

Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна

Кафедра фізичної географії та картографії

В. Г. Клименко

ЗАГАЛЬНА ГІДРОЛОГІЯ

Навчальний посібник для студентів

Харків – 2008

УДК 551:49
ББК Д 22
К 49

Затверджено на засіданні Вченої ради геолого-географічного факультету Харківського національного університету імені В.Н.Каразіна (протокол №8 від 18 квітня 2008 р.)

Рецензенти: начальник Харківського центру гідрометеорології В.Д.Андрієнко, доцент Харківського національного педагогічного університету ім. Г. С. Сковороди С. В. Некос

Клименко В.Г. Загальна гідрологія: Навчальний посібник для студентів. – Харків, ХНУ, 2008. – 144 с.

У навчальному посібнику подані основи гідрології – науки, що вивчає природні води Землі і закономірності процесів у них, які протікають у взаємодії з атмосферою, літосферою, біосферою і під впливом господарської діяльності. Розглянуті основні фізичні та хімічні властивості природних вод, фізичні закономірності гідрологічних процесів, кругообіг води на Землі. Описані особливості гідрологічних процесів у водних об'єктах різних типів – річках, озерах, водосховищах, болотах, океанах і морях, льодовиках і підземних водах. Наведені дані про водні ресурси земної кулі, України.

Навчальний посібник рекомендується для студентів-географів, екологів, гідрогеологів усіх форм навчання.

УДК 551:49
К 49

© Харківський національний університет
імені В. Н. Каразіна, 2008
© Клименко В. Г., 2008

Зміст

	стор.
МОДУЛЬ 1. ВСТУП. ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВОДИ.	
ГІДРОЛОГІЯ РІЧОК	6-70
ВСТУП	6
Блок 1. ГІДРОЛОГІЯ ЯК НАУКА. ЇЇ МІСЦЕ У ВИВЧЕННІ ГЕОГРАФІЧНОЇ ОБОЛОНКИ	7-17
1.1. Предмет вивчення гідрології, її поділ на розділи та значення	7-9
1.2. Водні об'єкти та їхній гідрологічний режим	10
1.3. Методи гідрологічних досліджень	10-11
1.4. Фізичні основи гідрологічних процесів	11-12
1.5. Розвиток гідрології	13-16
Блок 2. РОЗПОДІЛ ВОДИ НА ЗЕМНІЙ КУЛІ. КРУГООБІГ ВОДИ	18-26
2.1. Розподіл води на земній кулі	18-19
2.2. Водні ресурси України	19-20
2.3. Зміна кількості води на земній кулі	20-21
2.4. Кругообіг води в природі	21-25
Блок 3. ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВОДИ	23-37
3.1. Хімічний склад води	26-29
3.1.1. Чинники формування складу вод	29-31
3.1.2. Класифікація природних вод	31-33
3.2. Фізичні властивості води	33-36
Блок 4. ГІДРОЛОГІЯ РІЧОК	37-70
4.1. Основні елементи річкових систем	39
4.2. Типи річок	39-40
4.3. Морфологія й морфометрія річки та її басейну	40-47
4.3.1. Водозбір і басейн річки	40-41
4.3.2. Морфометричні характеристики басейну	41-42
4.3.3. Фізико-географічні й геологічні характеристики басейну річки	42
4.3.4. Річка і річкова мережа	42-43
4.3.5. Річкова долина й русло річки	43-45
4.3.6. Поздовжній профіль річки	45-46
4.4. Живлення річок	46-48
4.5. Водний баланс басейну річки	48-49
4.6. Водний режим річок	49-56
4.6.1. Види коливання водності річок	49-50
4.6.2. Фази водного режиму	51
4.6.3. Розчленування гідрографа за видами живлення ..	51-52
4.6.4. Класифікація річок за водним режимом	53-56

4.7. Рівне вий режим річок	56-57
4.8. Річковий стік	57-58
4.8.1. Складові річкового стоку	57
4.8.2. Основні характеристики стоку	57-58
4.9. Рух води в річках.....	58-60
4.10. Річкові наноси.....	60-62
4.11. Селі	62-63
4.12. Руслові процеси.....	63-64
4.13. Термічний режим річок.....	65-66
4.14. Льодовий режим річок.....	66-67
4.15. Гідрохімічний режим річок.....	67-68
4.16. Гідробіологічні особливості річок.....	68-69

МОДУЛЬ 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДОЙМ (ОЗЕР, ВОДОСХОВИЩ ТА ОСОБЛИВИХ ВОДНИХ ОБ'ЄКТІВ (ПІДЗЕМНИХ ВОД, ЛЬОДОВИКІВ)

Блок 5. ГІДРОЛОГІЯ ОЗЕР	70-87
5.1. Типи озер.....	72-74
5.2. Морфологія і морфометрія озер.....	74-76
5.3. Водний баланс озер.....	76
5.4. Коливання рівня води в озерах	77
5.5. Рух озерної води.....	77-79
5.6. Термічний режим озер.....	79-82
5.7. Льодовий режим озер.....	82-83
5.8. Хімічний склад озерних вод	83-84
5.9. Гідробіологічні характеристики озера.....	84-85
5.10. Оптичні явища в озері	85
5.11. Донні відкладення озерної улоговини.....	85-86
5.12. Водні маси озер.....	86-87
Блок 6. ГІДРОЛОГІЯ ВОДОСХОВИЩ	88-93
6.1. Типи водосховищ.....	88-90
6.2. Основні характеристики водосховища.....	90
6.3. Водний режим водосховищ.....	90-91
6.4. Термічний і льодовий режим водосховищ.....	91
6.5. Гідрохімічний і гідробіологічний режим водосховищ	91-92
6.6. Замулення водосховищ і переформування їх берегів	92
6.7. Водні маси водосховищ.....	92
6.8. Вплив маси водосховищ на річковий стік і природне середовище.....	92-93
Блок 7. ГІДОЛОГІЯ БОЛІТ	94-100
7.1. Типи боліт.....	95
7.2. Морфологія та гідрографія боліт.....	96
7.3. Водний баланс боліт.....	97
7.4. Рух води в болотах.....	97-98
7.5. Термічний режим боліт.....	98
7.6. Вплив боліт на стік річок. Практичне значення боліт	

і їх вивчення	98-99
Блок 8. ГІДРОЛОГІЯ ЛЬОДОВИКІВ.....	100-111
8.1. Походження льодовиків та їх поширення на земній кулі льодовиків.....	100-102
8.2. Типи льодовиків.....	102-103
8.3. Утворення льодовиків та їх будова.....	103-105
8.4. Живлення та абляція льодовиків.....	105-106
8.5. Баланс льоду і води в льодовику.....	106-107
8.6. Режим та рух льодовиків.....	107-108
8.7. Робота льодовиків.....	109-110
8.7. Поширення та значення льодовиків.....	110
Блок 9. ГІДРОЛОГІЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД	111-127
9.1. Теорії походження підземних вод	111-112
9.2. Фізичні властивості порід.....	112-113
9.3. Види води в порах ґрунту.....	113-115
9.4. Водні властивості ґрунтів	115-117
9.5. Класифікація підземних вод.....	117-118
9.6. Рух підземних вод.....	118
9.7. Умови залягання підземних вод	118-122
9.8. Водний баланс і режим підземних вод	122-124
9.9. Роль підземних вод у фізико-географічних процесах	124-125
9.11. Розповсюдження підземних вод	125-126
МОДУЛЬ 3. ГІДРОЛОГІЯ ОКЕАНІВ І МОРІВ.....	127-161
Блок 10. ГІДРОЛОГІЯ ОКЕАНІВ І МОРІВ.....	127
10.1. Основні особливості будови земної кори під морями і океанами.....	129-131
10.2. Рельєф дна океанів.....	131-133
10.3. Донні відкладення в океанах і морях.....	134-135
10.4. Хімічний склад вод Світового океану.....	135-138
10.5. Солоність вод Світового океану.....	138-139
10.6. Водний баланс Світового океану.....	139-140
10.7. Густина і тиск морської води	140
10.8. Термічний режим океанів і морів.....	140-143
10.9. Лід в океанах і морях.....	143-146
10.10. Водні маси океану.....	146-148
10.11. Оптичні та акустичні властивості морської води...	148-149
10.12. Рівень океанів і морів.....	149
10.13. Хвилювання в океанах і морях.....	150-151
10.14. Течії в океанах і морях.....	151-154
10.15. Припливи і відпливи.....	154-155
10.16. Ресурси Світового океану та їх використання	155-158
10.17. Проблеми охорони вод Світового океану.....	158-159

МОДУЛЬ 1. ВСТУП. ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВОДИ. ГІДРОЛОГІЯ РІЧОК

ВСТУП

Серед дисциплін географічного циклу значне місце посідає гідрологія – наука про гідросферу. **Гідросфера** – сукупність усіх вод Землі: материкових (глибинних, ґрунтових, поверхневих), океанічних та атмосферних. Верхня межа гідросфери (поверхня океанів, морів, річок, озер, льодовиків і боліт) збігається з поверхнею земної кулі та нижньою межею атмосфери і виражена досить чітко. Нижня межа гідросфери чітко не виділяється, тому що гідросфера іноді проникає в літосферу. Основна частина вод гідросфери (96,5 % загального об'єму) припадає на Світовий океан. Води суходолу становлять менше 3,0 % загального обсягу гідросфери. Усі води на Землі – океанічні, поверхневі і підземні води суші – завдяки променевій енергії Сонця здійснюють єдиний кругообіг води в природі.

