода настає приблизно в момент проходження Місяця через меридіан даного місця (цей момент називається *кульмінацією Місяця*), як правило, з деяким запізненням. Проміжок часу між кульмінацією Місяця і моментом настання найбільшої повної води називається *місячним проміжком*. Середня величина останнього називається прикладним часом порту. Вона використовується як індивідуальна особливість порту і для приблизного визначення моменту настання повної води за астрономічним щорічником.

Коли Місяць і Сонце знаходяться на одній лінії з Землею (сизигії), величини припливів найбільші. Коли Місяць і Сонце видно з Землі під прямим кутом (квадратури), величини припливів стають найменшими. Перші називаються *сизигійними*, другі — *квадратурними* (рис. 8.7).

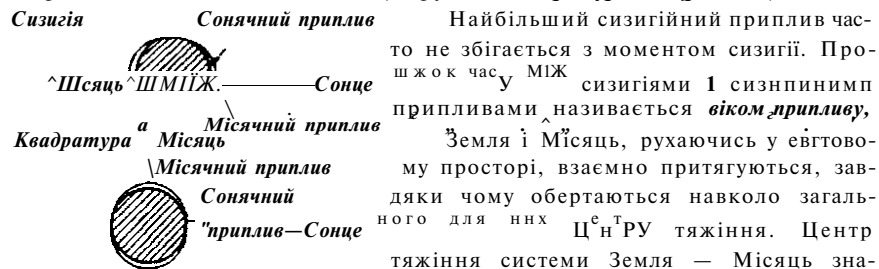


Рис. 8.7. Пояснення сизигій-ходигся на віддалі 0,73 земного радіуса, ного і квадратурного припливів тобто в середині Землі. Пояснюється це тим, що маса Землі в 81,5 рази більша маси Місяця. Система Земля — Місяць робить повний оберт навколо загального центру тяжіння приблизно за 27 діб.

В результаті обертання навколо загального центру тяжіння на Землі і на Місяці розвиваються відцентрові сили, однакові в кожній точці Землі і паралельні одна одній. Крім того, за величиною вони дорівнюють відцентровій силі в центрі Землі.

На відміну від відцентрової сили, сила тяжіння Місяця для кожної точки Землі різна, бо вона залежить від квадрата віддалі між цією точкою і центром Місяця, причому завжди і скрізь спрямована до центру.

В результаті в кожній точці Землі припливоутворювальна сила є рівнодіючою між притяганням Місяця і відцентровою силою в тій самій

точці, що утворюється в результаті обертання Землі навколо загального з Місяцем центру тяжіння.

Притливоутворювальні сили Сонця зумовлюють виникнення сонячних припливів. Дія сил аналогічна відзначеному вище. Кожна з цих систем припливів — місячних і сонячних — виникає цілком незалежно, але, утворившись, місячні і сонячні припливи складаються, і в морі спостерігається сумарний місячно-сонячний приплив. Через те, що віддаль від Землі до Сонця в 400 раз більша, ніж до Місяця, припливоутворювальна сила останнього в 2,17 рази більша припливоутворювальної сили Сонця.

Є кілька теорій походження припливів. *Теорія рівноваги*, чи *статична теорія припливів*, розроблена на основі закону всесвітнього тяжіння Ньютона. Ця теорія припускає, що в полі припливоутворювальної сили поверхня океану набуває фігури рівноваги. Якщо вважати, що океан покриває тверду оболонку Землі безперервним шаром однакової глибини, то такою поверхнею буде еліпсоїд обертання — еліпсоїд припливу, більша вісь якого завжди направлена на Місяць. Поверхня еліпсоїда двома випуклостями ("горбами") піднімається вище середнього рівня спокою океану, а між ними широким поясом, який охоплює все тіло тверду оболонку, — це пояс матих вод — лежить нижче середнього рівня. Еліпсоїд, прямуючи за Місяцем, робить один оберт протягом місяця, а тверде тіло всередині еліпсоїда робить один оберт за добу, що і створює в кожній точці тіла періодичні коливання рівня припливного типу.

Оскільки Місяць має схилення, яке періодично змінюється в межах від 23,5° до 23,5° 14, більша вісь еліпсоїда поперемінно нахилена до площини екватора. Внаслідок цього й утворюється добова нерівність припливу.

Сонце також створює свій еліпсоїд припливу, який рухається разом з ним. Але величина сонячної припливоутворювальної сили становить 0,46 місячної, тому і відхилення рівня в сонячного еліпсоїда менша.

Зміною взаємного розташування обох еліпсоїдів пояснюється фазова (півмісячна) нерівність: якщо вісі обох еліпсоїдів збігаються (сизигії), висоти припливів додаються, а якщо ж вони взаємно перпендикулярні (квадратури), то віднімаються. Величини припливів відповідно становитимуть 0,79 і 0,29 м. Якщо врахувати і паралактичну нерівність, то крайні значення припливу дорівнюватимуть 0,90 і 0,19 м. Такі незначні припливи не можна вважати характерними для Світового океану, оскільки лише біля островів відкритого океану Св.Олени, Гуам вони близькі до теоретичних — по 0,8 м.

За статичною теорією одночасно повинні наступати повні води на одному меридіані, а добова нерівність залежить від широти, чого теж в природі немає. Є ще ряд інших деталей реального припливу, які статична теорія пояснити не може, хоча основні закономірності явища в ній, в цілому, трактується добре.

Для пояснення невідповідностей, які є в статичній теорії, була розроблена *динамічна теорія припливів*. Вона розглядає явище не в статичній, а в

русі, як хвилю. Ця теорія була висунута П. Далласом, розвивалась Дж. Ері. У. Кельвіном, Дж. Дарвіном, А. Дудсоном і продовжує удосконалюватись.

Згідно з *динамічною теорією*, припливоутворювальні сили мають періодичний характер і збуджують, а також постійно підтримують в океані коливальні рухи рідини з періодами прямилоутворювальних сил. Частки води перебувають у безперервному русі, описуючи деякі орбіти. В результаті цього в океані утворюються хвилі дуже великої довжини і великого періоду, які можуть перетинати океан.

Лаплас вперше одержав рівняння руху припливів в океані постійної глибини. Ері застосував це рівняння при визначенні поширення хвиль у вузьких каналах змінної глибини. Кельвін особливу увагу придінив впливу сил Кориоліса на припливи і удосконалив прийоми по розкладанню сумарної припливної хвилі на ряд простих хвиль (гармоній), які мають вигляд правильних синусоїдальних кривих. Звідси виникла *теорія гармонійного аналізу*, яку розвинув Дж. Дарвін.

Таким чином, згідно з динамічною теорією явища припливу розглядаються як вид руху. Припливоутворювальні світила Місяць і Сонце утворюють два види рухів: вимушені і вільні.

Величина припливів на островах в океані досягає 2 м. Лише на о-ві Мадейра вона становить 0,5 м, а на Канарських островах — 2,5 м.

З наближення до берегів зменшуються глибини і ускладнюється рельєф дна. Тому в прибережних районах характер припливів змінюється. Біля малопорізаних берегів величина припливу не перевищує 3 м. У протоках, верхів'ях заток і гирлах річок зустрічаються припливи заввишки більше 6 м. Особливо великі припливи спостерігаються в лійкоподібних затоках (Пенжинська губа Охотського моря), де досягають 13 м, або в затоці Фанді (східне узбережжя Північної Америки), де досягають максимального для Світового океану значення — 18 м.

У гирлах річок під впливом мілководдя і звуженого русла приплив дуже деформується і поширюється вгору по річці у вигляді високої і крутої одиночної хвилі. Це явище в різних країнах дістало різні назви: бора у Франції та Англії, поророка в Південній Америці. Так, поророка в гирлі Амазонки досягає висоти 3,5-4,5 м.

Припливоутворювальні сили зумовлюють утворення *пришивно відпливних течій*. Як уже відзначалося, величина цих сил у сизигії має найбільше значення, а в квадратурі — найменше. П'ятикратність же течії в квадратурі в 2,5 раза менша, ніж у сизигію. Характер приливо-відпливних Течій залежить від розмірів моря, конфігурації берегів та рельєфу дна.

У вузьких протоках приливна течія весь час спрямована в одну сторону, а відпливна має протилежний напрямок. У момент зміни припливної течії на відпливну і навпаки швидкість дорівнює нулю, тобто течії в цей час немає. У відкритому морі течії найчастіше мають обертальний характер. Разом зі зміною швидкості течії безперервно змінюється її напрям. У таких

місяцях течії роблять повний оберт за 12 год. 25 хв. (півдобовий характер припливу) або за 24 год. 50 хв. (добовий приплив). Обертання течій пов'язане з обертанням Землі, причому в північній півкулі за годішковою стрілкою.

Припливні течії спостерігаються в усій товщі вод Світовою океану. У відкритому океані в поверхневому шарі максимальні швидкості приливних течій можуть досягати і ,85 км/год, біля дна вони зменшуються.

Знання характеру формування і розповсюдження приливно-відпливних течій має важливе значення для судноплавства. Адже лише приливна течія дає змогу заходити океанським суднам у річкові порти, розташовані вище гирла річок. Спеціально були розроблені і запроваджені таблиці припливів, які дають змогу мореплавцям розрахувати час заходу в порти залежно від висоти припливу.

За параметрами восьми (а інколи і більше хвиль) завчасно обчислюють висоти і моменти повних і малих вод, а для деяких пунктів і висоти припливу на кожен годину кожного дня року та вносять їх у таблиці. Таблиці "Ежегодник" чи "Таблицы приливов" видаються кожного року і вимагають багато часу і зусиль для складання їх. А. Дудсон і Х. Варбург запропонували простіший метод обчислення, який дозволяє обмежитись незмірно меншою тривалістю ряду спостережень — двома добами. О.І. Дуванін, розвиваючи цей метод, запропонував приливні таблиці постійної дії, які не треба щорічно перевидавати цілком.

За цими ж принципами складають і таблиці приливних течій. Для них використовують тривалі спостереження за течіями на станціях у відкритому морі. Дані спостережень обробляють тим же методом гармонічного аналізу, отримують гармонічні сталі величини і за ними обчислюють течії.

Розходження припливної хвилі добре ілюструють *карти котидальних ліній*, або *котидаляльні карти*. Котидали — це ізолінії, які з'єднують точки, в яких повна вода настає в один і той же момент.

На рис. 8,8 показана котидаляльна карта Північного моря. виявилось, що в північному морі є дві амфідромічні точки — одна на захід від Ютландії, друга біля берегів Скандинавії. Ці точки —

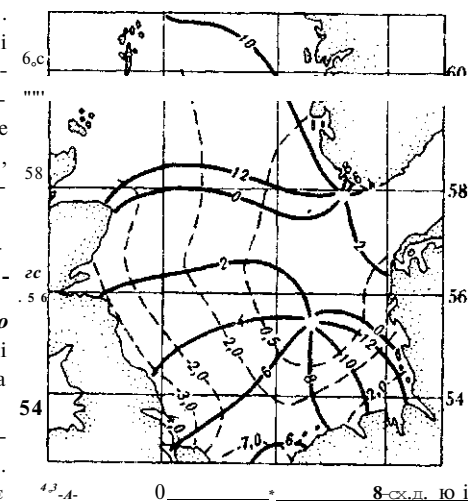


Рис 8.8. Котидаляльна карта Північного моря. Суцільні лінії - котидали $\frac{P}{P_{\text{ез}}^2}$ години, пунктир - величина (м) припливу (за Г.Дітріхом)

ніби центри, які обходить припливна хвиля, що утворюється при накладанні поступальної припливної хвилі на відбиту чи стоячу. Для цих точок характерні малі, майже зникаючі величини припливу при великих швидкостях течій. На карті також показані величини припливів.

Людина давно зацікавилась використанням припливів і відпливів для своїх потреб. Вже близько 1000 років тому в Англії і Франції будували прості млини, які використовували енергію приливу. В I половині ХХ ст. почали будувати невеликі електростанції. Великі ж електростанції не могли будувати через труднощі, які виникають від нерівномірності на різних стадіях припливу. Порівняно недавно сконструювали турбіни двосторонньої дії (оборотні), які працюють при прямому і зворотному русі води.

Досить ефективною є однобасейнова станція з оборотними турбінами. Потужність станції залежить від розмірів відгородженого від моря басейну і середньої величини припливу. Розроблено (і в деяких країнах реалізовано) проекти потужних припливних станцій. На узбережжі Баренцового моря біля с.Лумбовка споруджено першу в Росії припливну електростанцію.

8.14. Течії в океанах і морях

В океанах частки води переносяться з одного району в інший на дуже великі відстані. Ці переміщення часто займають величезні маси океанічних вод, охоплюючи широкою смугою шар води певної глибини. На великих глибинах і біля дна існують повільніші переміщення часток, як правило, в напрямі, зворотному до поверхневих водних мас. Поступальний рух часток води з одного місця океану чи моря в інше називається *течією*.

Крім постійних переміщень водних мас, у морях і океанах існують поступальні рухи води, спричинені змінними вітрами. Рухи води можуть мати також періодичний характер, вони спричинені дією приливоутворювальних сил Місяця і Сонця (пришвшно-відпливні течії).

Існує низка класифікацій морських течій. Основною вважається класифікація течій за *походженням, густинні течії*, зумовлені нерівномірним горизонтальним розподілом густини води; *вітрові*, або *дрейфові*, спричинені силою тертя рухомого повітря; *пріпливно-відпливні* зумовлені дією періодичних припливноутворювальних сил Місяця і Сонця; *згінно-нагінні*, спричинені нахилом поверхні моря в результаті дії вітру; *бароградієнтні*, пов'язані з нахилом рівня моря, зумовленим змінами в розподілі атмосферного тиску; *стокові*, що утворюються за рахунок підвищення рівня в прибережних ділянках у результаті річкового стоку.

• За *стійкістю* течії поділяються на *постійні, періодичні і тимчасові*. Постійні течії мало змінюють швидкість і напрям протягом сезону або року. Це пасатні течії всіх океанів. Гольфстрім, Куро-Сіво і ряд інших. Періодичні течії повторюються через однакові проміжки часу в певній послідовності (припливно-відпливні). Тимчасові (неперіодичні) течії виникають унаслідок неперіодичної взаємодії зовнішніх сил, насамперед

вітру.

За *глибиною розміщення* виділяють течії: *поверхневі*, які поширюються на глибину до 100 м; *глибинні*, які зустрічаються на різних глибинах від поверхні моря; *придонні*, поширені в шарі, прилеглому до дна.

За *характером руху* відділяють *прямолінійні і криволінійні течії*, які, у свою чергу, поділяються на *циклонічні і антициклонічні*.

За *фізико-хімічними властивостями* розрізняють *теплі і холодні, солоні і розпріснені* течії. В північній півкулі, як правило, течії, що рухаються в північному напрямі, є теплими (Гольфстрім, Куро-Сіво), а течії, що рухаються на південь — холодними (Лабрадорська, Курильська).

Найбільш яскраво у Світовому океані виражені течії, які утворюються в результаті взаємодії одразу кількох факторів.

Види течій. В результаті тертя вітру об поверхню моря і частково в результаті тиску вітру на поверхню хвиль виникають *вітрові течії*. При цьому течії, які виникають в результаті дії тривалих панівних вітрів, називаються *дрейфовими*. Прикладом дрейфових течій є пасатні, Північно-Атлантична, течія Західних Вітрів. Енергія руху тертя передається в нижчі шари води, внаслідок чого виникає їхній поступальний рух.

Теорія дрейфових течій була розроблена Екманом і пізніше розвинута радянськими вченими колишнього СРСР. Для спрощення Екман приймав океан безмежним, глибини нескінченно великими, а вітер, що діє на поверхню моря, постійним. В результаті він дійшов висновку, що поверхнева течія відхиляється від напрямку вітру в північній півкулі вправо, а в південній — вліво на 45° , причому це відхилення не залежить ані від швидкості вітру і течії, ані від географічної широти (рис. 8.9).

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, що дорівнює глибині тертя, швидкість течії дуже уповільнюється і становить лише 4% швидкості поверхневої течії.

В результаті накопичення води, яке спричинює неодинаковий тиск у різних місцях моря на одних і тих же рівневих поверхнях, утворюються стокові течії. Накопичення води відбувається в основному за рахунок зміни рівня під впливом вітру і притоку річкових вод. Певну роль відіграє випадання атмосферних опадів і танення льоду. Типовим прикладом стокових течій є Флоридська течія, що витікає з Мексиканської затоки і дає початок Гольфстріму.

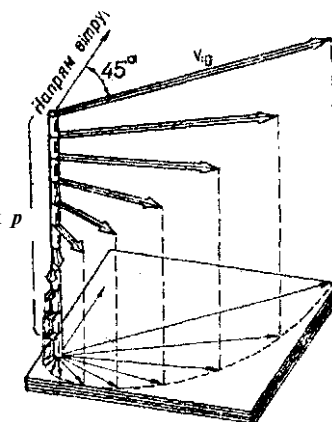


Рис. 8.9. Перспективне уявлення дрейфової течії на різних глибинах

Річниця атмосферного тиску в різних районах океану може також викликати течії. В результаті підвищення атмосферного тиску над певним районом порівняно з сусіднім починається переміщення водних мас з одного району в інший. Такі течії називаються бароградієнтними. Вони незначні за силою.

Густинні течії зумовлені нерівномірним розподілом температури і солоності води, а відповідно і густини по горизонталі, що спричиняє переміщення водних мас.

Течії, зумовлені ухилом поверхні моря, часто називають градієнтними. Ця група об'єднує і усинні течії, згінно-нагінні, стокові, бароградієнтні.

В цілому рідко можна спостерігати течії, які спричинені однією з декількох сил. Найбільш чітко виражені течії Світового океану, утворені під впливом ряду факторів. Гольфстрім є і густиною, і стоковою, і вітровою течією.

Після виникнення течії починають діяти й другорядні сили і фактори, які впливають на течії. Ці сили самі по собі не здатні спричинити течії, але вони видозмінюють зароджені течії. До них можна віднести силу Коріоліса і силу тертя.

Перша примушує потік відхилятися від свого напрямку в північній півкулі вправо, а в південній — вліво; друга на межі течії гальмує її, поглинаючи частину кінетичної енергії.

Крім того, напрямки течії змінюють конфігурація берегів материків і рельєф дна океану.

Під потужним впливом океанічними течіями існують протитечії, тобто течії, спрямовані в бік, протилежний поверхневим течіям. Такі протитечії спочатку були відкриті під Гольфстрімом, а пізніше — під Куро-Сіво.

Загальна схема течій Світового океану. В тропічній зоні Світового океану, де існують стійкі зони пасатів північно-східного (північна півкуля) і південно-східного (південна півкуля) напрямку, виникають постійні і потужні **пасатні** течії (північна і південна), спрямовані на захід (рис. 8.10). Зустрічаючи на своєму шляху східні береги материків, течії створюють нагін води (підвищення рівня) і повертають вправо в північній і вліво в південній півкулі.

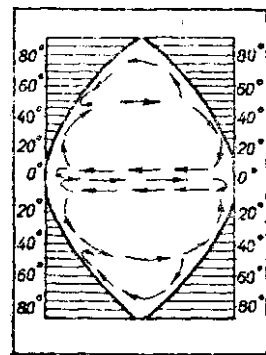


Рис. 8.10. Загальна схема течій Світового океану

Приблизно на 40° широти в обох півкулях на маси води починають діяти західні вітри, течії повертають на схід і північний схід. Зустрічаючи на своєму шляху західні береги материків, вони повертають на південь у північній півкулі і на північ у південній, утворюючи замкнені кільця циркуляції. У північній півкулі циркуляція спрямована за годинниковою стрілкою,

у південній — проти годинникової стрілки. Одночасно частина східної течії повертає в північній півкулі на північ, утворюючи самостійну циркуляцію вод у помірних широтах.

Між течіями пасатних зон північної і південної півкуль виникають протитечії, спрямовані на схід. Вони виникають у наслідок нерівномірності розподілу вітру, який зароджується в тропічній зоні, а також через різницю густини води в західній і східній частинах океанів.

Інший характер має розподіл течій у тропічній зоні північної частини Індійського океану. Півострів Індостан тут виступає далеко на південь, тому величезний материк Азії створює сприятливі умови для розвитку мусонів. З цієї причини в північній частині Індійського океану течії сезонні.

У помірних широтах між 45° і 65° у північних частинах Атлантичного і Тихого океанів течії утворюють кільце циркуляції проти годинникової стрілки, але воно відрізняється малою стійкістю, що пояснюється характером атмосферної циркуляції. Винятком є течії, які утворюються в результаті існування постійного нахилу рівня моря від екватора до полюсів, наприклад легаті Північно-Атлантична і Північно-Тихоокеанська течії.

У Північному Льодовитому океані загальний рух води відбувається проти годинникової стрілки. В океан у вигляді Шпіцбергенської течії заходять атлантичні води.

Тривалі дослідження дозволили створити не тільки генеральну схему, але й скласти схематичну карту основних течій Світового океану (рис. 8.11). Назви течій і коротка характеристика їх наведена в табл. 8.7 (номери в таблиці відповідають номерам на карті).

Режим течій Світового океану має велике практичне значення, насамперед для навігації. З цієї метою для прибережних районів складаються таблиці припливно-відпливних течій, а для відкритого океану

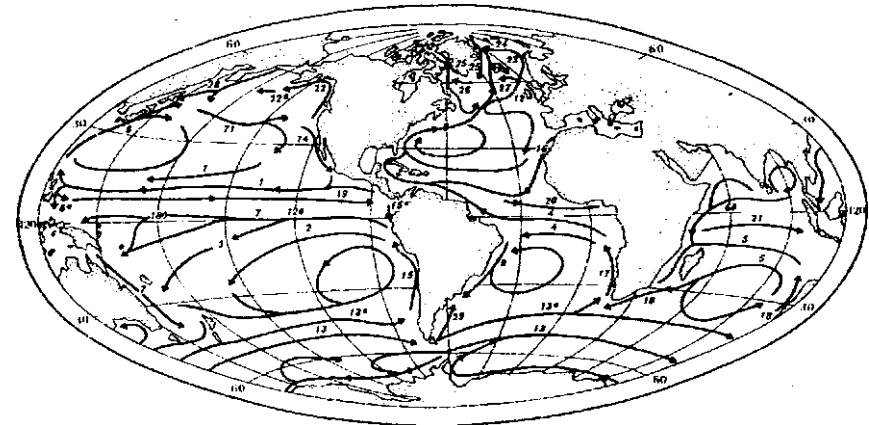


Рис. 8.11. Схематична карта течій у Світовому океані (за Г.Дітріхом) Пояснення див. у табл. 8.6

Основні течії Світового океану

№	Назва	Температур-на градація	Стійкість	Середня швидкість см/с
Тихий океан				
I.	Північна пасатна	Нейтральна	Стійка	80
6a.	Мінданао	Нейтральна	Стійка	30
6.	Куро-Сіво	Тепла	Дуже стійка	35
II.	Північно-Тихоокеанська	Нейтральна	Стійка	35
22.	Аляска	Тепла	Стійка	15
22a.	Алеутська	Нейтральна	Нестійка	15
28.	Курило-Камчатська (Ойясіо)	Холодна	Стійка	25
14.	Каліфорнійська	Холодна	Нестійка	12
19.	Міжпасатна (екваторіальна протитечія!)	Нейтральна	Стійка	50-130
2.	Південна Пасатна	Нейтральна	Стійка	95
7.	Східно-Австралійська	Тепла	Стійка	20
13a.	Південно-Тихоокеанська	Нейтральна	Нестійка	5
15.	Перуанська	Холодна	Слабо стійка	10
15a.	Ель-Ніньо	Тепла	Слабо стійка	-
13.	Антарктична циркумполярна	Нейтральна	Стійка	25-75
Північний Льодовитий океан				
23.	Норвезька	Тепла	Стійка	-
24.	Західно-Шпіцбергенська	Тепла	Стійка	-
25'.	Східно-Гренландська	Холодна	Стійка	50
25a.	Західно-Гренландська	Тепла	Стійка	-
Атлантичний океан				
3.	Північна пасатна	Нейтральна	Стійка	25
8	Гольфстрім	Тепла	Дуже стійка	75
12.	Північно-Атлантична	Тепла	Дуже стійка	50
4a.	Канарська	Холодна	Стійка	50
27.	Ірмінгера	Тепла	Стійка	-
26.	Лабрадорська	Холодна	Стійка	75
20.	Міжпасатна протитечія	Нейтральна	Стійка	75
4.	Південна пасатна	Нейтральна	Стійка	95
9.	Бразильська	Тепла	Стійка	26
13a.	Південно-Атлантична	Нейтральна	Стійка	65
17.	Бенгальська	Холодна	Стійка	25
19.	Фолклендська	Холодна	Стійка	-
13.	Антарктична циркумполярна	Нейтральна	Стійка	25
Індійський океан				
5.	Південна пасатна	Нейтральна	Стійка	-
10.	Агульська (Голкового мису)	Тепла	Дуже стійка	70
18.	Західно-Австралійська	Холодна	Нестійка	-
19.	Антарктична циркулеполярна	Нейтральна	Стійка	• 25-75

— карти неперіодичних течій, які інформують мореплавців про середні багаторічні характеристики течій.