Незважаючи на різноманітність видів вод і їхній різний агрегатний стан, гідросфера є цілісною, оскільки всі її частини пов'язані потоками води у вигляді океанічних течій, руслового, поверхневого та підземного стікання, атмосферного переносу. Гідросфера характеризується різноманітними зв'язками з іншими сферами Землі: літо-, педо-, атмо- й біосферою. Зв'язок із літосферою здійснюється завдяки (ін)фільтрації поверхневих, ґрунтових і підземних вод. Атмосферні опади й випаровування вологи з поверхні суходолу та океану свідчать про інтенсивність зв'язків між гідросферою й атмосферою, а процеси фотосинтезу і транспірації є найважливішими об'єднуючими ланками гідро-, педо- й біосфери.

Особлива увага водним ресурсам приділяється в наш час, тому що вони стали виступати важливим природним ресурсом, котрий часто визначає можливості розвитку промисловості, організації відпочинку й охорони здоров'я людей.

Теоретично водні ресурси невичерпні, оскільки вони відновлюються у процесі кругообігу. Ще в недалекому минулому вважалося, що води на Землі багато, що, за винятком окремих посушливих районів, людям не слід турбуватися про те, що її може не вистачити. Однак споживання води зростає й перед людством дедалі частіше й частіше виникає проблема чистої води.

Кількісне виснаження водних ресурсів – це лише один бік проблеми. Другий бік – це забруднення вод. Проблема чистої води в багатьох країнах світу є найголовнішою, оскільки діяльність людини призвела до погіршення якості води й режиму річкового стоку, перетворення багатьох річок на канали та ланцюг водосховищ і ставків.

Сьогодні при плануванні водогосподарських заходів необхідно враховувати загальний характер, тенденції і розміри втручання людини у природні процеси, реально оцінювати та прогнозувати екологічні, еко-

номічні й соціальні наслідки. Зусилля науки та практики мають бути спрямовані на найбільш ефективне використання насправді дорогоцінного природного ресурсу і збереження чистоти водних джерел.

Блок 1. ГІДРОЛОГІЯ ЯК НАУКА. ЇЇ МІСЦЕ У ВИВЧЕННІ ГЕОГРАФІЧНОЇ ОБОЛОНКИ

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

Гідрологія – наука про природні води, їх властивості та явища і процеси, що в них відбуваються, а також закономірності розвитку цих явищ і процесів у взаємозв'язку з атмосферою, літосферою, і біосферою.

Термін “гідрологія” утворений з латинських слів “гідро” – вода і “логос” – наука. Термін “гідрологія” вперше з'явився у 1694 р. у книзі “Начала учений о водах”, виданій Мельхіором у Франкфурті-на-Майні. В самостійну науку гідрологія сформувалася лише в 20-30-і роки ХХ століття.

Сучасна гідрологія об'єднує в собі окремі науки про складові частини гідросфери. До них насамперед належить **загальна гідрологія**, яка вивчає розподіл і кругообіг 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 й 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.

Загальна гідрологія за об'єктами вивчення поділяється на дві великі самостійні частини: **гідрологію моря й гідрологію суші**.

Гідрологія моря – це самостійна наука, яка вивчає процеси і явища, що відбуваються у Світовому океані, їхню взаємодію з навколишнім середовищем, а також окремі моря та океани.

Гідрологія моря поділяється на океанологію та океанографію.

Океанологія – наука про Світовий океан; вивчає фізичні, хімічні, геологічні й біологічні процеси та явища, які відбуваються у Світовому океані, розчленування Світового океану на водні маси, поділ його на райони тощо.

Океанографія – 1) це частина океанології, яка вивчає режим Світового океану і фізико-хімічні особливості морської води; 2) регіональний розділ океанології, задачею якої є характеристика окремих частин Світового океану.

Гідрологія суші – розділ гідрології, що вивчає поверхневі води. Залежно від об'єкта вивчення поділяється на великі розділи, яких нараховується понад 30, наприклад, : загальна гідрологія, гідрометрія, гідрографія, інженерна гідрологія, динаміка вод суші, руслові процеси, гідрофізика, гідрохімія, гідроекологія .

Усі розділи гідрології мають свою специфіку, багато з них уже є самостійними науками. Так, до самостійних розділів належать: гідрологія підземних

вод, гідрологія річок, гідрологія озер, гідрологія боліт, гідрологія льодовиків та повітряна гідрологія.

Гідрологія підземних вод (або гідрогеологія) – наука, що вивчає походження, поширення, режим, ресурси і фізико-хімічні властивості підземних вод та розробляє методи їх пошуку та добування для використання.

Гідрологія річок – наука, що вивчає формування стоку річок, водний режим, характеристики річкового стоку, термічний і льодовий режим, хімічний склад води, річкові наноси, руслові процеси тощо.

Гідрологія озер (лімнологія) – наука, яка вивчає гідрологічний режим озер та водосховищ.

Гідрологія боліт – наука, що вивчає походження, поширення, розвиток і гідрологічний режим боліт, фізичні процеси руху вологи в болотах і процеси вологообміну між болотами та довкіллям.

Гідрологія льодовиків (гляціологія) – наука, яка вивчає умови й особливості походження, існування та розвиток льодовиків, їхній склад, будову, фізичні властивості, геологічну і геоморфологічну діяльність, географічне поширення та різні форми взаємодії з навколишнім середовищем.

Повітряна гідрологія (гідроаерологія) – наука, яка вивчає водні процеси в атмосфері – утворення опадів, конденсацію, випаровування, вологість у зв'язку з повітряними течіями, теплообміном, сонячною радіацією тощо.

Вивчення водних об'єктів завжди пов'язане з проведенням різних спостережень і вимірювань (рівнів, глибин, витрат води, температури, льодових явищ, швидкостей протікання води, хімічного складу води тощо). Ці вимірювання, незважаючи на деяку специфічність у їх проведенні на різних водних об'єктах, мають багато спільного. **Гідрометрія** – розділ гідрології суші, що вивчає та розробляє методи вимірювання, спостереження за режимом водних об'єктів, обладнання та прилади, які застосовуються при цьому, способи опрацювання результатів спостережень.

Гідрографія – це розділ гідрології суші, що вивчає закономірності географічного поширення поверхневих вод та описує конкретні водні об'єкти, їх режим та господарське значення.

Важливою дисципліною, котра об'єднує кілька розділів гідрології суші, є інженерна гідрологія. **Інженерна гідрологія** – розділ гідрології, що займається методами розрахування та прогнозування гідрологічних режимів і пов'язаний з практичним застосуванням гідрології для розв'язання інженерних завдань. На даних інженерної гідрології ґрунтуються проекти використання водних об'єктів для гідроенергетики, зрошення, осушення, промислового і комунального водопостачання, водного транспорту тощо. Переважно – це область гідрологічних розрахунків. Інколи використовують поняття прикладна гідрологія, до якої відносять не тільки гідрологічні розрахунки, а й гідрологічні прогнози.

Гідрологічні розрахунки – це розробка методів визначення характеристик гідрологічного режиму і водних об'єктів, необхідних для проектування гідротехнічних споруд і планування водогосподарських заходів.

Гідрологічні прогнози – ця наукова дисципліна розробляє методи передбачення (прогнозування) гідрологічних характеристик (рівнів, витрат води, за-

мерзання, скресання криги тощо) на майбутній період. За характером передбачення елементів гідрологічні прогнози поділяють на водні та льодові. До **водних прогнозів** відносять прогнози об'єму сезонного і паводкового стоку, максимальних витрат і рівнів повені та паводків, середні витрати води за різні календарні періоди тощо. До **льодових прогнозів** відносяться прогнози строків скресання й замерзання річок, озер і водосховищ, товщу льоду тощо.

Вода, як усяке природне тіло, має низку фізичних і хімічних властивостей, що вивчаються окремими науковими дисциплінами. Так, **гідромеханіка** та її прикладний розділ **гідравліка** займаються вивченням законів руху і рівноваги рідин, зокрема, води, та їхньої взаємодії з твердими тілами. Фізичні властивості води як речовини і процеси, що відбуваються у водній масі, вивчає **гідрофізика**, а наука, що вивчає хімічний склад природних вод і його зміну у часі та просторі – **гідрохімія**, органічне життя у водах – **гідробіологія**.

Сільськогосподарська гідрологія – розділ гідрології, в якому розглядаються гідрологічні умови у їх взаємодії з об'єктами і процесами сільськогосподарського виробництва.

Гідроекологія – учення про взаємозв'язки між гідрологічними, гідрохімічними і гідробіологічними процесами у водах, які містяться у різних компонентах навколишнього середовища, та впливають на життєдіяльність організмів, мають склад і властивості, сформовані під дією природних і антропогенних факторів [6].

Гідрологія належить до таких наук, потреба в яких історично завжди передувала їхньому розвитку як наук. Вода, водні джерела завжди відігравали важливу роль у життя людини. Особливо широке практичне застосування має гідрологія в наш час. Адже відомості про водні об'єкти, їхній режим, гідрологічні розрахунки і прогнози елементів водного режиму, кількість і якість води необхідні для задоволення потреб річкового і морського транспорту, гідроенергетики, зрошувальної і осушувальної меліорації, промислового, комунального і сільськогосподарського водопостачання, рибного господарства, будівництва населених пунктів, промислових підприємств, мостів, доріг, організації відпочинку населення і водного спорту, боротьби зі шкідливою дією вод, планування та проведення інших заходів щодо використання водних об'єктів і водних ресурсів.