Вивчення динаміки течій необхідне для правильної організації рибного промислу. -Як відомо, багато видів'риб зосереджуються у фронтальних зонах океану, багатих на корм.

Морські течії мають велике значення в житті Світового океану і всієї планети. Вони впливають на обмін вод, зміну берегів (руйнують їх), циркуляцію атмосфери, а також на клімат різних частин земної кулі.

Морські течії спричинюють переміщення повітря з низьких широт у високі і в тому ж напрямку переносять теплу воду, пом'якшуючи клімат. Збіг основних напрямків руху повітря і вод, що переносяться течіями, має дуже велике значення. Рухаючись на південь, повітря низьких широт охолоджується, внаслідок чого збільшується хмарність і зменшується випаровування з поверхні океану.

Значний вплив на температуру і солоність вод у північній частині Атлантичного океану, а також на клімат територій, що прилягають до нього, має Гольфстрім. Маса теплої води Гольфстріму нагрівають розміщені над ним повітряні маси. Панівні західні вітри в зоні помірних широт переносять потік теплої морської води в напрямку до Європи. В західній частині Атлантичного океану Гольфстрім спричинює посилення в зимовий час холодних і сухих північних і північно-західних вітрів. Саме цим зумовлені різкі кліматичні відмінності між країнами, розміщеними на однакових широтах по обидва боки океану, наприклад між Норвегією і Гренландією. Відхилення температури від середніх широтних величин у січні досягають у Норвегії 15-20°C, в Мурманську — 11°C. Завдяки впливу Гольфстріму температура води біля Кольського півострова ніколи не падає нижче 0°C, а порт Мурманськ не замерзає.

8.15. Життя в океанах і морях, використання їхніх ресурсів

Морська вода є середовищем, яке сприяє розвитку життя. Вчені вважають, що життя на нашій планеті почалося саме в океані. Води океанів і морів населені величезною кількістю живих організмів, які характеризуються надзвичайною різноманітністю.

Життя в океані залежить від умов середовища, з яких досить важливіми є гідрометеорологічні фактори. Проникнення світла в товщу води пов'язане з її прозорістю, а від цього залежить життєдіяльність рослинних організмів. Для життя рослин необхідні також деякі поживні солі — сполуки азоту, фосфору і калію, які містяться у морській воді в малій кількості. Ці солі надходять у поверхневі шари океану частково з береговим стоком, але головна маса їх піднімається на поверхню разом з глибинними водами в результаті осінньо-зимової конвекції і турбулентних рухів у гідросфері (апвелінг).

В той же час життєдіяльність живих організмів дуже впливає на фізико-

хімічні властивості води океанів і морів. Ці організми поглинають з морської води велику кількість діоксиду вуглецю, кальцію, кремнію, які витрачаються на побудову їхніх скелетів.

Живі організми Світового океану поділяються на три великі групи: *планктон*, *нектон* і *бентос*.

Планктон — це одноклітинні водорості (фітопланктон), одноклітинні або дрібні багатоклітинні тварини-інфузорії, дрібні ракоподібні (зоопланктон).

Із 33 класів рослин, відомих на земній кулі, у Світовому океані живуть 5 класів, а ще 10 класів живуть як у морських, так і в прісних водах. Серед морських рослин основна роль належить одноклітинним. З багатоклітинних рослин в океані поширені великі за розмірами ламінарії (морська капуста), фукуси, саргасуми, nereocистуси, лесонії. Бурі водорості переважають у помірних і холодних морях.

Тваринні організми, що живуть на Землі, поділяться на 11 типів і 65 класів. Більшість із шіх є корінними жителями моря. Тільки 8 класів живуть виключно на суші.

З найпростіших тваринних організмів найпоширеніші корененіжки, форамініфери та радіолярії. Серед багатоклітинних організмів найчисленнішими є молюски (більше 62000 видів). З двостулкових молюсків промислове значення мають устриці, морські гребінці та мідії. У теплих водах досить поширені головоногі молюски, представлені кальмарами, каракатицями, восьминогами, аргонавтами. Широко представлений юіас ракоподібних (до 20000 видів), до яких належать і краби.

До вищих хордових належать риби. Найбільшою рибою в океані є китова акула (довжина її — 16 м). Довжина акулподібного ската — 15 м. маса — 2 т. В цілому, в Світовому океані налічується 16000 видів риб.

З класу ссавців в океані зустрічаються китоподібні і ластоногі. Кити поділяються на вусатих (беззубих), які живляться зоопланктоном (переважно ракоподібними) і дрібною рибою (гренландський кит, синій кит, фінвал, сейвал), і зубастих (кашалот). До зубастих китів належать дельфіни, в тому числі білуха і касатка. Кити, які жигляться планктоном, досягають гігантських розмірів, деякі з них мають довжину 34 м і масу 150 т. Це найбільші тварини на Землі. У водах високих і помірних широт поширені представники загону ластоногих: морський лев, тюлень, морж, морський котик.

Продукція (П) океану характеризує продуктивність ґруші організмів, біомаса (Б) — кількість живих організмів (за масою чи об'ємом) в 1 м³ води (для планктону чи нектону) або ж в 1 м² площі (для бентосу). П/Б — відношення продукції до біомаси — величина, що характеризує активність організмів. Під *(Ялогічний ресурсами)* океану розуміють потенціальну продукцію корисних організмів, яка завжди більша можливого вилучення біологічних продуктів. Ці ресурси необхідно знати, щоб вести промисел

раціонально, не підриваючи продуктивної бази об'єктів промислу.

Загальний річний вилов морських організмів зараз становить 90-92 млн.т. Промисли розподілені по Світовому океану нерівномірно: більше 60% його площі має дуже малу промислову цінність, подібну пустелям на суші. Головну промислову цінність має область шельфу, на яку припадає біля 90% усієї добичі.

Продуктивність, якщо під нею розуміти отримання органічних ресурсів з одиниці поверхні Світового океану, в середньому дорівнює 184 кг/км², на материковому схилі — 65, у відкритому океані — 7 і на шельфі — 2504 кг/км².

На думку вчених, можливе подальше збільшення вилову морських організмів до 90-100 млн.т/рік. Але потрібно вживати й заходи по регулюванню і обмеженню промисла. Цього досягають шляхом укладення різних міжнародних конвенцій.

Другий захід по обмеженню промисла — введення економічних зон — районів відкритого моря, які прилягають до територіальних вод держави, де остання має суверенні права на розвідку, розробку і збереження природних ресурсів (як живих, так і всіх інших), що знаходяться на дні, в його надрах і у воді.

Економічні зони завширшки 200 морських миль (1 морська миля дорівнює 1852 м) встановили в себе вже понад 100 держав. Промисел у цих зонах і навіть дослідницькі роботи можна вести тільки за погодженням з державою — сувереном. Встановлення зон вимагає розвитку промислів у відкритому океані, а отже, й розширення океанологічних досліджень.

Світовий океан багатий і на корисні копалини, які ще слабо розвідані і які лише починають розробляти. Вони містяться в донних відкладах, підстишючих породах, берегових розсипах.

У розсипах добувають титан, цирконій, золото, платину, срібло, цинк, алмази, фосфорити. Шахтним способом (з берега) добувають кам'яне вугілля, залізні, мідні нікелеві, ртутні руди. Особливо цінні залізомарганцеві руди.

Широке розповсюдження на дні моря мають нафтогазоносні родовища, з яких вже експлуатується 350, переважно на шельфі. Найбільші з них знаходяться в Перській затоці, Карібському морі (Венесуельська затока) і Мексиканській затоці. Нині з дна моря добувається понад 20% загальної кількості нафти.

Енергетичні ресурси океану представлені енергією хвилювання, різницею температури води на різних горизонтах, енергією припливів. На практиці реально існують лише припливні електростанції (ПЕС). Перша така станція (потужністю 240000 квт) була збудована в 1967 р. у Франції в гирлі р.Ранс, яка впадає в протоку Ла-Манш. У Росії працює дослідна ПЕС в губі Кислій на Кольському півострові та розглядається питання будівництва ПЕС у гирлі р.Мезені в Пенжшській затоці.

Людина все більше виливає на природні ресурси океану, втручається в його серпидовище. І якщо раніше негативні наслідки цього втручання проявлялись лише в прибережних районах океану, то зараз вони відчужуються й у відкритих його частинах. Несприятливий вплив людини на океан полягає перш за все в забрудненні його вод і надто великому вилу промислових морських організмів.

Головна небезпека для морських екосистем полягає в забрудненні вод нафтою. Щорічно в океан потрапляє не менше 10 млн. т нафти. Головне джерело цього забруднення — морський транспорт, промислові і комунально-побутові стоки, які надходять із суші; витікання в результаті аварій при добуванні нафти на морському дні. Великий громадський резонанс викликала аварія танкера "Амоко Кадіс" в 1978 р. біля берегів Бретані (Франція). Нафта, яка вилілась, утворила пляму розміром 50x7 км, нафта потрапила на пляжі. Відома своїми негативними наслідками аварія на нафтовому родовищі Екофіск (1975 р.) у Північному морі. Значної шкоди було завдано екосистемі Перської затоки в 1991 р. під час агресії Іраку проти Кувейту, коли нафта з багатьох свердловин іракською сгороною була спрямована в затоку.

Нафта, яка розлилась по поверхні моря (1 т нафти може покрити 12 км- морської поверхні), утворює плівку, яка утруднює газообмін води з атмосферою.

Завдають шкоди морським організмам й інші забруднювальні речовини — отрутохімікати, детергенти, важкі метали тощо. Деякі риби накопичують у собі отруйні речовини, що створює загрозу вже і для людини.

До величезних втрат морської фауни спричинився неконтрольований вилу промислових риб і деяких тварин. Майже повністю винищені морські корови на Командорських островах, скоротилась чисельність китів.

Уникнути глобальної загрози, яка нависла над океанами і морями в результаті антропогенного впливу, можна, лише уклавши міжнародні угоди про контроль за скиданням забруднювальних речовин, регулювання промислу морських організмів, заборону вилу деяких видів їх.

Контрольні запитання

Що розуміють під Світовим океаном?

Які характерні основні елементи рельєфу дна океану?

Які типи донних відкладів є в океанах і морях?

На які групи поділяються речовини, що входять до складу морської води?

Що таке солоність морської води?

Як формується тепловий баланс океанів та морів?

Як змінюється густина морської води з глибиною?

Що таке водна маса?

Які основні оптичні характеристики води використовуються в океанологічній практиці?

Які є види льоду з океанах і морях?

Що таке рівень моря?

На які типи поділяються морські хвилі та які основні причини виникнення їх?

Які с теорії походження припливів і відпливів?

Як класифікуються течії в океанах і морях?

На які групи поділяються живі організми Світового океану?

Що розуміють під продуктивністю океанів і морів?

Які види ресурсів розрізняють у Світовому океані?

У чому полягає негативний вплив людини на океани і моря?

9. ВОДНІ РЕСУРСИ УКРАЇНИ, ЇХНЄ ВИКОРИСТАННЯ Й ОХОРОНА

9.1. Поняття про водні ресурси і водний фонд

У сучасній науці і практиці є кілька визначень поняття "водні ресурси". В самому широкому значенні *під водними ресурсами розуміють усі води нашої шіпанети, тобто води поверхневого і підземного стоку, ґрунтові і підземні води, води льодовиків і постійно залягаючих снігів, океанічні, морські й атмосферні води, води штучних водних об'єктів*. Якщо ж виходити із інтересів і потреб матеріального виробництва та життєдіяльності людини, то під водними ресурсами слід розуміти придатні для використання запаси поверхневих і підземних вод якої-небудь території чи держави. Це в основному прісні води — води річок, озер, водосховищ, льодовиків, ґрунтові і підземні, тому що вони є одним з основних природних компонентів життя людей і задоволення потреб різних галузей народного господарства.

У зв'язку з тим, що підземні води, а також води озер, боліт та льодовиків використовуються порівняно мало і всі вони в процесі круговороту води зв'язані з водами річок, під водними ресурсами великих територій і країн розуміють лише величину середньорічного стоку річок. При оцінці ж водних ресурсів окремих регіонів та економічних районів враховуються також запаси підземних, озерних та інших відтів вод.