Але на жаль, на планеті є місця, де не можна вирішити найактуальнішу проблему сучасності – проблему водозабезпечення перерозподілом водних ресурсів з одного району в інший. Дефіцит прісної води відчувається на території більш ніж 40 країни, які розташовані в аридних та в посушливих регіонах і становлять близько 60% усієї поверхні земної суші. Цей дефіцит можна бути покривати опрісненням солоних і солонувати океанічних, морських і підземних вод, запаси яких становлять 98% усієї води на земній кулі. Серед країн перше місце за виробництвом опрісненої води займає Саудівська Аравія.

Гідрологія тісно пов'язана з іншими науками, які вивчають географічну оболонку і, зокрема, діяльність води на Землі – це метеорологія і кліматологія, геологія, геоморфологія, фізична географія, картографія, фізика, хімія, математика.

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

Водокористування – використання води без вилучення її з водоймищ (гідроенергетика, водний транспорт, рибне господарство).

Водоспоживання – використання води, пов'язане з вилученням її з місць локалізації з частковими або повними незворотними втратами і поверненням у джерела водозабору у зміненому (забрудненому) стані. Основні водоспоживачі: комунально-побутове господарство, промисловість, сільське господарство.

1.2. Водні об'єкти та їхній гідрологічний режим

Водні об'єкти – це зосередження природних вод на земній поверхні чи у літосфері. Водним об'єктам властивий певний гідрологічний режим. Виділяють три групи водних об'єктів: водотоки, водойми та особливі водні об'єкти.

Водотоки – це водні об'єкти, для яких характерними є переміщення води у напрямку нахилу по заглибині на земній поверхні (річки, струмки, канали).

Водойми – це водні об'єкти у заглибині на суші, для яких характерним є уповільнене переміщення води або повна його відсутність (океани, моря, озера, водосховища, ставки, болота).

Особливі водні об'єкти – це льодовики і підземні води (водоносні горизонти та артезіанські басейни).

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

Гідрологічний режим – сукупність змін стану певного водного об'єкта, що закономірно повторюються та притаманні йому, на відміну від інших водних об'єктів. Він проявляється у вигляді багаторічних, річних, сезонних і добових коливань рівнів води; витрат води; льодових явищ; матеріалу, що переноситься потоком; складу і концентрації розчинних речовин; змін русла водотоку тощо.

Явища і процеси, які характеризують гідрологічний режим водного об'єкта, називаються **елементами гідрологічного режиму** (наприклад, коливання рівня, витрат, температури тощо).

Елементи гідрологічного режиму описуються за допомогою певного набору гідрологічних характеристик. **Гідрологічні характеристики** – кількісна оцінка елементів гідрологічного режиму та морфологічних особливостей річкових басейнів (характерні витрати і рівні води, швидкість течії тощо).

Сукупність гідрологічних характеристик даного водного об'єкта в даному місці і в даний момент часу – **гідрологічний стан водного об'єкта**.

1.3. Методи гідрологічних досліджень

Важливе місце в гідрології належить методам польових досліджень. Основними серед них є експедиційний та стаціонарний.

Експедиційний метод – це проведення порівняно короткочасних (від декількох днів до кількох років) експедицій на водних об'єктах. Такий метод дослідження дає якісні матеріали й опис вод певних територій з проведенням лише окремих вимірювань (рівня, течії, хвилювання, температури води, льодових явищ тощо).

Стаціонарний метод – це проведення тривалих (багаторічних) спостережень на окремих місцях водних об'єктів – на спеціальних гідрологічних станціях та постах за спеціальними програмами. Стаціонарні спостереження ведуться безперервно з року в рік і дають цінний матеріал для складання довідників, водного кадастру, гідрологічних прогнозів, проведення гідрологічних розрахунків та вирішення інших теоретичних і практичних задач.

Останнім часом стали застосовувати дистанційні методи спостереження і вимірювання за допомогою локаторів, аерокосмічні зйомки і спостереження, автоматичні реєструючі системи (автоматичні гідрологічні пости на річках, буйкові станції в океанах).

В гідрології використовується й **експериментальний метод дослідження**. Розрізняють експерименти в лабораторії і експерименти у природі. У першому випадку явище чи процес відтворюється у лабораторних умовах, а в іншому - спостереження проводяться в природних умовах. Так, у лабораторіях вивчають рух води й наносів при різних похилах, руслові процеси, хімічні властивості води тощо. В польових умовах на спеціально обладнаних експериментальних майданчиках або невеликих водозборах вивчають формування стоку, поглинання води ґрунтом, випаровування з водної поверхні й суші та ін.

Широко застосовують у гідрології **метод математичної статистики й теорії ймовірності**. За допомогою цих методів можна отримати ймовірні крайні значення елементів водного режиму, визначити ступінь ймовірності очікування цих величин, встановити типові риси режиму для водотоку певних територій.

Завершальним етапом гідрологічних досліджень є теоретичне узагальнення і аналіз. **Теоретичні методи** в гідрології базується на використанні законів фізики і на географічних закономірностях просторово-часових змін гідрологічних характеристик. Серед цих методів в останній час на перший план виходять методи математичного моделювання, системного аналізу, гідролого-географічних узагальнень. Включаючи гідрологічне районування і картографування, геоінформаційні системи.

1.4. Фізичні основи гідрологічних процесів

Гідрологічні процеси протікають у відповідності з фундаментальними законами фізики, тому гідрологія широко використовує сформульовані у класичній фізиці закони збереження речовин, теплової та механічної енергії, кількості руху.

Фундаментальні закони фізики та їх використання при вивченні водних об'єктів

Закон збереження речовини – незмінність маси в замкненій (ізольованій) системі. Стосовно відкритих природних систем, якими є водні об'єкти, закон збереження речовини визначає рівновагу між притоком, витратою речовини і зміною його маси в межах водного об'єкта. Це відноситься не тільки до води, а й до наносів, солей, газів та ін. речовин, що знаходяться у воді.

Кількісним висловленням закону збереження речовини для водних об'єктів є рівняння балансу води, наносів і розчинених речовин (газів, солі), яке можна записати у такому вигляді:

$$\Delta m = m^+ - m^-,$$

де m^+ – маса речовини, що надходить до даного об'єкта зовні й утворюється з інших речовин у межах об'єкта;

m^- – маса речовини, що вилучається за межі об'єкта і витрачається при перетворенні її в інші речовини в межах об'єкта;

Δm – зміна протягом часу Δt маси речовини в межах об'єкту. Одиницею

виміру членів рівняння є одиниця маси (кг).

Закон збереження теплової енергії характеризує незмінність енергії у замкненій (ізолюваній) системі з урахуванням можливого переходу одного виду енергії в інший. Закон збереження теплової енергії визначає умови балансу притоку і витрат тепла та зміни тепловмісту водного об'єкта.

Кількісним висловленням закону збереження теплової енергії стосовно до водного об'єкта чи замкненого контуру суходолу є рівняння теплового балансу:

$$\Delta Q = Q^+ - Q^-,$$

де Q^+ – тепло, що надходить до даного об'єкта зовні і виділяється в межах об'єкта при переході частини механічної енергії у теплову, а також під час льодотворення, конденсації водяної пари, розкладі деяких речовин;

Q^- – теплота, що виходить за межі об'єкта і витрачається в межах об'єкта на випаровування води, плавлення льоду, хімічні та біологічні процеси;

ΔQ – зміна в часі Δt вмісту теплоти в об'єкті, що дорівнює $m c_p \Delta T$, де m – маса об'єкта, c_p – питома теплоємність, ΔT – зміна температури ($T_{\text{кін}} - T_{\text{поч}}$). Одиниці виміру членів рівняння – одиниці тепла (Дж).

Закон збереження механічної енергії означає, що повна енергія якої-небудь механічної системи складається з потенціальної ($E_{\text{пот}}$) та кінетичної ($E_{\text{кін}}$) енергії і залишається завжди постійною з врахуванням енергії на тертя:

$$E = E_{\text{пот}} + E_{\text{кін}} + E_{\text{дис}},$$

де $E_{\text{дис}}$ – дисипація енергії (перехід частини механічної енергії у теплову внаслідок тертя).

Закон збереження механічної енергії стосовно до водних об'єктів визначає характер переходу потенціальної енергії у кінетичну енергію водного потоку, що рухається. Одиниці виміру даного рівняння дорівнюють одиниці енергії (Дж).

Закон збереження кількості руху – в межах замкненої (ізолюваній) механічної системи кількість імпульсів залишається незмінною: $m dx/dt = 0$, де m – маса системи, dx/dt – її прискорення. Стосовно водних об'єктів цей закон трансформується в закон зміни кількості руху (імпульсу), котрий означає, що зміна кількості імпульсу відкритої системи дорівнює сумі усіх зовнішніх сил, які впливають на цю систему. Цей закон лежить в основі закономірностей динаміки вод в усіх водних об'єктах.

Кількісним висловленням цього закону є рівняння руху, яке можна записати у такому вигляді:

$$m \, dv/dt = \sum F,$$

де m – маса виділеного об'єму; dv/dt – зміна середньої швидкості цього об'єму; $\sum F$ – сума діючих на цей об'єм зовнішніх об'ємних і поверхневих сил. Об'ємні сили впливають на весь об'єм води, поверхневі сили впливають лише на його межі. Одиниці виміру членів рівняння дорівнюють одиниці сили (Н, або $\text{кг}\cdot\text{м}/\text{с}^2$).

1.5. Розвиток гідрології

Гідрологія як самостійна наука порівняно молода. Вона сформувалась наприкінці XIX – на початку XX ст., однак народження її відноситься до більш раннього періоду існування людського суспільства.

У стародавньому Єгипті проводилися спостереження за коливаннями рівнів води р. Нілу за допомогою "ніломірів". Це були перші гідрологічні пости.