Середньорічний стік, або норма річного стоку річок, визначається за даними безпосередніх обчислень витрат води і подається в мУс. Щоб отримати величину стоку (водних ресурсів) за рік, потрібно одержане значення норми річного стоку помножити на кількість секунд в році, тобто

$$V = (3 \cdot 10^7) / G.$$

де V — величина стоку за рік, м³; G — середня багаторічна величина річного стоку, м³/с; T — кількість секунд в році (для середнього року $T = 31,54 \cdot 10^6$ с).

Розраховану таким чином величину водних ресурсів для зручності підрахунків і користування часто подають у кубічних кілометрах (км³).

Водні ресурси річок, на яких не ведуться систематичні спостереження за стоком, визначаються за картами ізоліній середнього річного стоку або іншими способами. Лк правило, значення стоку на картах наводяться в модулях (л/с-км²) або у висоті шару стоку (мм). Щоб визначити за каргою водні ресурси якої-небудь річки, необхідно для центру її басейну зняти з карти значення модуля або шару стоку і провести розрахунки за формулою

$$\backslash Y = M - P - 31,54 - 10 \backslash$$

де $\backslash Y = M - P - 31,54 - 10 \backslash$ де

$M - P = \text{Сл-ср-Ю}$, оскільки

$M \wedge O \wedge p / p$ - Ю' або

$$\backslash Y = li - P - 10 \backslash$$

де $\backslash Y_2$ — величина стоку за рік, м¹; M — середньорічний модуль стоку, л/с-км²; P — площа басейну річки, км²; p — шар стоку, мм.

При кількісній оцінці водних ресурсів використовують гое два поняття: **статичні (вікові) запаси** і **відновлювальні водні ресурси**. Останні змінюються в часі, щорічно відновлюються в процесі круговороту води на Землі та водообміну між сушею й океаном. Кількісно їх оцінюють річним стоком річок.

Сукупність водних об'єктів як фізико-географічних одиниць складає єдиний державний водний фонд. Він включає: річки, озера, водосховища, інші поверхневі водойми і водні джерела, а також води каналів і ставків, підземні води, внутрішні моря і територіальні води (територіальне море). Причому всі ці водні об'єкти входять до складу єдиного державного водного фонду за будь-якої гідрологічної характеристики їх незалежно від кількості та якості води, яка в них є у цей час. Наприклад, до складу водного фонду входять повністю пересихаючі і перемерзаючі річки і озера. Цей приклад свідчить, що водний фонд — це не маса води, яка вимірюється в літрах, кубічних метрах або кубічних кілометрах (як водні ресурси), а сукупність якісно різних водних об'єктів.

У водному фонді можуть бути зміни, спричинені дією стихійних сил (землетрусів, селєвих потоків, зсувів тощо). Проте навіть тоді, коли водойма чи водотік пересохла, зникли, воші все ж будуть вважатися водними об'єктами, поки не будуть офіційно виключені із водного фонду.

В результаті господарської діяльності і дії стихійних сил можуть утворюватись нові водні об'єкти (наприклад, озера в колишніх кар'єрах і виробках торфу, завальні і загатні озера). Але вони лише тоді будуть включені до складу водного фонду, коли офіційно будуть визнані водними об'єктами. Порядок пріісйоення назв фізико-географічним утворенням (водним об'єктам) встановлюється спеціальним положенням, яке затверджується Кабінетом Міністрів України.

У.2. Водні ресурси і водний баланс України

Водні ресурси України складаються з місцевого стоку, який формується в річковій сітці на території України, та стоку, що надходить на її

територію з прилеглих регіонів по Дніпру і його притоках, Сіверському Дінцю, Дунаю та інших річках.

Поверхня України порізана густою сіткою річок. Всього нараховується понад 73000 річок різної довжини. З них річок завдовжки понад 10 км — 4000 або 5,5% загальної кількості. Відносно довгих річок (завдовжки понад 100 км) тільки 130. Залежно від величини басейну, довжини, водоносності, запасів гідроенергоресурсів, придатності для роботи водного транспорту та інших ознак, річки України поділяються на **великі, середні** і **малі**. До **великих річок** належать Дніпро, Дністер, Південний Буг. Прип'ять, Десна і Сіверський Донець. Решта річок складають категорію середніх і малих.

Розподіл річок по території та густота їх нерівномірні, що обумовлюється неоднаковими в різних частинах України кліматичними умовами, характером рельєфа, геологічною будовою окремих районів та іншими факторами. В цілому ж кількість і водоносність річок зменшується в напрямку з більш зволоженого північного заходу до посушливого південного сходу. Середня густота річкової сітки становить 0,39 км/км²; вона більша на півночі (0,5 км/км²) і зовсім мала на півдні (до 0,1 км/км²). Найгустіша сітка річок у Карпатах (понад 1 км/км²) та Кримських горах (до 0,6-0,7 км/км²).

Головним джерелом живлення річок і формування водних ресурсів України є атмосферні опади, яких у середньому за рік випадає 366 мм (або 609 мм). Проте лише невелика частина їх (близько 50 мм³, або 83 мм) формує річковий стік. Решта вологи витрачається на випаровування.

На територію України з-за її меж у середньому за рік надходить 159 км' води. Отже, сумарні водні ресурси становлять 209 км'. Розподіл їх по окремих річках (крім Дунаю) наведений у табл. 9.1. По Кілійському гирлу Дунаю в Україну надходить 123 км¹ (загальний середньорічний стік Дунаю становить 203 км¹), по інших річках — 36 км¹ води.

Таблиця 9.1

Водні ресурси основних річок України

Річка	Площа водозбору, км ²	Водні ресурси, км (рік)		
		Середній рік	Маловодний рік	Дуже маловодний рік
Дніпро	328000	53,5	43,0	32,2
В тому числі:				
Прип'ять	114300	13,2	9,91	6,82
Десна	88900	11,4	8,90	6,42
Сіверський Донець (біля м.Лисичанська)	52400	3,47	2,48	1,59
Південний Буг	63700	3,39	2,19	1,26
Дністер	72100	8,66	6,78	4,89
Тиса (біля смт Вилोक)	9140	6,26	4,70	3,20

Водні баланси адміністративних областей України

Області		Елементи балансу, ТІМ				випаровування
		річкової стік			підземний	
		повний	поверхневий	підземний		
Вінницька	595	77	59	18	513	
Волинська	661	91	73	18	599	
Дніпропетровська	516	28	27	1	486	
Донецька	558	10	33	6	519	
Житомирська	682	92	76	16	393	
Закарпатська	939	549	429	120	390	
Запорізька	484	23	21	2	461	
Івано-Франківська	876	370	296	74	506	
Київська		64	48	16	581	
Кіровоградська	536	45	41	4	491	
Луганська	568	54	41	13	514	
Львівська	838	230	153	77	608	
Миколаївська	454	20	20	0	434	
Одеська	495	11	11	0	484	
Полтавська	584	64	57	7	520	
Рівненська	708	85	65	20	623	
Україна в цілому	654	103	77	26	551	
Тернопільська	724	121	68	53	603	
Харківська	590	61	41	17	529	
Херсонська	416	5	5	1	411	
Хмельницька	623	105	74	31	568	
Черкаська	572	58	48	10	514	
Чернівецька	788	160	136	24	628	
Чернігівська	665	88	67	21	577	
Республіка Крим	450	32	13	19	418	
Україна в цілому	609	83	64	19	526	

З наведених даних видно, що Україна має значні сумарні водні ресурси. Проте вони не повною мірою характеризують її водозабезпеченість, тому що значна частина їх, зокрема води, котра надходить, не завжди в повному об'ємі може бути використана для потреб, оскільки вона є власністю сусідніх країн. Отже, власними водними ресурсами України є місцевий стік річок, на який повністю можна розраховувати при плануванні водозабезпечення населення та інших водокористувачів. За запасами місцевих водних ресурсів у розрахунку на одного жителя (менше 1000 м³ у рік) Україна відноситься до малозабезпечених водою країн (в середньому по Європі водні ресурси на душу населення становлять 5.18 тис. м³ у рік).

Оцінюючи водні ресурси, потрібно враховувати ряд обставин, які ускладнюють використання річкових вод. *Це, по-перше*, значні коливання водних ресурсів у часі. Тому в маловодні посушливі роки водні ресурси значно менші, ніж у середній за водністю рік. Так, місцевий стік у маловодні роки (75% забезпеченості) становить 45 км³, а в дуже маловодні (95% забезпеченості) — лише 22 км³. Саме на цей стік орієнтуються при організації водопостачання та проведенні інших водогосподарських заходів. Нерівномірно розподіляються водні ресурси і по сезонах року.

По-друге, водні ресурси нерівномірно розподілені по території України, внаслідок чого водозабезпеченість в окремих регіонах неоднакова. Наприклад, якщо на одного жителя Закарпатської області припадає майже 7000 м³ води місцевого стоку в рік, то в Херсонській області — лише 123 м³.

По-третє, негативним фактором, який обмежує можливості використання наявних водних ресурсів, є погіршення якості води через скидання у водні об'єкти стічних вод. внаслідок чого вода забруднюється, втрачає корисні якості і часто стає непридатною для певних видів використання.

Стік річок є одним з компонентів водного балансу, який для території України характеризується річною сумою опадів 609 мм. котрі витрачаються в основному на випаровування (526 мм) і в значно меншій кількості на формування місцевого стоку (83 мм), з якого на поверхневий стік припадає 64 мм. на підземний — 19 мм. Середні багаторічні водні баланси адміністративних областей України наведені в табл. 9.2.

Загальною закономірністю змін елементів водного балансу по рівнинній території України є зменшення їхньої величин з півночі на південь унаслідок шпотної зміни кліматичних (зональних) факторів: опадів, температури і випаровування. В горах елементи водного балансу змінюються з висотою.

Кількісні характеристики елементів водного балансу та співвідношення їх не залишаються постійними в часі — вони змінюються з року в рік. Ці зміни обумовлюються природними коливаннями кліматичних факторів і господарською діяльністю людини (аграрно-меліоративні заходи, гідротехнічне будівництво, забори води із водних об'єктів на різні потреби, міжбасейновий і внутрішньобасейновий перерозподіл та

регулювання стоку тощо). Внаслідок проведення цих заходів збільшуються ресурси вологи в ґрунті, зменшується поверхневий (паводковий) стік, збільшується живлення підземних вод і стік підземних вод у річки. Змінюється також структура випаровування: зменшується непродуктивне випаровування, більше вологи йде на транспірацію рослинами. Вилучена з водних об'єктів вода або не повертається в них назад і виключається із загального кругообігу, або надходить до них в іншому місці, в іншій кількості та іншої якості, або поповнює інші компоненти вологообігу (опадн, випаровування).

Для повної характеристики водних ресурсів недостатньо знати тільки їхній об'єм, розподіл по території і зміни в часі. Необхідно враховувати і якість води, під якою розуміють сукупність фізичних, хімічних, біологічних та бактеріологічних показників. Залежно від цих показників визначають придатність води для певного виду використання.

Якість води формується під впливом природних факторів та госпо-

дарської діяльності людини. Природні умови, зокрема, визначають різний хімічний склад і неоднакову мінералізацію вод річок. Так, у північній частині України (в Поліссі) хімічний склад і мінералізація вод формуються під впливом надмірного зволоження території, тому вони характеризуються незначною мінералізацією (від 170 до 460 мг/л), яка дещо збільшується в річках басейну Західного Бугу (до 560 мг/л). Річки цього регіону дренують багаті на карбонатні породи верхньокрепдові і третинні відклади, тому води в них гідрокарбонатно-кальцієві.

У лісостеповій зоні склад води також гідрокарбонатно-кальцієвий, однак мінералізація їх становить 600-1000 мг/л. У нижніх частинах басейнів річок Псла, Сули і Ворскли води їхніх притоків гідрокарбонатно-магнієво-натрієві.

У степовій зоні хімічний склад річкових вод зумовлений наявністю в ґрунтах легкорозчинних солей з переважанням сульфатів і хлоридів натрію та магнію. Тому на півночі зони води гідрокарбонатно-кальцієві, мінералізація їх досягає 1000 мг/л і більше; на півдні мінералізація збільшується, змінюється і сольовий склад. На заході південної частини степової зони та крайньому півдні води сульфатно-натрієво-кальцієві і сульфатно-хлоридно-натрієві, мінералізація їх — 2000-5000 мг/л. У центральній та східній частинах зони річкові води сульфатно-кальцієво-натрієві, мінералізація — 1000-2000 мг/л. У степовому Криму води сульфатно-хлоридно-натрієві та хлоридно-натрієві, їх мінералізація близько 2000 мг/л.