Деякі гідрологічні уявлення й відомості викладені в працях старогрецьких і староримських мислителів та філософів. Так, старогрецький філософ Фалес вважав, що у основі усіх явищ є вода; старогрецький історик і мандрівник Геродот уперше досліджував Ніл та Істру (Дунай); мислителі Платон та Аристотель замислювалися над походженням річок та джерел.

Свій внесок у розвиток внесли і староримські мислителі. Вітрувій цікавився розвідуванням підземних вод. Герон Олександрійський першим припустив, що витрати води дорівнюють відношенню площі поперечного січення потоку до швидкості течії.

У XV-XVI ст. гідрологія набуває подальшого розвитку. В ці часи Леонардо да Вінчі (1452-1519 рр.) одним із перших правильно тлумачив походження річок, відзначив при цьому роль дощових і підземних вод. Він провів також перші спостереження за динамікою водного потоку. В ці ж часи також проводяться систематичні океанографічні дослідження (експедиції Колумба, Магеллана та ін.).

У XVII ст. гідрологічні знання ще більше поглиблюються. Гідрологічними явищами цікавився Декарт, а перші кількісні оцінки в гідрології зробив П'єр Перро, який розраховував, що дощових вод цілком достатньо для підтримання стоку річок. Подібні дослідження продовжив і розвинув Маріотт. Оцінку ролі випаровування в гідрологічних процесах уперше дав Галлей, який також уперше чітко описав кругообіг води у природі та його кількісні показники.

У 1694 р. у книзі Мельхіора, яка вперше була видана у Франкфурті-на-Майні, вперше з'явився термін "гідрологія."

XVIII і XIX ст. позначились швидким розвитком гідравліки – це роботи французів Піто, Шезі, Дарсі, шведа Данила Бернуллі, ірландця Маннінга.

В історії досліджень водних об'єктів Росії значне місце займає період Петра I, коли почалось систематичне вивчення їх. У цей період були описані найбільші річки з метою використання їх для судноплавства. Так, у 1700 р. уперше в Росії виміряні витрати води Волги поблизу Комишина, а в 1715 р. відкрито

перший водомірний пост на Неві біля Петропавлівської фортеці. Дослідження на вододілах між Волгою і Доном, Окою й Доном, Москвою - рікою й Верхньою Волгою дали змогу виявити можливості сполучення цих річок каналами і розпочати будівництво штучних водних систем (Вишневолоцької, Маріїнської, між Волгою та Доном, в обхід порогів на Середньому Дніпрі).

Значний внесок у вивченні природних вод зробив видатний російський учений М. В. Ломоносов. За ініціативою якого було проведено анкетне обстеження характеристик весняного водопілля, скресання й замерзання річок. Ідеї Ломоносова про взаємозв'язок підземних і поверхневих вод, про режим вод і фактори, що його зумовлюють, позначилися на подальшому планомірному вивченні водних об'єктів.

У XVIII-XIX ст. проводилися значні експедиційні дослідження Світового океану – це експедиція В. Беринга, 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 цих експедицій уточнювались карти і накопичувались відомості про властивості морських вод. Першою науковою океанологічною експедицією вважають кругосвітню експедицію на англійському корветі "Челленджер" (1872-1876 рр.), під час якої був проведений весь комплекс океанологічних досліджень.

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

У 1874 р. була створена описова комісія Міністерства шляхів сполучення, котра за 20 років своєї діяльності виконала велику роботу по дослідженню вод Росії. Цією комісією було складено і видано навігаційні атласи, альбоми, а також створено водомірну мережу на судноплавних річках, закладено основи методики водних досліджень і видано монографії по великих річках.

В цей же період (1873-1898 рр.) працювала Західна експедиція по осушенню Полісся під керівництвом Й. І. Жилінського, а в 1880-1891 рр. – по зрошенню на півдні Росії й Північному Кавказі.

У 1894-1903 рр. під керівництвом О. А. Тілло працювала експедиція по дослідженню витоків найголовніших річок європейської частини Росії.

Матеріали гідрологічних досліджень дали можливість виконати цікаві узагальнення щодо режиму річок, озер, боліт. Для розвитку гідрології особливо важливе значення мали праці О. І. Воєйкова, М. О. Ричакова, М. С. Лелявського, В. М. Лохтіна, Є. А. Гейнца, Є. В. Оппокова, В. В. Докучаєва, Е. М. Ольдекопа, А. Пенка, Г. Келлера, Ф. Ньюелля та ін. У цей час покладено початок гідрометричним роботам, видано велику кількість матеріалів з описами водних об'єктів і ряд праць з узагальнення гідрологічних характеристик, встановлені основні залежності між стоком і кліматичними факторами, закладено основи наукових досліджень руслових процесів і зимового режиму водних об'єктів.

Проте знань, накопичених на початок ХХ ст., було недостатньо, що зумовлювалося 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.

У 1919 р. було створено Державний гідрологічний інститут у м. Петрограді, який став провідною науковою установою в галузі гідрології. В цьому інституті вирішувалися найважливіші проблеми гідрології суші, узагальнювались і друкувались результати гідрологічних спостережень і досліджень, розроблялись інструкції для проведення гідрологічних робіт.

У 1921 р. була створена перша наукова океанологічна установа – Плавучий морський науковий інститут, завданням якого було комплексне вивчення морів та їхнього узбережжя.

У 1929 р. було створено Гідрометеорологічний комітет при Раді Народних Комісарів СРСР, який у 1933 р. реорганізували в Центральне управління єдиної гідрометеорологічної служби СРСР, а в 1936 р. – в Головне управління гідрометеорологічної служби при Раді Міністрів СРСР, основною метою якого було впорядкування гідрометеорологічних досліджень та спостережень.

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

Визначною подією стали роботи по складанню Водного кадастру в 1931 р., до якого ввійшли матеріали за 60 років спостережень (1875-1935 рр.). В цей же період виникла необхідність привести в єдину систему всі основні матеріали й організувати подальше вивчення вод за єдиним планом і єдиною методикою. В результаті проведеної роботи були опубліковані “Справочники по водным ресурсам”, “Материалы по режиму рек СССР”, “Материалы наблюдений над испарением”, “Гидрологические ежегодники”.

Отже, можна констатувати, що у 20-30 роки ХХ ст. гідрологія суші сформувалась як самостійна наука, в розробці теоретичних основ якої – вагомий внесок учених-гідрологів В. Г. Глушкова, Д. І. Кочеріна, М. А. Великанова, Б. В. Полякова, Є. В. Близнюка та ін.

Особливо значного розвитку гідрологія як самостійна наука досягла в повоєнний час.

В 1960-1970 рр. було здійснене нове видання водного кадастру, який став цінним посібником для проектних, науково-дослідних, водогосподарських та інших установ і організацій, а також дав можливість більш оперативно і науково-обгрунтовано вирішувати питання раціонального використання й охорони водних ресурсів.

У 1978 р. було введено державний облік вод, їх використання і державний водний кадастр. Продовженням “Гидрологических ежегодников” з 1978 р. стали “Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши”. У 1979 р. Головне управління гідрометеорологічної служби було перетворене на Державний комітет СРСР із гідрометеорології і контролю природного середовища, а в 1988 р. – на Державний комітет із гідрометеорології.

Значний внесок у розвиток гідрології суші зробили Б. О. Апполов, П. С. Кузін, Л. К. Давидов, Г. В. Лопатін, А. В. Огієвський, Д. І. Соколовський, О. І. Чеботарьов, М. І. Львович – гідрологія річок; Д. М. Анучин, Л. С. Берг, Г. Ю. Верещагін, Б. Б. Богословський, О. І. Тихомиров – гідрологія озер; С. В. Колесник, 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.

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, якими підготовлені і видані праці з океанології: “Морской атлас”, “Атласы океанов”, десяти томне видання “Океанология”, семи томне видання “География Мирового океана”. Океанологи брали участь у міжнародному співробітництві – у проведенні Міжнародного геофізичного року і Року міжнародного геофізичного співробітництва (1957-1959) та ін.

Вагомим внеском гідрологів колишнього СРСР у міжнародне співробітництво з гідрології стала монографія “Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли” (1974), в якій наведені результати зарубіжних і вітчизняних досліджень водного балансу та водних ресурсів земної кулі.

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), який дав оцінку гідрологічній ролі боліт; дослідив режим стоку в басейні Верхнього Дніпра та залежність висоти рівнів води у річках від атмосферних опадів; уточнив рівняння водного балансу з уведенням у нього додаткового члена $\pm \Delta W$ (зміна запасів вологи в басейні).

Є. В. Оппоков вивчав також режим підземних вод, водні ресурси України, процеси утворення річкових долин, проведення гідрометричних робіт на річках тощо. За його ініціативою в Києві у 1926 р. був створений науково-дослідний інститут водного господарства, який Є. В. Оппоков очолював до кінця свого життя.

В довоєнні роки наукові дослідження з гідрології велися також у Гідрометеорологічному інституті, Інституті гідрології і гідротехніки, Київській науково-дослідній гідрологічній обсерваторії та інших установах, а результати цих спостережень і досліджень публікувались у різних виданнях, у тому числі й у “Щорічнику Гідрометеорологічної служби НКЗС України”, виданому вперше у 1927 р. Видання цього щорічника продовжувалось до 1930 р.

Значний внесок у розвиток гідрології в Україні зробив і А. В. Огієвський (1894-1952), який проводив наукові дослідження в галузі режиму річкового стоку, прогнозування характеристик водного режиму річок України. Саме він розробив макрорегіональну теорію формування максимальних витрат води річок при наявності та відсутності спостережень за стоком. У коло його наукових інтересів входили також питання багаторічного та сезонного регулювання стоку, впливу водосховищ на паводковий стік, залежність річкового стоку від факто-

рів, що формують його та ін. А. В. Огієвський написав підручник “Гідрологія суші”, який перевидавався тричі, останній раз - у 1952 р.