В Гірському Криму наявність карсту зумовлює збагачення води річок гідрокарбонатами кальцію і магнію; мінералізація їх змінюється в межах 340-460 мг/л. Мінералізація річкових вод Карпат невисока (140-350 мг/л); води тут дуже бідні на кальцій та деякі мікроелементи, наприклад йод.

Великі річки України (Дніпро та його притоки Прип'ять і Десна, Південний Буг, Дністер, Сіверський Донець) характеризуються помірною мінералізацією вод і гідрокарбонатно-кальцієвим складом.

Від мінералізації залежить твердість річкових вод. У річках Полісся, Карпат та Гірського Криму вона невелика — 1-5 мг-екв; у Лісостепу збільшується до 6-15, а в Степу — до 20-30 мг-екв.

Важливим показником якості води є її мутність. Річки України переносять багато часток наносів, які складають твердий стік. Кількість і склад їх різні, що залежить від фізико-географічних особливостей території, де протікають річки, та інтенсивності процесів ерозії в їхніх басейнах. Так, на півночі України при надмірному зволоженні та пересіченому рельєфі процеси ерозії розвинені слабо, тому річки тут переносять невелику кількість наносів — їхня середня мутність не перевищує 20-50, а найбільша досягає 200-300 г/мз.

У Лісостепу, де багато суглинистих відкладів та велика розореність ґрунтів, водна ерозія дуже значна, її зумовлюють і кліматичні особливості зони: значні відлиги взимку і інтенсивні зливові дощі. Тому мутність води у

річках збільшується — середня річна величина її становить 100-250 г/мз, підвищуючись до 500 г/м³ у межах Подільської височини. Максимальне значення мутності досягає 3000 г/мз. Малі водотоки під час паводків можуть перетворюватись на грязьові потоки з мутністю 500 кг/мз і більше.

Води річок степової зони ще мутніші, до чого сприяється слабка природна задернованість поверхні, наявність суглинків, які легко піддаються змиву, а також кліматичні особливості. Концентрація наносів у водах досягає 250-500 г/м³ а в межах височин перевищує 500 г/м³; мутність вод тимчасових водотоків набагато вища.

Наноси водотоків рівнинної території переміщуються в завислому стані, переважно при весняних водопіллях та літніх паводках.

Річки Карпат характеризуються паводковим режимом і переносять велику кількість наносів різного складу та різних розмірів. З полонин стікають потоки з мутністю, яка не перевищує 100-300 г/мз; дещо більше насичені наносами води річок, що стікають з облісених схилів — • 300-500 г/мз. Проте навіть незначне порушення дернини на полонинах чи вирубування лісів призводить до значного збільшення еродованості території та мутності вод (до 5-10 кг/м³ і більше).

На рівнинній частині Криму середня мутність річок становить 20-50, а на сході і заході півострова до 100 г/мз.

У гірській частині, де ерозійна діяльність вод значно інтенсивніша, мутність збільшується і досягає 500-1000 г/мз. При переважному значенні 250-500 г/мз.

У Карпатах і Криму при зливових дощах на невеликих річках можуть формуватися селеві потоки.

Проте ці природні показники якості вод не завжди характеризують їхню дійсну якість, бо суттєвий вплив на хімічний склад вод має господарська діяльність на водозборах та в руслах річок.

Найбільшою мірою якість природних вод змінюється від забруднення їх стічними водами промислових підприємств та комунального господарства, а також від поверхневого стоку з територій населених пунктів, промислових об'єктів, транспортних шляхів та сільськогосподарських угідь. На даний час в Україні щорічно скидається понад 20 кмз стічних вод, з них майже 3 км³ — неочищених та недостатньо очищених. Наслідком цього є погіршення якості води водотоків та водойм, у тому числі головного носія водних ресурсів України — Дніпра, в який скидається понад 10 км³ стічних вод, майже 15% яких забруднені. Це спричиняється до підвищеного вмісту в його водах заліза, цинку, ртуті, хрому, марганцю, нікелю, міді, пестицидів, різних органічних кислот тощо.

Останніми роками значно погіршився якісний стан вод Дунаю, Дністра та їхніх приток: тут вміст органічних речовин, азотовмісних сполук, нафтопродуктів, фенолів, деяких важких металів перевищує гранично допустимі концентрації.

У воді Південного Бугу та його приток концентрація амонійного і нітритного азоту також перевищує допустимі норми. Особливо забрудненою є вода Сіверського Дінця, котра за вмістом сульфатів, хлоридів, нафтопродуктів, фенолів, азотвмісних сполук, важких металів не відповідає санітарним нормам, а в ряді пунктів вміст цих речовин у десятки разів перевищує гранично допустимі концентрації.

-Якісний стан води малих річок також значною мірою формується нині під впливом господарської діяльності; хімічний склад їх змінюється внаслідок забруднення стічними водами. Особливо забрудненими є води річок Приазов'я.

Велике занепокоєння викликає радіоактивне забруднення вод. Проведені спеціалізованими установами дослідження показали, що на більшій частині території України вміст радіонуклідів у водах річок, озер та водосховищ не перевищує гранично допустимих концентрацій. Винятком є слабопроточні водойми в районі ЧАЕС, де концентрація ізотопів цезію і стронцію підвищена.

9.3. Використання водних ресурсів

Водні ресурси України використовуються здавна. Зокрема, річки були шляхами сполучення, джерелами водопостачання, гідравлічної енергії, зрошення земель. Розвиток зрошення на півдні України та осушення боліт на півночі має давню історію. Проте інтенсивне використання водних ресурсів розпочалося за часів радянської влади, від періоду так званої індустріалізації, коли бурхливими темпами, причому будь-якою ціною почали розвиватись різні галузі народного господарства. Для покращення судноплавних умов, а головне для виробництва електроенергії на Дніпрі (біля Запоріжжя) в 1932 р. було завершено будівництво Дніпрогесу; в цей же час будувалися ГЕС на малих річках, проводились меліоративні роботи, величезні об'єми води забиралися для водопостачання промисловості і населення. Особлива увага приділялась водозабезпеченню основних промислових районів — Донбасу і Придніпров'я. Донецький промисловий район був першим районом, для якого в довоєнні роки була створена єдина водогосподарська система водозабезпечення і каналізації.

Розвивались такі галузі водного господарства, як водний транспорт, лісосплав, риболовство, сільськогосподарське водопостачання, велись роботи по боротьбі зі шкідливою дією вод. Однак ці водогосподарські заходи на території України в довоєнні роки носили галузевий характер. Галузі водного господарства розвивались відокремлено, що пояснюється порівняно невеликими об'ємами використання водних ресурсів та достатньою кількістю їх для задоволення місцевих потреб.

У післявоєнний період поряд з відбудовою зруйнованих об'єктів розгорнулись роботи по дальшому розвитку водного господарства. Розпочалося інтенсивне гідроенергетичне та водотранспортне освоєння Дніпра,

будівництво сільських ГЕС на малих і середніх річках, рибогосподарське освоєння ставків і водосховищ. Широкого розмаху набули роботи по зрошенню й осушенню земель, водопостачанню, каналізації, боротьбі з повеннями тощо. Подальший розвиток промисловості, теплоенергетики, сільського господарства, різке збільшення міського населення супроводжувались збільшенням водоспоживання. Все більше і більше стала відчуватись обмеженість водних ресурсів в окремих районах, що негативно відбилосся на їхньому економічному і соціальному розвитку. Тому наукою і практикою були вироблені основоположні принципи використання й охорони водних ресурсів, додержання яких забезпечувало б оптимальне задоволення потреб у воді відповідних галузей народного господарства. Ці принципи зводяться до такого: водні ресурси мають використовуватись раціонально і комплексно: при використанні водних ресурсів не повинні різко порушуватись окремі лапки гідрологічних систем; у процесі використання водних ресурсів обов'язково є охорона водних ресурсів у комплексі з охороною всього оточуючого середовища. **Раціональне використання** — це всебічно науково обгрунтоване використання вод, яке забезпечує оптимально корисний ефект для суспільства в поточний період і протягом прийнятого періоду розрахункової перспективи при неодмінному дотриманні всіх вимог водного і природоохоронного законодавства. Раціональне використання водних ресурсів є обов'язком усіх водокористувачів. Цей принцип повинен забезпечуватись при розміщенні, проектуванні, будівництві і введенні в експлуатацію як нових підприємств, споруд тощо, так і тих, що реконструюються, а також при впровадженні нових технологічних процесів, які впливають на стан вод.

Під комплексним використанням водних ресурсів розуміють одночасне, найдоцільніше задоволення потреб у воді відповідних галузей народного господарства і оптимальне поєднання інтересів усіх водокористувачів. Комплексне використання водних ресурсів має місце, коли одним водним об'єктом користується кілька галузей водного господарства або один водоспоживач для кількох "цілей.

Комплексне використання водних ресурсів не означає однакового задоволення всіх потреб у воді. У більшості випадків при комплексному використанні водних ресурсів деяким видам водозабезпеченості надаються переваги, виходячи з місцевих господарських і природних умов. При цьому потреби населення в питній воді задовольняються в першу чергу, оскільки замінити воду нічим іншим неможливо.

Отже, поняття "раціональне" і "комплексне" використання водних ресурсів не рівнозначні. Комплексне використання є різновидом раціонального використання. В Україні водні ресурси повинні використовуватись раціонально і комплексно. Проте є випадки, коли раціональне використання водних ресурсів може забезпечуватись без комплексності (наприклад, коли водний об'єкт використовується одним споживачем для

єдиної мети). Комплексне використання вод, як правило, відсутнє у випадках, коли джерела мінеральних вод використовуються для потреб охорони здоров'я або коли водні об'єкти є заповідниками.

Недотримання при водокористуванні принципу непорушності окремих ланок складних гідрологічних систем, сформованих природою, призводить до негативних екологічних наслідків. Такими є, зокрема, підтоплення, заболочування і засолення земель у південних областях України, куди додатково подається велика кількість води для зрошення; або значне зниження рівнів підземних вод і переосушення боліт у Поліссі внаслідок відведення з них води при інтенсивному осушенні.

З метою оптимального розподілу між споживачами води основних річок України для них були розроблені схеми комплексного використання. Однак такі локальні рішення щодо використання водних ресурсів не задовольняли народне господарство в цілому. Тому в 1965 р. для території України була складена Генеральна схема комплексного використання і охорони водних ресурсів, основним завданням якої було спланувати використання водних ресурсів для забезпечення розвитку народного господарства і потреб населення у воді, виключити можливі диспропорції між потребами у воді та реальними можливостями задоволення цих потреб: розробити необхідні водогосподарські заходи; попередити забруднення, засмічення і виснаження ресурсів природних вод. На основі Генеральної схеми розроблялись басейнові і регіональні схеми з виділенням першочергових об'єктів для будівництва.

Для регулювання використання водних ресурсів і централізованого проведення різних видів водної меліорації був створений спеціальний державний орган — Міністерство меліорації і водного господарства України (нині Державний комітет України по водному господарству). Через спеціалізовану сітку водогосподарських організацій разом з Мінприроди та місцевими адміністративними органами цей комітет здійснює контроль за використанням і охороною вод.

Правовою основою водних відносин в Україні є *Водний кодекс України* та *Закон про охорону оточуючого природного середовища*.

Так поступово в Україні сформувався і функціонує *водогосподарський комплекс* — складне системно-структурне формування, яке включає в себе водні ресурси, водокористувачів, органи управління і контролю та характеризується певною функціональною, галузевою і територіальною структурою.

Водокористувачі в складі водогосподарського комплексу виступають не відокремлено, а як окремі галузі народного господарства. Такими галузями-водокористувачами є промисловість, сільське господарство, гідроенергетика, комунальне господарство, водний транспорт, рибне господарство тощо. Сукупність цих галузей-водокористувачів утворює своєрідну галузь народного господарства — водне господарство.

Для забезпечення водою споживачів на водних об'єктах споруджують комплексні і некомплексні гідровузли, водозабори, різні водорегулюючі споруди, а для подачі води — канали, водоводи, водопроводи тощо. Сукупність гідравлічно зв'язаних водних об'єктів і водогосподарських споруд, сумісне функціонування яких має оптимально задовольняти запити водокористувачів, утворює водогосподарські системи.

Для водопостачання населення, промисловості, зрошення земель, обводнення, розвитку рибного господарства, водного транспорту і гідроенергетики в Україні створені водогосподарські системи комплексного призначення. Зокрема, водогосподарські системи Дніпра, Дністра, Південного Бугу тощо; каналів Сіверський Донець — Донбас, Дніпро — Кривий Ріг, Північно-Кримський канал, Дніпро — Донбас; великі зрошувальні й осушувальні системи. Складні водогосподарські заходи проведені для створення систем водопостачання великих міст, особливо Києва, Харкова, Львова, Кіровограда, Чернівців та деяких інших.