Значний внесок у розвиток гідрології зробили українські гідрологи: В. О. Назаров, Б. А. Пишкін, Г. І. Швець, В. І. Мокляк, Н. Й. Дрозд, Л. Г. Онуфрієнко, А. М. Бефані, Й. А. Желєзняк, П. Ф. Вишневський, С. М. Перехрест та ін.

Контрольні запитання

1. Що є предметом і об’єктом вивчення гідрології взагалі і загальної гідрології зокрема?
2. Що таке гідросфера? У чому полягає сутність теорії виникнення гідросфери?
3. На які самостійні розділи поділяється загальна гідрологія залежно від об’єкта вивчення?
4. Коли гідрологія виділилась у самостійну науку?
5. Яке наукове та прикладне значення має гідрологія?
6. Які основні досягнення гідрології у довоєнні та повоєнні роки?
 7. Який внесок у розвиток і становлення гідрологічної науки зробили українські вчені?
 8. Який внесок у розвиток гідрології зробили вчені Харківського університету?
 9. Дайте визначення водокористування.
 10. Дайте визначення водоспоживання.
 11. Дайте визначення водних об’єктів.
 12. Що таке гідрологічний режим водного об’єкта?
 13. Які методи використовують при гідрологічних дослідженнях?
 14. Яка роль води у житті та господарській діяльності людини?
 15. Поясніть закон збереження речовини.
 16. Поясніть закон збереження теплової енергії.
 17. Поясніть закон збереження кількості імпульсу.
 18. Поясніть закон збереження механічної енергії.

Література

1. Алекин О. А. Основы гидрохимии. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 442 с.
2. Богословский Б. Б., Самохин А. А., Иванов К. Е., Соколов Д. П. Общая гидрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 356 с.
3. Важнов А. Н. Гидрология рек. – М.: Изд-во МГУ, 1976. – 339 с.
4. Винников С. Д., Проскураков Б. В. Гидрофизика. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 248 с.
5. Давыдов Л. К., Дмитриева А. А., Конкина Н. Г. Общая гидрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 462 с.
6. Загальна гідрологія. Підручник / Левківський С. С., Хільчевський В. К., Ободовський О. Г., Будкіна Л. Г., Гребінь В. В., Закревський

Д. В., Лісогор С. М., Падун М. М., Пелешенко В. І. – К.: Фітосоціоцентр, 2000. – 264 с.

7. Зенин А. А., Белоусова Н. В. Гидрохимический словарь. – Л., 1988. – 239 с.

8. Самарина В. С. Гидрохимия. – 1977. – 359 с.

9. Соколов А. А., Чеботарев А. И. Очерки развития гидрологии в СССР. – Л., 1970. – 310 с.

10. Чеботарев А. И. Гидрологический словарь. – Л.: Гидрометеоздат, 1978. – 308 с.

11. Чеботарев А. И. Общая гидрология. – Л.: Гидрометеоздат, 1975. – 544 с.

Блок 2. РОЗПОДІЛ ВОДИ НА ЗЕМНІЙ КУЛІ КРУГООБІГ ВОДИ

2.1. Розподіл води на земній кулі

На земній кулі вода розподілена нерівномірно (табл. 2.1). Світовий океан містить найбільшу масу води (1,34 млрд км³ і охоплює площу 361 млн км², або 71%, а суша 149 млн км², або 29%). Із 149 млн км² площі суходолу 3% припадає на внутрішні водойми – озера, водосховища, річки. Обсяг води у них становить 184 тис. км³. Більшість водних об'єктів прісноводні, за винятком деяких солоних озер.

Загальний об'єм води у водних об'єктах на земній кулі біля 1390 млн км³, при цьому на долю Світового океану припадає 96,4% (табл. 2.1).

Серед прісноводних об'єктів найбільші запаси води зосереджені у льодовиках (25,8 млн км³), які займають 16,2 млн км² суші. Це 68,7% всіх запасів прісних вод. З цієї кількості води на долю льодовиків Антарктиди, Гренландії і островів Арктики припадає відповідно 89,8, 9,7 і 0,3%, на гірські льодовики – лише 0,2%.

Обсяг підземних вод становить 23,4 млн км³, (за А. Авак'яном і В. Широковим), із яких близько половини є прісними, а решта – різного ступеня солоності. Точно визначити об'єм підземних вод дуже важко, оскільки невідома нижня межа їхнього поширення.

Ґрунтова волога, на відміну від підземних вод, тісніше зв'язана з кліматичними умовами: у вологі сезони вона накопичується в ґрунті, а в сухі – витрачається на випаровування і на транспірацію рослинності. Загальні запаси її становлять 16,5 тис. км³.

В атмосфері вода знаходиться у вигляді водяної пари, крапель води і кристалів льоду. Загальна кількість її становить 12,9 тис. км³ і зосереджена в основному (90%) в нижніх шарах атмосфери – від 0 до 5 км.

Багаторічна мерзлота поширена на площі 21 млн км² більша її частина зосереджена в північній півкулі (приблизно 20 млн км²). Об'єм льоду в районах багаторічної мерзлоти 300 тис. км³.

Кількість біологічної води, тобто води, яка знаходиться в живих організмах і рослинах незначна – 1120 км³. Ці дані об'єму є орієнтовними, тому що кількість біомаси, в якій у середньому міститься 80% води, за підрахунками різних дослідників, коливається від $3,6 \cdot 10^{11}$ до $3,6 \cdot 10^{14}$ т.

Для задоволення потреб людини найбільшу цінність мають річкові води. Обсяг води їх дуже малий – 2 тис. км³ - 0,0002% загального обсягу вод і 0,006% обсягу прісних вод планети, але ці води мають високу активність водообміну і швидко відновляються.

Сумарна площа озер усіх материків становить 2,058 млн км² найбільше їх в областях антропогенного зледеніння та безстічних областях. Об'єм води досягає 176,0 тис. км³, із них 91 тис. км³ припадає на води прісних озер, а 85,0 тис. км³ на солоні озера.

Близько 2,7 млн км² (2%) суші займають болота. Найбільше їх у північній півкулі в лісовій зоні Азії, Європи та Північної Америки. Сумарний об'єм болотних вод світу становить приблизно 11,0 тис. км³.

Таблиця 2.1

Розподіл та обсяги води у гідросфері

Частина гідросфери	Площа поширення, млн. км	Обсяги води		Тривалість умовного водообміну, роки
		Об'єм, тис. км ³	Частка від загального обсягу всіх вод, %	
Світовий океан	361	1 338 000	96,5	2650 років
Льодовики	16,25	25 780	1,86	9700 років
Підземні води	134,8	23 400	1,68	1400 років
Озера	2,1	176	0,013	17 років
Ґрунтова волога	82,0	16	0,001	1
Вода в атмосфері	510,0	13	0,001	8 діб
Вода в болотах	2,7	11	0,0008	5 років
Водосховища	0,4	6	0,0004	52 дні
Вода в річках	148,8	2	0,0002	19 діб
Біологічні води	510,0	1	0,0001	декілька годин
Багаторічна мерзлота	2,1	300	0,022	10 000 років
Загальні запаси води		1 388 000	100	
Прісні води		36 730	265	

2.2. Зміна кількості води на земній кулі

За більшу частину історії Землі в результаті дегазації мантиї виділялось у середньому не більше $0.5-1 \text{ км}^3$ води на рік. Вважають, що і в наш час із надр Землі надходить приблизно стільки ж води.

З метеоритами і космічним пилом на Землю щорічно попадає у вигляді льоду біля 0.5 км^3 води, тобто величина у порівнянні з повним об'ємом води на планеті незначна. Приблизно стільки ж води розсіюється із Землі в космічний простір.

Об'єми втрат і додаткові надходження води дуже незначні, і тому можна вважати, що на протязі достатньо тривалого періоду (із геологічної точки зору) часу (мільйони роки) кількість води на земній кулі залишається приблизно незмінною.

Очевидно, однак, що на протязі часу відбувається періодичний перерозподіл води у самій гідросфері, причому головними елементами такої мінливої системи є Світовий океан і льодовики. У міжльодовикові періоди льодовики тануть і збільшується об'єм Світового океану, у льодовикові періоди відбувається зворотній процес - волога у вигляді льоду акумулюється в льодовиках, зменшуючи при цьому об'єм Світового океану.

За останні 18 тис. років рівень Світового океану підвищився не менше ніж на 100 м, що відповідає збільшенню об'єму води у Світовому океані на значну величину – 37.5 млн км^3 . В останні 5 – 6 тис. років рівень Світового океану в основному стабілізувався при незначній тенденції до підвищення.

Так, за даними Р.К.Клінге (1985), за 82 роки (1994-1975 рр.) відбувся деякий перерозподіл води між сушею і Світовим океаном: об'єм води у водоймах суші (переважно за рахунок льодовиків і підземних вод) зменшився на 25.91 тис. км^3 , а Світового океану, навпаки, збільшився на цю ж величину. Це повинно супроводжуватися підвищенням рівня Світового океану з інтенсивність біля 0.91 мм/рік .

2.3. Кругообіг води в природі

Кругообіг води – це безперервний процес циркуляції води на земній кулі під впливом сонячної радіації та сили ваги. Найголовнішими складовими кругообігу є випаровування води, перенесення водяної пари на віддаль, конденсація водяної пари, випадання опадів, інфільтрація води в ґрунт і стік.

Джерелом теплової енергії на Землі є Сонце. Сонячна енергія перерозподіляється між поверхнею Землі й атмосфери, між океаном і сушею. При цьому природні води виступають і як поглинач, і як регулятор сонячної енергії, що надходить, і як фактор перерозподілу на Землі.

Сонячна енергія дорівнює 1367 Вт/м^2 . Оскільки Земля має кулясту форму, лише її частина цього потоку припадає на верхню межу атмосфери, тобто 341.8 Вт/м^2 . З врахуванням площі Землі (510 млн км^2) одержуємо, що величина короткохвильової сонячної радіації, що приходить до планети, складає $1,743 \times 10^{17} \text{ Вт}$.

Позитивні температури зумовлюють випаровування вологи з поверхні океанів і суходолу та насичення нею атмосферного повітря. У верхніх шарах атмосфери, де температура повітря знижується, волога конденсується й випадає у вигляді дощу чи снігу. Опали над океаном частково компенсують витрати води, що випарувалась з його поверхні. Опали над суходолом мають набагато складніший шлях кругообігу. Вони частково просочуються у ґрунт, підвищуючи його зволоженість, а також проникають у водоносні горизонти, підживлюючи підземні води. Певна частина цих вод формує підземний стік, інша, що не проникла в глибинні горизонти, утворює поверхневий стік водозбірного басейну (рис. 1).

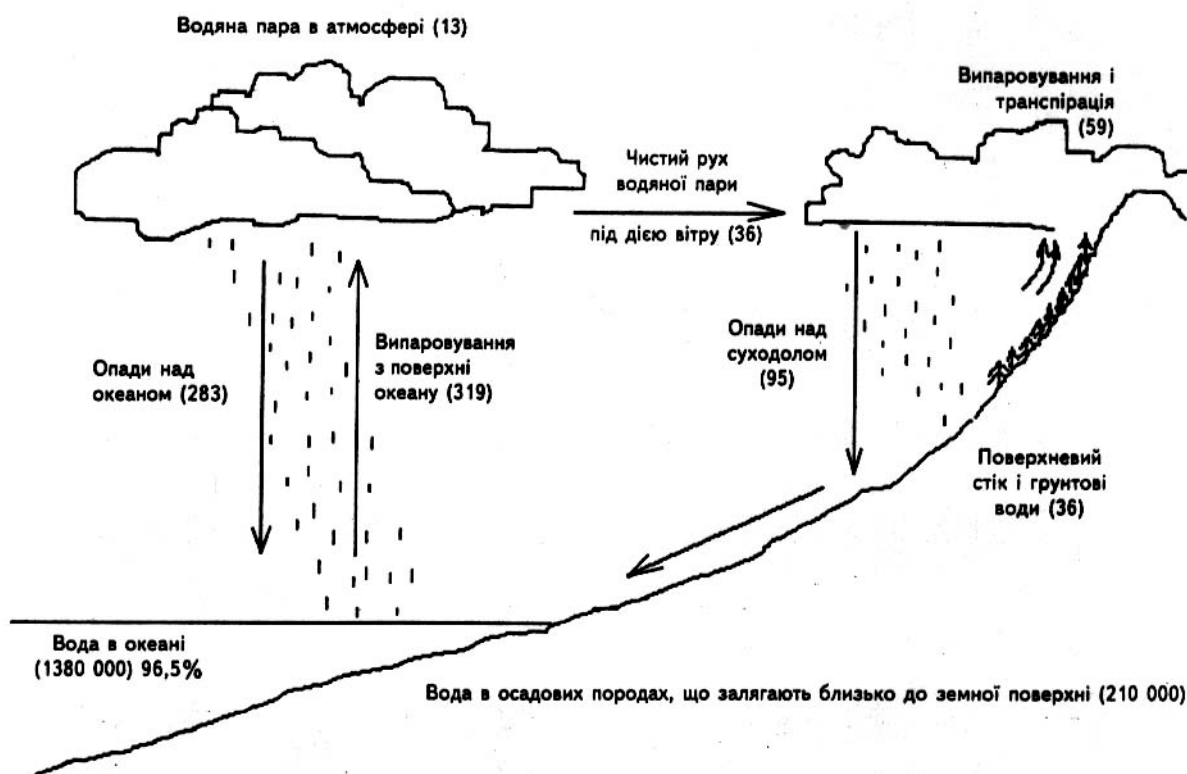


Рис. 1. Кругообіг води та його основні компоненти, млрд км³/рік

Вода, стікаючи зі схилів, збирається в улоговинах стоку, ярах і балках, малих і великих ріках. Річки дренують територію водозбірного басейну, збирають поверхневі та підземні води у єдиний річковий стік і повертають Світовому океану “борг”, забраний свого часу повітряними масами. Так відбувається безперервне врівноваження кількості води, яка випаровується з акваторії океану та безстічних басейнів і річковим стоком, що повертається до водойми.

Залежно від особливостей і масштабів є великий, або загальний, і малий кругообіг.

Великий кругообіг охоплює сушу й океани і відбувається за схемою: океани – атмосфера – суша – океани. Водяна пара, що випаровується з поверхні океанів, переноситься вітрами на сушу, випадає на поверхню суші у вигляді ат-

мосферних опадів, стікає до океану у вигляді поверхневого стоку (через річки), частина просочується в Землю, де утворює підземний стік і живить рослинність. Частина води потрапляє в повітря, випаровуючись із суші (із ґрунтів, водних басейнів), або через транспірацію рослинами тощо.

Малий кругообіг – це кругообіг над окремими океанами, материками або їхніми частинами. Малий, або океанічний кругообіг відбувається за схемою: океан – атмосфера – океан. Водяна пара, що випаровується з поверхні океану, надходить в атмосферу, там конденсується й випадає у вигляді атмосферних опадів на поверхню океану.

Малим є також і місцевий, або внутрішньоматериковий вологообмін, який відбувається тільки в межах суші. Схема його руху: суша – повітря – суша. Вода випаровується із суші (із різних об'єктів, ґрунтів, рослинності тощо), потрапляє в повітря, конденсується у вигляді опадів і повертається на сушу.

Такий процес кругообігу води в природі – лише спрощена схема, в дійсності він набагато складніший. Так, частина води витрачається на гідратацію гірських порід і тому виключається із загального кругообігу. Певна кількість вологи виходить на поверхню з глибоких надр і, навпаки, поповнює водні маси, які беруть участь у кругообігу. Крім того, не вся вода, що стікає по земній поверхні, досягає океанів і морів, тому що суша ділиться на дві області – стічну, або область зовнішнього стоку і безстічну, або область внутрішнього стоку. Стічною областю називається частина суші, річковий стік якої здійснюється в океани і моря. Безстічною областю називається частина суші, з якої немає стоку в океан і води її річок надходять у безстічні озера, або витрачаються на випаровування. З усієї площі суші безстічні області займають лише 30 млн км², а стічні області - 119 млн км².

З безстічних областей найбільшими є: в Європі – водозбірний басейн Каспійського моря; в Середній Азії – Туранська низовина, 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, 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 цих областей може випадати значна кількість опадів, може бути розгалужена сітка водотоків, але всі свої води вони несуть в озера (наприклад, басейни Волги, Уралу, Сирдар'ї, Амудар'ї та ін.) та ареїчні області, які не мають ніякого поверхневого стоку, тому що вся вода, котра випадає на їхню поверхню, випаровується. Ареїчні області займають 17 % поверхні материків і найбільшими з них є Сахара, пустелі Австралії, Центральної і Середньої Азії та інші.

Вода безстічних областей бере участь у відносно самостійних кругообігах, а зв'язок її зі Світовим океаном здійснюється лише шляхом перенесення вологи в пароподібному стані повітряними течіями в периферійні області суші чи безпосередньо на моря та океани, або підземними шляхами (незначною мі-

рою). В межах безстічних областей у вологообміні бере участь лише 9 тис. км³ води.

В межах нашої планети виділяють ще такі види вологообміну: між Землею і Космосом, між атмосферою й океаном, між атмосферою, ґрунтовим покривом і біосферою.

Математичною моделлю кругообігу води є рівняння водного балансу. Так, для малого кругообігу (у межах океану) рівняння водного балансу має такий вигляд:

$$z_0 = x_0 + y_0;$$

для великого кругообігу:

$$z_c + y_c = x_c;$$

для безстічних областей:

$$z_6 = x_6;$$

для земної кулі в цілому:

$$z_3 = z_0 + z_c + z_6 = x_0 + x_c + x_6 = x_3,$$

$$z_3 = x_3,$$

де: z_0 – середнє багаторічне випаровування з поверхні Світового океану;

z_c – середнє багаторічне випаровування з поверхні периферійних областей суші;

z_6 – середнє багаторічне випаровування з поверхні безстічних областей;

z_3 – середнє багаторічне випаровування з поверхні всієї земної кулі;

x_0 – середня багаторічна сума атмосферних опадів на поверхню Світового океану;

x_c – те ж для периферійних областей суші;

x_6 – опади на поверхню безстічних областей;

x_3 – середня багаторічна сума опадів для всієї земної кулі;

y_0 – середній багаторічний стік із суші.

Кількісні показники середнього багаторічного водного балансу земної кулі наведені в табл. 2.2.