Про використання води основними споживачами протягом 1960-1992 рр. можна скласти уявлення за даними, наведеними в табл. 9.3. Ці дані свідчать, що сумарне споживання води за останні 30 років постійно зростало і в 1985 р. досягло 36 км³, причому більше половини цієї води використовувалося безповоротно. Для окремих споживачів характерні певні особливості збільшення водоспоживання. Так, за період 1960-1980 рр. безповоротно водоспоживання комунальним господарством кожні п'ять років зростало приблизно на 30%, що пояснюється збільшенням чисельності міського населення (від 48 до 63%) і покращенням благоустрою міст. У наступні роки темпи приросту безповоротного водоспоживання зменшились, у зв'язку з меншим приростом міського населення (лише на 2%) і проведеними заходами по охороні і економному використанню води. Найбільше води в розрахунку на одного жителя подається в Луганську і Запоріжжі (понад 500 л/добу). В Дніпропетровську, Донецьку, Маріуполі, Києві, Львові, Одесі, Харкові, Херсоні водоспоживання одним жителем перевищує 400 л/добу, а у

Таблиця 9.3

Динаміка водоспоживання в Україні, км³

Водокористувачі	роки						
	1960	1965	1970	1975	1980	1985	1992
Комунальне господарство	1,0	1,3	1,9	2,4	3,3	2,8	3,9
Промисловість	0,6	0,8	1,1	1,4	1,8	2,0	1,2
	11,8	14,3	16,5	17,0	11,7	16,8	14,2
	2,1	2,8	3,6	3,7	4,2	4,3	4,4
Сільське господарство	3,1	5,1	7,0	9,9	12,7	15,4	14,1
	2,8	4,6	6,1	8,7	10,4	12,5	9,1
Всього:	15,9	20,7	25,4	29,3	33,7	36,0	32,2
	5,5	8,2	10,8	13,8	16,4	18,8	14,7

Примітка. В чисельнику дається повне, а в знаменнику — безповоротно водоспоживання

Вінниці, Луцьку, Житомирі, Кіровограді, Миколаєві. Полтаві, Рівному. Сумах, Тернополі, Хмельницькому, Сімферополі, Черкасах і Чернівцях знаходиться в межах 300-400 л/добу; в решті міст — менше 300 л/добу. В сільських населених пунктах, які мають централізоване водопостачання, водоспоживання досягає 180-200 л/добу.

Найбільшим споживачем води на даний час є промисловість, повне водоспоживання якої за 1960-1980 рр. весь час збільшувалося і досягло $17,7 \text{ км}^3$ за рік. У наступні роки воно стабілізувалось і навіть намітилася тенденція до зменшення водоспоживання за рахунок впровадження оборотних систем водопостачання і зменшення внаслідок цього споживання свіжої води. На жаль, безповоротне водоспоживання весь час збільшується і нині становить понад 4 км^3 за рік. У промисловості найбільшими споживачами води є енергетика (60%), чорна металургія (17%), хімічна та нафтохімічна (6%) і харчова (5%) промисловість.

В сільському господарстві вода використовується для зрошення, обводнення і сільськогосподарського водопостачання. Найбільшим споживачем води серед них є зрошувальне землеробство, на долю якого з $15,4 \text{ км}^3$ повного водоспоживання припадає $9,2 \text{ км}^3$, або понад 58%. Характерною особливістю водокористування в сільському господарстві є дуже велике безповоротне споживання води. Зрошені і зволожені землі в Україні займають 2,6 млн. га.

9.4. Охорона водних ресурсів

Використання водних ресурсів, як і інших видів природних ресурсів, неминуче спричиняється як до позитивних, так і негативних наслідків. У міру розвитку цивілізації використання води неухильно збільшувалося. Одночасно зростала і кількість стічних вод, які скидаються у водотоки і водойми. Оскільки такі води не завжди бувають достатньо чистими, вони обумовлюють зміни якості природних вод, або забруднення їх, що і є одним із проявів негативного впливу людини на водні ресурси і основною причиною якісного виснаження останніх.

Під забрудненням розуміють насичення вод такими речовинами і в таких кількостях, які погіршують якість води й спричиняють різні негативні наслідки. З точки зору господарського використання водні об'єкти вважаються забрудненими, якщо вони стали частково або повністю непридатними хоч би для одного з видів водокористування. Крім забруднення, водні об'єкти можуть засмічуватись.

Під засміченням розуміють потрапляння у водотоки і водойми сторонніх нерозчинних предметів (наприклад, шлаку, металолому, будівельного сміття тощо), які не змінюють якості води.

Під виснаженням вод розуміють зменшення придатної для використання води у водному об'єкті, яке обумовлене господарською діяльністю і має стійку направленість.

Джерел забруднення природних вод багато і воші дуже різноманітні. Крім промислових і комунально-побутових стічних вод, до них належать дошові та снігові стоки, які змивають виробничий і побутовий бруд з промислових майданчиків і міських вулиць, вимивають штучні добрива з отрутохімікати з полів. Забруднюють воду промислові викиди в атмосферу у вигляді твердих часток і газів, котрі осідають на землю, та продукти побутової хімії. Причиною забруднення може бути безпосереднє скидання сміття та інших відходів у річки і водойми, робота транспорту, сплавлення деревини та довге знаходження її на воді, недостатня підготовка для затоплення ложа водосховища і ставків, розмив берегів, розвиток синьозелених водоростей тощо. Води океанів і морів забруднюються промисловими відходами, нафтою і нафтопродуктами.

В минулому забруднених стоків було порівняно небагато, вони мали переважно комунально-побутове походження. Стічні води багаторазово розводилися великою кількістю чистої води, а природні процеси самоочищення звільняли води від органічних забруднень.

У наш час становище різко змінилось. Індустриалізація країн, збільшення кількості міст і міського населення, інтенсифікація та хімізація сільського господарства спричинилися до значного збільшення водоспоживання і скидання стічних вод. Кількість стічних вод збільшилась у багато разів, змінився склад забруднювачів. У водотоки і водойми стали надходити у великій кількості стійкі забруднювачі, від яких вода не здатна звільнитися в процесі самоочищення. Внаслідок цього якість води погіршується, вона стає непридатною для питного водопостачання, в ній гинуть живі організми, а в ряді випадків вода стає непридатною навіть для технічного водопостачання. Відбувається не стільки кількісне, скільки якісне виснаження водних ресурсів, бо при скиданні 1 м^3 неочищених стічних вод забруднюється $40-60 \text{ м}^3$ (а іноді й у багато разів більше) чистої природної води.

Через забруднення водотоків і водойм дорожчають системи водопостачання населених пунктів і промислових підприємств, знижується рибопродуктивність річок, ставків і водосховищ, погіршуються умови відпочинку населення тощо. Одночасно у водні об'єкти скидається велика кількість цінних відходів, утилізація яких дозволила б значною мірою уникнути забруднення і зберегти цінну сировину.

У майбутньому забори води для водопостачання зростатимуть, а отже зростатиме й кількість стічних вод. Оскільки запаси прісних вод на Землі обмежені, перед людством постала проблема збереження та охорони їх від забруднення. І якщо порівняно недавно нестача води відчувалась лише в районах, недостатньо забезпечених природними водами, то нині від цього потерпають і ті райони, котрі раніше вважалися багатими на воду. Вода стала важливіш фактором розвитку і розміщення деяких галузей промисловості та своєрідною сировиною, використання якої вимагає великих матеріальних витрат на проведення складних технічних заходів.

Проблема забезпечення населення і народного господарства прісною водою стала однією з найактуальніших проблем сучасності. Загроза кількісного та якісного виснаження водних ресурсів, що має місце в деяких країнах, стала приводом для песимістичних прогнозів щодо майбутнього водозабезпечення, перспективи водного голоду. Тому охороні водних ресурсів у всьому світі приділяється велика увага. Актуальна ця проблема і для України.

Під охороною водних ресурсів розуміють сукупність організаційних, технологічних, економічних і правових заходів, направлених на запобігання, обмеження й усунення забруднення, засмічення та виснаження водних ресурсів з метою задоволення оптиміальних потреб населення і народного господарства у воді нормативної якості.

Заходи щодо охорони водних ресурсів поділяються на профілактичні (направлені на недопущення (або обмеження) появи нових джерел забруднення, засмічення і виснаження вод) та практичні (направлені на усунення несприятливого впливу господарської діяльності на стан вод). До профілактичних заходів відносяться: розробка схем комплексного використання й охорони водних ресурсів; екологічна експертиза проектів будівництва і реконструкції об'єктів, які впливають на кількісний та якісний стан вод; нормування водоспоживання і водовідведення; видача дозволів на спеціальне водокористування; забезпечення введення в експлуатацію водоохоронних споруд одночасово з уведенням основних виробничих об'єктів; ефективна експлуатація очисних та інших водоохоронних споруд, які виключають надходження у водні об'єкти забруднених стічних вод, а також поверхневого стоку з промислових майданчиків, населених пунктів і сільськогосподарських угідь; контроль за скиданням стічних вод і станом водних об'єктів.

До практичних заходів відносяться: встановлення норм гранично-допустимих скидів (ГДС) у водні об'єкти забруднюючих речовин зі стічними водами діючих підприємств і введення в експлуатацію очисних споруд для досягнення встановлених норм ГДС; застосування різного роду санкцій (відповідно до чинного законодавства) за забруднення, засмічення і виснаження вод аж до закриття окремих підприємств, цехів чи комплексів.

Для збереження якісного стану природних вод необхідно, насамперед припинити скидання стічних вод у водотоки та водойми або очищати стічні води. Проте через велику кількість стічних вод уникнути скидання їх у водні об'єкти зараз неможливо. Тому основна увага приділяється очистці стічних вод.

Залежно від фізичного стану, складу і концентрації забруднюючих речовин тепер використовують різні способи очистки стічних вод — механічний, хімічний, фізико-хімічний і біологічний. Проте надзвичайна складність очистки, її висока вартість, а головне — недостатня ефективність не дають підстав вважати цей шлях охорони водних ресурсів основним.

Справа в тому, що найдосконаліші способи очистки стічних вод не забезпечують повного звільнення їх від забруднень. Очистка стічних вод на 80-90% вважається досить досконалою, а звільнившись від решти 10-20% найбільш стійких забруднень не вдається. Підраховано, наприклад, що підвищення ступеня очистки стічних вод із 85% до 95% збільшує витрати на очистку приблизно вдвічі, а понад 95% — в 10 разів на кожен додатковий відсоток підвищення ефективності роботи очисних споруд. Це означає, що у водотоки і водойми з очищеними стічними водами потрапляє ще велика кількість забруднень. Тому щоб досягти задовільного санітарного стану водних об'єктів необхідно стічні води розводити чистими водами в 5-10 разів і більше (наприклад, стічні води деяких виробництв сігететичного каучуку розводять навіть у 2000 разів).

Отже, очистка стічних вод не вирішує проблему охорони водних ресурсів, а являє собою тільки допоміжний захід. Щоб повністю забезпечити охорону водних ресурсів, слід провести низку заходів, а саме: знизити водоемкість виробництва шляхом зменшення витрачання води на одиницю продукції і переведення деяких галузей промисловості (де це допускається) на сухе виробництво; перевести більшу частину промислових підприємств на оборотне (замкнуте) водопостачання; притінити скидання у водні об'єкти забруднених вод; використовувати стічні води населених пунктів для зрошення і водопостачання промисловості (після відповідної підготовки); змінити технологію виробництв з метою зменшення насиченості стічних вод шкідливими домішками і речовинами; зменшити надходження у водні об'єкти поверхневого стоку з територій населених пунктів, промислових підприємств і сільськогосподарських угідь; вдосконалити очистку стічних вод; ліквідувати або очистити газодимові викиди на підприємствах; забезпечити контрольоване або обмежене використання отрутохімікатів і мінеральних добрив у сільськогосподарському виробництві; створити водоохоронні зони для поверхневих і підземних водних об'єктів тощо.

Охорона водних ресурсів повинна тісно ув'язуватися з використанням їх. Найбільшого ефекту можна досягти лише тоді, коли охорона водних ресурсів здійснюватиметься в процесі їхнього використання, тобто коли сам процес використання передбачає охорону водних ресурсів.