Таблиця 2.2

Водний баланс земної кулі

Частини земної кулі	Площа, млн. км ²	Елементи балансу	Кількісні показники	
			мм	тис. км ³
Земна куля	510	Опади	1130	577
		Випаровування	1130	577
Світовий океан	361	Опади	1270	458
		Випаровування	1400	550
		Стік (притік)	130	47
Суша	149	Опади	800	119
		Випаровування	485	72
		Стік	315	47
Стічна область	119	Опади	924	110
		Випаровування	529	63
		Стік	395	47
Безстічна область	30	Опади	300	9
		Випаровування	300	9

Кругообіг води у природі має велике значення. Енергія вод, що потрапили на сушу в процесі кругообігу, виявляється у формуванні рельєфу, розмиванні берегів та ін. Кругообіг води є потужним провідником із моря на сушу і зумовлює органічне життя на Землі. Завдяки кругообігу води на Землі є вода на суші.

Водні екосистеми. Під екосистемою розуміють цілісну структуру живих організмів та їх неорганічного оточення, яка, хоч і відкрита, але має здатність до певної саморегуляції (Елленберг, 1973). Поняття екосистема було введено в науку у 1935 р. англійським ботаніком А.Теслі. Згідно його визначення, *екосистема* – це природний комплекс, утворений живими організмами (біоценоз) і середовищем його проживання, пов'язані між собою обміном речовин і енергії.

Згідно Ю. Одуму (1986), усі природні екосистеми поділяються на три групи: наземні (тундра, ліси різного типу, степи і пустелі), прісноводні (озера, річки, болота) і морські (океан, шельф, естуарії, солоні марші). Отже, ми бачимо, що водні екосистеми дуже поширені і служать важливими компонентами природної середовища Землі. Вивчає водні екосистеми гідроекологія (водна екологія) як частина загальної екології (або геоєкології).

Водні екосистеми можна поділити і по ієрархічності підпорядкованості: глобальна екосистема Світового океану разом з річковою мережею його водозбору; ізольовані водні екосистеми областей внутрішнього стоку; великі водні об'єкти (океани, річкові системи); окремі річки, озера, моря, водосховища, болота; їхні великі частини (притоки, дельти, затоки, лагуни, лимани, естуарії та ін.); екосистеми найнижчого рангу (елементи водойм і водотоків – екосистеми плес, літоралі, пелагіалі та ін.).

Істотним недоліком визначень Гаккеля, Теслі і багатьох інших, відносно екології і екосистеми, є відсутність у них згадування про людське суспільство і його господарську діяльність. У наші дні суспільство і господарська діяльність людини являються могутнім екологічним фактором, причому діючих у двох напрямках: з одного боку, людське суспільство, забезпечує себе необхідними умовами життєдіяльності і соціально-економічного розвитку, активно використовує як абіотичні, так і біологічні ресурси природи, з другого – перетворює і ті й інші ресурси, змінюючи і регулюючи їх, а нерідко і порушуючи екологічну рівновагу.

Тому водну екосистему необхідно розглядати як систему, яка складається із трьох самостійних, але активно взаємодіючих компонентів:

- *абіотична* частина водної екосистеми, тобто вода з розчиненими і зваженими речовинами, ґрунти дна і берегів водних об'єктів;
- *біотична* частина екосистеми – усі гідробіоти та їх комплекси – біоценози;
- людське суспільство і його господарська діяльність.

До числа характеристик абіотичної частини водних екосистем необхідно перш за все віднести: температуру, мінералізацію (солоність) і мутність води; хімічні речовини, які вона утримує, у тому числі біогенні, органічні й забруднюючі; концентрацію кисню і вуглецю; швидкість течій; інтенсивність водооб-

міну між різними частинами водного об'єкта; рівні води і площі затоплення заплави; льодові явища. Вивченням просторово-часової мінливості цих екологічних характеристик і займається гідрологія.

2.2. Водні ресурси України

Водні ресурси – це об'єми поверхневих і підземних вод, які використовуються, чи можуть бути використані в процесі матеріального виробництва.

Вода входить до складу всіх рідин і тканин тіла живих істот, а в людському тілі вона становить близько 65 % всієї маси. Її втрата більш небезпечна для організму, ніж голодування; без їжі людина може прожити більше місяця, а без води - лише кілька днів.

Вода виконує в природі та розвитку цивілізації не менше 30 функцій: вода – це і сфера життя, і транспортний засіб, і місце, де відбувається безліч хімічних процесів, і місце відпочинку, і охолоджувач, і багато-багато іншого.

У наш час водні ресурси стали фактором, який лімітує розвиток виробничих сил і соціально-економічну ситуацію. Можна без перебільшення констатувати, що проблема водних ресурсів, особливо проблема чистої питної води, є глобальною. Тому питання про важливість водних ресурсів для подальшого соціально-економічного розвитку суспільства є одним із найголовніших.

До водних ресурсів України належать річки, озера, болота, підземні води, ставки, канали, водосховища. Місцевий річковий стік у середній за водністю рік становить 52.4 км^3 (табл. 2.1). З урахуванням притоку із суміжних країн середній багаторічний річковий стік сягає 87.1 км^3 , а при врахуванні стоку Дунаю по Кілійському гирлу ця величина зростає до 209.8 км^3 .

Прогнозні запаси підземних вод України оцінюються в кількості $22.5 \text{ км}^3/\text{рік}$, або $61.7 \text{ млн м}^3/\text{добу}$, із них гідравлічно не зв'язаних із річковим стоком – лише $7 \text{ км}^3/\text{рік}$, або $19 \text{ млн м}^3/\text{добу}$. Таким чином, сумарні водні ресурси в середній за водністю рік оцінюються в 94.1 км^3 , у маловодний рік – 77.2 , а в дуже маловодний рік – 59.4 км^3 . У розрахунку на 1 км^2 площі країни середній місцевий стік становить $86.8 \text{ тис. м}^3/\text{рік}$, а в розрахунку на одного жителя – близько $1 \text{ тис. м}^3/\text{рік}$. У дуже маловодний рік ці цифри дорівнюють відповідно 49.2 і $0.61 \text{ тис. м}^3/\text{рік}$. Це свідчить про те, що наша Україна належить до недостатньо забезпечених водою країн.

Таблиця 2.1

Водні ресурси України

Вид ресурсів	Ресурси за рік, км ³			Водозабезпеченість території в дуже маловодні роки, тис. м ³ /км ²
	середній за водністю	маловодний	дуже маловодний	
Місцевий річковий стік	52,4	41,4	29,7	49,2
Приплив із суміжних територій	34,7	28,8	22,9	37,9
Підземні води, що гідралічно не зв'язані з річковим стоком	7,0	7,0	7,0	11,6
Сумарні ресурси	94,1	77,2	59,4	98,4

Розподіл річкового стоку по території країни дуже нерівномірний. Найменше водних ресурсів формується там, де зосереджені найбільші водоспоживачі – Донбас, Криворіжжя, Крим та південні області.

Характерною особливістю основної складової водних ресурсів України (річкового стоку) – його нерівномірність протягом року і з року в рік. За особливостями внутрішньорічного розподілу річкового стоку територія країни поділяється на 16 районів. Спільним для всіх цих районів є те, що більша частина річкового стоку проходить під час весняної повені (від 60-70% на півночі та північному сході до 80-90% на півдні України).

Нерівномірно розподілені по території України і запаси підземних вод: 65% ресурсів зосереджено в Дніпровсько-Донецькому та Волинсько-Подільському артезіанських басейнах. У розрахунку на одного жителя найбільша кількість підземних вод (5.54 м³/добу) припадає на Чернігівську область. А найменше (0.28-0.43 м³/добу) – на Одеську, Кіровоградську, Дніпропетровську, Донецьку, Миколаївську, Житомирську та Вінницьку області.

Усього в Україні розвідано і затверджено 371 родовище підземних вод. Сумарні розвідані експлуатаційні ресурси підземних вод складають 5.7 млрд м³/рік, або 25% від прогнозних ресурсів підземних вод.

З усього об'єму забору підземних вод для господарсько - питного водопостачання використовується 30%, для сільського господарства – 42%, для виробничо-технічного водопостачання – 28%.

Озер в Україні налічується понад 20 тис., але це переважно невеликі озера. Так, озер із площею водного дзеркала 0.1 км² – 7 тисяч. Прісні озера можуть бути джерелами водопостачання в суто місцевому значенні, оскільки більшість із них невеликі, а її рівне вий режим нестійкий.

Для регулювання річкового стоку і перерозподілу стоку по території України побудовано 1150 водосховищ і 28781 ставків. Розподіл ставків і водосховищ за басейнами великих річок нерівномірний. Порівняно багато їх у басейні Сіверського Дінця, Південного Бугу та в лісостепових і степових частинах басейнів приток Дніпра.

Основні напрями водокористування. Гальмівним фактором використання водних ресурсів є їхня мінливість у часі: у природних умо-

вах на частку весняного стоку припадає 67 % на півночі і північному сході, до 80 – 90 % на півдні. Середня водозабезпеченість місцевими водними ресурсами - близько 1 тис.м³ на одного жителя в рік, а загальними – 170 тис.м³. За запасами водних ресурсів Україна вважається однією з найменш забезпечених країн у Європі (Швеція – 2,5 тис.м³, Великобританія – 5,0 тис.м³, Франція – 3,5 тис. м³, Німеччина – 2,5 тис. м³). В окремих областях України водозабезпеченість місцевими водними ресурсами відрізняється в 57 разів і змінюється від 0,14 км³ (Херсонська область) до 8,0 км³ (Закарпатська область), що відповідає 110 м³ і 6 580 м³ на одного мешканця за рік.

Найбільше (44 %) води споживає промисловість; 71 % – енергетика; 19 % – металургія; 3,5 % – вугільна; 2,6 % – хімічна і нафтохімічна.