В Україні зроблено багато в справі охорони водних ресурсів, хоч і не доліків у цій справі ще чимало. Для очистки стічних вод побудовано понад 3000 очисних споруд різного виду загальною пропускною здатністю біля 17 млн.м³ за добу; системи оборотного водопостачання використовують понад 30 млрд.м³ води, що дає змогу значно зменшити використання свіжої води і уникнути скидання стічних вод у водні об'єкта ведеться боротьба з цвітінням води в Дніпровських водосховищах і водною ерозією; значна увага приділяється раціоналізації використання і охороні малих річок (проводиться їх паспортизація і «шляються водоохоронні зони»); розробляються обласні і басейні схеми комплексно експлуатації

охорони водних ресурсів; проводяться заходи! адміністративної і правової спрямованості.

Водоохоронні та інші заходи, які проводяться в Україні і направлені на раціональне шгкористання водних ресурсів, мають своєю кінцевою метою не тільки охорону водних ресурсів від кількісного і якісного виснаження, але й відтворення їх. Під відтворенням водних ресурсів розуміють не абсолютне збільшення кількості води на земній кулі, а збільшення в межах країни об'єму і якості водних ресурсів, які доступні і найбільш зручні для використання. До відтворення водних ресурсів відноситься: регулювання річкового стоку за допомогою ставків і водосховищ; міжбасейновий перерозподіл стоку каналами і водоводами; покращення якості води різними засобами; опріснення морської води; збільшення одних видів водних ресурсів за рахунок інших, наприклад переведення ресурсів поверхневого стоку в ресурси ґрунтової вологи; штучне живлення (поповнення) підземних вод річковими паводковими водами; створення підземних водосховищ з метою збільшення ресурсів підземних вод; економне використання чистої води в усіх галузях народного господарства; своєчасне проведення лісомеліоративних, протиерозійних, гідротехнічних та інших заходів.

Охорона водних ресурсів від забруднення повинна здійснюватись у комплексі з охороною атмосфери, ґрунтового покриву, рослинного і тваринного світу, тобто охороною всього навколишнього середовища.

Охорона водних ресурсів, як і охорона природи в цілому, є справою честі кожного громадянина України. Лише спільними зусиллями державних органів і громадськості можна зберегти нашу природу для майбутніх поколінь.

Контрольні запитання

Що розуміють під водними ресурсами і як їх обраховують?

Що таке водний фонд?

Які водні ресурси має Україна, та як ними забезпечені окремі регіони?

Якими показниками характеризується якість водних ресурсів України?

Які основоположні принципи використання й охорони водних ресурсів?

В яких об'ємах використовуються водні ресурси України основними водокористувачами?

Що розуміють під забрудненням, засміченням і виснаженням вод?

Які заходи проводяться для охорони водних ресурсів України?

Предметний покажчик

Абляція внутрішня	148	Верховодка
— підльодовикова	148	Використання вод
— поверхнева	148	— комплексне
Айсберги	149,213	— раціональне
Акумуляція наносів	92	Виснаження вод
Алювій	98	Виток річки
Атмосфера	5	Витрата наносів
		— руслоформуюча
		Витрата води дійсна
		— фіктивна
Базис ерозії	54	— характерна
Баланс водний басейна річки	72	Вищі хордови
—болота	138	Відклади
— водосховища	129	— вулканогенні
— озера	111	—донні
— Світового океану	196	— заплавні
Баланс моря тепловий	200	— космогенні
— снігу в льодовику	146	—органогенні
— сольовий озер	120	— руслові
Басейн артезіанський	166	— теригенні
— ґрунтових вод	164	—хемогенні
— річки	49	Відповідні рівні води
Бентос	123,232	Вітрові хвилі
Берег абразивний	129	Властивості води акустичні
— акумулятивний	129	— електричні
— стабільний	129	— оптичні
Біомаса	123,23!	— теплові
Біотоп водної товщі	103,124	Вміст у морській воді
— Дна	103,104	—азоту
Біоценоз	107	—кисню
Болотні зони	134	—сірководню
— арктична мінеральна		Внутрішньоматериковий
осокова	134	вологооборот
— горбиста	134	Внутрішньорічний розподіл
— свтрофна	134	стоку
— евтрофна гіпнова осокова	134	Вода
— засолена очеретяна	134	— як фізичне тіло
— оліготрофна	134	— як хімічна речовина
— опукла оліготрофна	134	— важка
— осокова	134	—,гігроскопічна
Болото верхове	135	— гравітаційна
—низинне	135	— капілярна
— перехідне	135	— капілярно-підвішена
Бровка долини	52	— капілярно-піднята
Бухта	184	

Вода		Вологоємність капілярна	158	— інженерна	7	— зростаюча	K>3
— конституційна	157	— максимальна молекулярна	158	— льодовиків	6	— лопостна	103
— кристалізаційна	156	— найменша	158	— морів	4,6	— складна	103
— пароподібна	156	— повна	158	— морських гирл річок	6	— що руйнується	103
— плівкова	154	— польова	158	— озер		Денівеляція	112
— у твердому стані	156	Вологість вагова	157	— підземних вод	6	Деформації руслові	98
— хімічно зв'язана	156	— відносна	157	— суші	4,6	— - періодичні	98
Води артезіанські	164	— об'ємна	157	— річок	6	— горизонтальні	98
— вадозні	171	— природна	157	Гідроль	33	— вертикальні	98
— глибинні підземні	164	Вузол сейша	113	Гідрометричний млинок	67	Дефіцит Вологи	159
— ґрунтові	164	В'язкість води	40	Гідрометрія	.7	Джерела <i>m</i> [східні	168
— інфільтраційні	170			Гідромеханіка	8	-низхідні	№8
— інфлюаційні	170	Географічна оболонка	S	Гідросфера	3,5	Днгідроль	33
•— карстові	164	Геосфера	5	Гідрофізика	8	Динаміка берегів водосховищ	1-29
— між мерзлотні	173	Геохімія	8	Гідрохімія	8	- руслових процесів	97
— міжпластові	173	Гирло річки	52	Гіполімніон	117	Динамічна вісь потоку	66
— мінеральні	119	Гідраізлика	8	Годограф	"65	Дифузійна теорія завислих	
— надмерзлотні	119	Гідравлічний градієнт	160	Гляціологія	6	наносів	92
— напірні	168	— зв'язок	167	ГомотерМія	7	Діяльний шар	140
— підмерзлоші	173	• — радіус	53	Горб	1-36	Дно долини річкової	52
— пластові	173	Гідравлічні показники потоку	97	Горизонт водоносний	162	Довжина басейну річки	49
— прісні	119	Гідрологія	8	— водотривкий	Г64	озера	109
— седиментаційні	171	Гідрогеологія	6	Гравітаційна теорія руху		річки	48
— солоні	119	Гідрогеограф	70	завислих Наносів	5	хвилі	218
— солонуваті	119	Гідрографічна сітка	47	Гранулометричний склад порід	153		
— соляні	119	Гідро)рафія водних об'єктів	7	Ґрунтовий потік	164	Економічні зони	233
термальні	119 суші	7	Ґрунтових вод горизонт	164	ВкеспсГсмр	104
тріщинуваті	164	океанів і морів	182	— дзеркало	K>4	Едсктрої ір< унілі цс і ь «воді і	40
Водна маса	205	Гідроекологія	9	— поверхня	164	ПЛЕМЦІ І ПДОУЧ ШОЮ	
Воднії режим річки	60	Гідроізогіпси	181	— потужність	165	режиму	'3
Водні рН лини вищі	104	Гідроі зоп'ези	182	— рівень	164	Енергія річок	89
— нижчі	104	Гідро лаколіти	178	— товщина	165	— Потенційна	89
Водовіддача	159	Гідрологічна станція	14	Ґрунтові води	163	Втпмігіон	117
Водогосподарський комплекс	244	Гідрологічний режим	13	Групи хімічних речовин	193	Ерозія водна	47,90
Вододіл поверхневий	49	стан	13	Грядові форми русла	99	— рм.киа	90
-• підземний	49	Гідрологічний пост пальовин	14,63	Губа	184		
Водозбір	49	рейковий	63	Густина води	37,203		
Водойма	12	Гідрологічний рік	62	— льоду	37	•Єврофра рослинність	135
Водокористувачі	244	Гідрологічні процеси	13	— снігу	37		
Водопілля	60	характеристики	13	Густота річкової сіткн	48		
Водопроникність	160	явища	13			Живлення річок дощове	56
Водосховище	12	Гідрологія	3,5	Дельта виповнення	102	— дьодовикиче	56
— долинне	127	— боліт	6	— висунута	103	— підземне	56
— улоговинне	127	— водосховищ	6	— дзьобогюдібна	103	— снігове	56
Водотік	12	— загальна	4	— збалансована	103	Жолоби глибоководні	187
Волога ґрунтова	164						253

Область безстічна	28	•- динамічне	112,207	— напівдобовий	221	Ресурси водні	236
— • берегова	108	— конвекційне	112,207	— сизигійний	222	— відновлювальні	236
— глибинна	108	Переріз (профіль) живий	53	Притока річки	47	— статичні	236
— дренавання	167	- поперечний водний	53	Прогнози гідрологічні	8	Ресурси океану	
— живлення	166	Периметр змочений	53	Продукти руйнування гірських		— біологічні	233
- напору	166	П'єзометричний похил	160	порід	94	— енергетичні	233
— розвантаження	167	Питома теплоємність води	38	Продуктивність біологічна	124	Рибне господарство	132
— стічна	28	— льоду	38	Продукція океану	232	Рівень води	62
Озеро	12	— снігу	38	Прозорість води	122 207	Рівень мертвого об'єму	127
антропогенне	107	— їшлота пароутворення	38	Протока	184	— нормальний підпертий	127
— безстічне	111	— плавлення льоду	38	Профіль річки поперечний	52	— форсований підпертий	127
— вулканічне	107	Підводна		— рівноваги	55	Рівневий режим річок	62
— гідрогенне	106	— відмілина (шельф)	186	Процеси біологічні	46	Рівновага іонна	36
— гляціогенне	106	— країна	187	— геофізичні	45	Річка велика	47
— олове	106	Підтоплення земель	133	— геохімічні	45	— гірська	48
— карстове »	106	Планктон	232	— гирлові	102	— головна	47
— льодовиково-аккумулятивне	106	Пластичність льоду	146	— гідрологічні	13	— мала	47
— льодовиково-ерозійне	107	Плесо	100	— ерозійні	90	— напівгірська	48
- морське	106	Площа басейну річки	49	— ерозійно-аккумулятивні	93	— рівнинна	48
— органогенне	106	— водосховища	127	— руслові	100	— середня	47
— просадочне	107	— озера	109	— руслоформування	97	Річкова система	47
— проточне	111	— поперечного перерізу русла	52	— фізико-географічні	46	— долина	52
- стічне	111	Повінь	61	Пульсації швидкостей	91	Робота водного потоку	89
—• тектонічне	106	Поглинання світла	122,208			Розвиток руслових деформацій	
— термокарстове	107	Поди	178			— вільний	98
Океан	13,186	Поздовжній профіль річки	53	Радіус гідравлічний	53	— обмежений	98
- Атлантичний	183	Полої	178	Реакція води кисла	36	Розмив дна	93
— Індійський	183	Пористість	153	— лужна	36	— русла	98
— Північний Льодовитий	183	— приведена	153	— нейтральна	36	Розповсюдження підземних вод	179
— Світовий	182	Порода корінна	90	Регулювання річкового стоку		Розрахунки гідрологічні	7
—Тихий	183	— осадова	90	— водосховищами	127	Розсіювання світла	124,207
Океанів і морів рівень	215	Породи водонепроникні	161	— багаторічне	127	Розчин колоїдний	34
— температура	199	— водопроникні	161	— доbove	127	— молекулярно-іонний	34
— хвилювання	218	— водотривкі	161	— озерами	76	— справжній	34
Осушення боліт	143	— напівпроникні	161	— сезонне	127	Розчинені мінеральні речитиши	96
Охорона вод	254	Потужність кадастрова	89	— тижневе	127	Розчленування гідрографа	72
		— річки	89	— льодовиками	151	Роба	121
		Потік турбулентний	90	Режеляція	147	Рукави дельти	105
		— селевий	95	Режим боліт	141	Русло річки меандруюче	99
Ішпидок	60	Похил басейну	49	— гідрологічний	13	розгалужене	99
Надійна напору	160	— річки	53	— озер	111	Рух води	
— річки	53	Правила Фарга	101	— гідрохімічний	96	— коливальний	112
Пасма	136	Приплив		— зони аерації	141	— поступальний	112
Педпіль	109	— добовий	221	— льодовиків	149	Рухомість води	40
Перекаат <i>жгяупт</i>	100	— »мшг аптт	221	— термічний озер	115		
— нстгдаалший	100	— квадратурний	222	— підземних вод	171		
Перемішуваші	112						

Сальтація	90,93	- сольовий	96	— мерзлотний		Характеристики	
Сапропель	125	Стік річок поверхневий	71	— мішаний	171	-- гідрологічного режиму	13
Сапропеліт	125	- підземний-	71	— прибережний	171	— гідробіологічні	13
Світіння моря	207	-тепловий	85	—штучний	174	---гідрологічні	13
Сенші	113	Суфозія	178	Типи боліт	135	— гідрофізичні	13
Селі водно-кам'яні	95	Схил долини	51,52	— водосховищ	126	— гідрохімічні	13
— грязе-кам'яні	95	— материковий	187	— озер	106	-- льодового режиму	13
— грязєві	95			— льодовиків	149	— режиму наносів	13
Середннно-океанічні хребти	187			— морів	184	— теплового режиму	13
Середня висота басейну	49	Таблиці припливів	225	— морського льоду	212	Хвилювання	1 13,218
— глибина річки	53	Талики	173	— підземних вод	163	Хімізм річкових вод	96
Сила відцентрова	55	Тальвег	52	— річок	48	Хімічний склад води	34
— Коріюліса	56	Твердість води	35	Типовий графік рівнів	63	— біогенні речовини	34
— лобова	91	Температура замерзання	37	Торф	133	— головні іони	34
— опору	65	--- кипіння	37	Торф'янистий мул	125	— забруднювальні речовини	34
— підйомна	91	— плавлення	38	Торф'яник	143	— мікроелементи	34
— припливоутворювальна	222	Теорія припливів динамічна	223	Транспортуюча здатність		— органічні речовини	34
— тертя	65	— - статична	223	поточу	94	— розчинені гази	34
— тяжіння	27	Теорія інфільтраційна	168	Транспірація	73,76	Хімічний склад підземних вод	175
Система річкова	47	-конденсаційна	169	Трансформація паводка	61		
Сітка гідрографічна	47	— похованих вод	171	— водних мас	205		
— річкова	47	— ювенільна	170	Тригідроль	33		
Склад води	34	Тепловий (термічний) режим		Тріщини в льодовику	150	Цвітіння води	132,209
— ізотопний	34	річок	83	Трог	147	Циркуляція вертикальна	114
—• сольовий	34	Теплообмін з атмосферою	84,115,200	Трясовина	138	— об'ємна	114
Складчата область поширення		— ґрунтом	84,115	Турбулентне перемішування	91	Цунамі	220
підземних вод	179	Теплопровідність води	39	Турбулентний рух води	65,162		
Скресання	89,119	Теплота випаровування води	38			Час добігання води	64
Сніг	144	— льоду	38				
Снігова лінія	144	— плавлення	38	Фази водного режиму	60		
— кліматична	144	Теплоємність води	38	Фактори руслових процесів	97		
— орографічна	144	— льоду	38	Фарватер	100	Шар стоку	71
Солоність води	120,195	Тераса річкова	52	Форми рельєфу русла	99	Шельф	186
—льоду	211	Термічна класифікація озер	117	— мікроформи	99	Ширина басейну річки	49
Сплавина	138	Течії в озерах	114	— мезоформи	99	— озера	109
Ставок	13	— морях	226	— макроформи	99	— річки	53
Стариця	101	— густинні	286	Формула Ерї	93	Шкала колірності	208
Стратифікація температурна	115	— компенсаційні	114	— Шезї	67		
— пряма	115	— припливні	226	Фотосинтез	124		
— обернена	115	— стокові	114,226	Фракції наносів	90	Щільність гірської породи	152
Стрижень	66	--- фрїкціонні	207	Фізико-географічні характеристики			
Струмок	12,47	Течій морських класифікація	226	річкового басейну	51	Явища	
Стійкість ґрунтів	90	— загальна схема	228	Фільтрація	160	— згінно-пагінні	216
Стік води	71	Тип режиму підземних вод	171	Фіорд	184	— припливно-відпливні	221
— наносів	92	— вододільний	171	Фірн	146		
— розчинених речовин	96	— карстовий	172	Фітопланктон	104,124		

Література

- Адекин О.А., Ляхнн Ю.И. Химия океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1984.
 Богословский Б.Б. Озероведение. — М.: Изд-во МГУ. 1963.
 Богословский Б.Б., Самохнн А.А., Соколов Д.П. Общая гидрология. - Л.: Гидрометеиздат.— 1984.
 Важнов А.Н. Гидрология рек. — М.: Изд-во МГУ, 1976.
 Водные ресурсы п водный батане территории Советского Союза. — Л.: Гидрометеиздат, 1967.
 Давыдов Л.К., Дмитриева Л. А., Конкина Н.Г. Общая гидрология. — Л.: Гидрометеиздат, 1973.
 Добровольский А.Д., Залогпн Б.С. Моря СССР. — М.: Высшая школа, 1982.
 Куков Л.А. Общая океанология. — Л.: Гидрометеиздат, 1976.
 КацЯЛ. Болота Земно; о шара. М.: Наука. 1971.
 Левковский С.С. Водные ресурсы Украины. Использование и охрана. — Киев: Вища школа, 1979.
 Маккавеев Н.Н. Русло реки и эрозия в ее бассейне. — М.: Изд-во АН СССР. — 1955.
 Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. — М.: Изд-во МГУ, 1986.
 Малі річки України. Довідник / А.ВЛцик, Л.Б.Бишовець, Є.О.Богатов та ін.; За ред. А.ВЛцика. — Київ: Урожай, 1991.
 Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. — Л.: Гидрометеиздат, 1974.
 Михайлов В.П., Добровольский А.Д. Общая гидрология. — М.: Высшая школа, 1991.
 Овчинников АМ. Общая гидрогеология. — М.: Госнаучтехнздат, 1955.
 Основи загальної гідрології / За ред. С.С.Левківського. — Київ: Вища школа, 1975.
 Ободовський О.Г. Руслові процеси. — К.: ВД "Київський університет", 1998.
 Пелешенко В.І., Хільчевський В.К. Загальна гідрохімія. — Київ: "Либідь", 1997.
 Руденко Ф.А., Попов О.Є. Гідрогеологія. — Київ: Вид-во Київського ун-ту, 1959.
 Справочник по водним ресурсам / Под ред. Б.И.Стрельца. — Киев: Урожай. 1987.
 Чалов Р.С. Географические особенности русловых процессов. — М.: изд-во МГУ. 1979.
 Чеботарев А.И. Общая гидрология. — Л.: Гидрометеиздат, 1975.
 Хільчевський В.К. Водопостачання і водовідведення: гідроекологічні аспекти. — К.: ВД "Київ, ун-т", 1999.

З М І С Т

Передмова	3
Роз/пл 1. Гідрологія як наука. Місце її у вивченні геоірафічної оболонки	^
1.1. Предмет вивчення гідрології, поділ її на розділи та значення	5
1.2. Походження води	11
1.3. Види водних об'єктів та їхній гідрологічний режим	12
1.4. Методи гідрологічних досліджень	13
1.5. Становлення і розвиток гідрології як науки	15
Розділ 2. Розподіл води на земній кулі, її круговорот, властивості та значення	24
2.1. Розподіл води на земній кулі	24
2.2. Круговорот води на Землі	27
2.3. Внутрішньоматериковий вологооборот	31
2.4. Хімічний склад води	33
2.5. Основні фізичні властивості води	36
2.6. Ізотопи води та деякі особливі її атактивності	40
2.7. Значення води у фізико-географічних, геофізичних, геохімічних і біологічних процесах, у житті і господарській діяльності людини	44
Розділ 3. Гідрологія річок	47
3.1. Основні поняття	47
3.2. Живлення річок	56
3.3. Водний режим річок	60
3.4. Рівневий режим річок	62
3.5. Механізм течії річок	65
3.6. Річковий стік	68
3.7. Водоносність річок та її внутрірічний розподіл	78
3.8. Максимальний і мінімальний стік річок	82
3.9. Термічний режим річок	83
3.10. Зимовий режим річок	85
3.11. Енергія і робота річок	89
3.12. Річкові наноси	90
3.13. Селі	94
3.14. Хімізм річкових вод та сольовий стік річок	96
3.15. Руслові процеси	97
3.16. Гідробіологія та використання річок	103
Розділ 4. Гідрологія озер та водосховищ	106
4.1. Загальна характеристика	106
4.2. Водний баланс і рівневий режим озер	111
4.3. Рух озерної води	42
4.4. Термічний режим озер	15

4.5. Льодовий режим озер.....	118
4.6. Хімічний склад озерних вод.....	119
4.7. Отичні явища в озерах.....	122
4.8. Гідробіологія озер.....	123
4.9. Донні відклади та еволюція озерної улоговини.....	124
4.10. Водосховища і особливості їх гідрологічного режиму.....	126
4.11. Значення озер та водосховищ у народному господарстві.....	130
Розділ 5. Гідрологія боліт.....	132
5.1. Походження боліт.....	132
5.2. Поширення боліт на земній кулі.....	133
5.3. Типи боліт, їхня будова, морфологія та гідрографія.....	135
5.4. Живлення та водний баланс боліт. Рух води в болотах.....	138
5.5. Термічний режим боліт.....	141
5.6. Вплив боліт на стік річок.....	142
5.7. Вивчення та практичне значення боліт.....	143
Розділ 6. Пдоологія льодовиків.....	144
6.1. Утворення льодовиків.....	144
6.2. Робота льодовиків.....	147
6.3. Танення льодовиків.....	148
6.4. Типи льодовиків.....	149
6.5. Поширення та значення льодовиків.....	150
Розділ 7. Гідрологія підземних вод.....	152
7.1. Загальні відомості.....	152
7.2. Фізичні властивості порід.....	152
7.3. Види води в породах.....	153
7.4. Вологість і водні властивості порід.....	157
7.5. Фільтраційні властивості порід і рух підземних вод.....	160
7.6. Умови залягання підземних вод.....	162
7.7. Теорії походження підземних вод.....	168
7.8. Режим підземних вод.....	171
7.9. Особливості хімічного складу і фізичних властивостей підземних вод.....	175
7.10. Роль підземних вод у фізико-географічних процесах.....	177
7.11. Розповсюдження підземних вод.....	179
7.12. Гідрогеологічні зйомки і карти.....	180
Розділ 8. Гідрологія океанів і морів.....	182
8.1. Світовий океан та його частини.....	182
8.2. Рельєф дна океанів і морів.....	186
8.3. Донні відклади в океанах і морях.....	192
8.4. Хімічний склад вод Світового океану та їх солоність.....	193
8.5. Водний і сольовий баланс.....	196
8.6. Термічний режим океанів і морів.....	199
8.7. Густина і тиск морської води.....	203

8.8. Водні маси Світового океану.....	205
8.9. Оптичні і акустичні особливості морської води.....	207
8.10. Лід в океанах і морях.....	210
8.11. Рівень океанів і морів.....	215
8.12. Хвилювання в океанах і морях.....	218
8.13. Припливи і відпливи.....	221
8.14. Течії в океанах і морях.....	226
8.15. Жштя в океанах і морях, використання їх ресурсів.....	231
Розділ 9. Водні ресурси України, їхнє використання й охорона.....	235
9.1. Поняття про водні ресурси і водний фонд.....	235
9.2. Водні ресурси і водний баланс України.....	236
9.3. Використання водних ресурсів.....	242
9.4. Охорона водних ресурсів.....	246
Предметний покажчик.....	251
Література.....	260

Будкіїта Людміа Григорівна
Гребінь Василь Васильвич
Закрєвськнй Дмитро Васильович
Лєвківськтгїї Степан Степановіч
Лнсогор Сергій Миколайович
Ободовськїї Олександр Григорович
Падун Микола Миколайович
Пєлєпєїко Василь Іларїонович
Хїльчєвськїїї Валєнтин Кирилович

Загальна гідрологія

Лїтредактор — О.О. Поляченко
Оригінал-макст — С.С. Думанєцька
Тєхнічний редактор — І.В. Соломаха
Корєктор — В.І. Дїденко

Видавництво Українського фітосоціологічного центру
03028. Київ-28, а.с. 2. тал/факс (044) 264-11-61

Підписано до друку 18.02.2000 р. Формат 60x84 1/16
Папір офсетний. Гарнітура PragmaTica. Тираж 500 прим.
Умови, друк. арк. 19.6. Зам. № 49

Надруковано в друкарні
Українського фітосоціологічного центру
03022, Київ-22. просп. акад. Глушковп 2/12