Друге місце щодо споживання води посідає сільське господарство: 70 % – на зрошення та обводнення сільськогосподарських угідь, 13 % – на потреби сільськогосподарського водоспоживання, 15 % – на виробничі потреби підприємств сільськогосподарського профілю і 2 % – на господарсько-життєві потреби. В останні роки відбувається зниження споживання води в сільському господарстві, зокрема на зрошення. Головною причиною цього зниження є зменшення питомого водоспоживання. У перспективі необхідно також зменшувати питоме водоспоживання для економії води за рахунок своєчасного коригування поливних норм залежно від запасів вологи в ґрунті, фази розвитку рослин, погодних умов та за рахунок автоматизації водозабору і водорозподілу на системі із зменшенням невиробничих скидів та втрат на міжгосподарській мережі. Крім того значної економії води можна досягти, застосовуючи нові способи зрошення, а саме, краплинне, тонкодисперсне та ін..

Найважливішим серед водокористувачів є комунальне господарство. На цей час 412 міст і 82 % селищ міського типу України були забезпечені центральним водопостачанням. Водопостачання на одного жителя у великих містах сягає 400 л і більше на добу; у селах, де немає центрального водопостачання і населення бере воду безпосередньо із шахтних колодязів та свердловин, добове водоспоживання не перевищує 50 л на одного жителя. На жаль, в Україні ще багато сіл і міст, де як за кількістю, так і за якістю водопостачання незадовільне.

Досить значне місце в структурі водогосподарського комплексу України займає гідроенергетика. Потенційні гідроенергетичні ресурси України становлять дещо менше 45млрд кВт/рік. За технічними умовами можливо використати трохи більше 21млрд кВт/рік (46 % – басейн Дніпра, 20 % - басейн Дністра, Тиси, 30 % – інші річки України).

Важливим водокористувачем є рибне господарство, яке характеризується високою продуктивністю, але потенційні можливості водного фонду використовуються недостатньо.

Водний транспорт у системі водогосподарського комплексу України виступає, як водокористувач, що витрачає воду для підтримання на водних шляхах у навігаційний період гарантованих глибин. Протяжність експлуатаційних

водних шляхів у країні перевищує 5 тис. км. Основними судноплавними річками є Дніпро, Дунай, Прип'ять, Десна, Дністер, Південний Буг та ін.

Річки, озера, водосховища мають рекреаційне значення. На їх берегах створено пансіонати, будинки, бази відпочинку, а на базі мінеральних лікувальних вод - курорти.

Стан водних ресурсів в Україні. Якість води оцінюють за наявністю в ній мінеральних та органічних речовин. Забруднення річок поділяють на біологічне та антропогенне. Біологічне забруднення річок відбувається завдяки росту біомаси гідробіонтів, з наступним їх відмиранням і розпадом та органічних речовин, серед яких розрізняють речовини автохтонного походження (утворюються у самій воді) і алохтонного (принесені ззовні). Антропогенне забруднення річок пов'язане з господарською діяльністю людей. Найбільше їх забруднює промисловість - 5205 млн м³ (2003 р.). На другому місці – комунальне господарство (2906 млн м³). Частка скидних вод сільського господарства зменшилась і досягає 948 млн м³.

В останнє десятиріччя набула тенденція зниження ефективності роботи очисних споруд, яка зумовлена зношеністю устаткування, низьким його технологічним рівнем, наявністю в складі забруднюючих речовин нових хімічних речовин, для очищення води від яких немає реагентів.

Майже усі водні об'єкти, на яких проводять спостереження, належать до забруднених та дуже забруднених. Найбільш забруднені такі річки України: Горинь, Десна, Сула, Тетерів, Ворксла, Унава, Інгулець, Сіверський Донець, Уда, Казенний Торець, Бахмут, Кальміус, Молочна, Лугань, Біленька, Дністер, Опір, Стрий, Західний Біг, Дунай, Латориця, Південний Буг.

Дуже забруднені також водосховища Дніпровського каскаду, особливо Київське та Канівське.

На базі основних напрямів державної політики нашої країни в галузі охорони навколишнього середовища, затверджених Постановою Верховної Ради України №188/98-ВР від 5 березня 1998 р., розроблено Концепцію розвитку водного господарства України.

Контрольні запитання:

1. Як розподіляється вода на земній кулі?
2. Що таке кругообіг води?
3. Які рушійні сили кругообігу води?
4. Що таке великий кругообіг води?
5. Що таке малий океанічний кругообіг води?
6. Що таке малий континентальний кругообіг води?
7. Що таке стічна й безстічна області?
8. Запишіть рівняння водного балансу:
- для малого кругообігу;

- для великого кругообігу;
- для безстічних областей;
- для земної кулі в цілому.

9. Водні ресурси України. Забезпечення водними ресурсами окремих регіонів.

10. Якими показниками характеризується якість водних ресурсів?

11. Основні принципи використання й охорони водних ресурсів.

12. Що розуміють під забрудненням, засміченням і виснаженням вод?

13. Основні заходи з охорони водних ресурсів України .

Список рекомендованої літератури:

1. Авакян А. Б., Широков В. М. Комплексное использование и охрана водных ресурсов. – Минск, 1990.
2. Алекин О. А. Основы гидрохимии. – Л.: Гидрометеоздат, 1977. – 359 с.
3. Винников С. Д., Проскуряков Б. В. Гидрофизика. – Л.: Гидрометеоздат, 1988. – 248 с.
4. Загальна гідрологія. Підручник / Левківський С. С., Хільчевський В. К., Ободовський О. Г. та ін. – К.: Фітосоціоцентр, 2000. – 264 с.
5. Зенин А. А., Белоусова Н. В. Гидрохимический словарь. –Л.: Гидрометеоздат, 1988. – 239 с.
6. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. – Л.: Гидрометеоздат, 1974. – 636 с.
7. Самарина В. С. Гидрохимия. – Л.: Гидрометеоздат, 1977. – 359 с.

Блок 3. ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВОДИ

3.1. Хімічний склад води

Хімічно чиста вода – це сполука водню з киснем, має хімічну формулу H_2O . Її молекула складається з 11,11% водню і 88,89% кисню. Характерною особливістю молекул води є їхня властивість об'єднуватися в агрегати – сполуки кількох молекул. За сучасними уявленнями, молекула води побудована у вигляді тетраедра, в центрі якого знаходиться ядро атома кисню, а на кінцях одного з ребер тетраедра розташовуються два позитивних заряди, що відповідають ядрам атомів водню.

Вода має певні *аномальні властивості*. Насамперед, вона дуже стійка до впливу зовнішніх чинників, що пояснюється існуванням додаткових сил між молекулами (водневий зв'язок). У свою чергу, іон водню, зв'язаний з іоном кисню, здатний притягувати до себе іон того ж елемента з іншої молекули. Кожна молекула води може утворювати чотири водневі зв'язки за рахунок двох пар неподілених електронів кисню і двох позитивно заряджених атомів водню.

У пароподібному стані (при температурі $>100^{\circ}\text{C}$) вода складається, головним чином, з однорідних простих молекул, відповідає формулі H_2O і називається *гідролем*. Агрегат із двох простих молекул $(\text{H}_2\text{O})_2$ називається *дигідролем*, а сполучення з трьох молекул $(\text{H}_2\text{O})_3$ – *тригідролем*. Рідка вода – це суміш молекул: (H_2O) , $(\text{H}_2\text{O})_2$, $(\text{H}_2\text{O})_3$, а у воді у твердому стані (лід) переважають трійчасті молекули $(\text{H}_2\text{O})_3$, які мають найбільший об’єм. При збільшенні температури води співвідношення між кількістю простих і складних молекул у ній змінюється (табл. 3.1). Змінюється й відстань між молекулами. Саме цим пояснюються деякі аномальні властивості води.

Таблиця 3.1

Зміна співвідношень молекул у воді при зміні температури
(у відсотках)

Молекули води	Температура води, $^{\circ}\text{C}$				
	лід	0	4	38	98
H_2O	0	19	20	29	36
$(\text{H}_2\text{O})_2$	41	58	59	50	51
$(\text{H}_2\text{O})_3$	59	23	21	21	13
Всього	100	100	100	100	100

Ізотопний склад природних вод. Найбільш вивченими ізотопами природних вод є ізотопи кисню й водню. Кисень має три стійких ізотопи: з атомною масою 16, 17, і 18, а також три радіоактивних ізотопи з атомною масою 1, 2, 3.

Найпоширенішими у природній воді є ізотоп з атомною масою 16. Інші ізотопи кисню зустрічаються у воді дуже рідко. Радіоактивні його ізотопи в складі природної води не відіграють якоїсь певної ролі, оскільки періоди їхнього напіврозпаду становлять декілька десятків секунд.

Водень має два стійких ізотопи: з атомною масою 1 і 2, названих відповідно протієм і дейтерієм. Протій – це основний складник хімічно чистої води, а дейтерію в природі надзвичайно мало. Сполука дейтерію з киснем називається “важкою водою”, яка зустрічається в океанічних водах на значних глибинах і в дуже малих кількостях.

Нині відомий ще один ізотоп водню з атомною масою 3 (тритій). Він радіоактивний і його концентрація в природних водах ще менша, ніж дейтерію. Так, один його атом припадає на 10^{10} атомів протію.

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

Залежно від розмірів часток розчинених речовин розчини бувають: *молекулярно-іонними* (розміри не перевищують 10^{-7} мм), *колоїдними* (розміри 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 *зависями*. Вони видимі простим оком і бувають як органічного, так і неорганічного походження. Вода з домішками таких часток каламутна.

У хімічному складі природних вод виділяють такі групи:

1. **Головні іони**, або макроелементи: аніони (негативно заряджені іони) – хлоридний (Cl^-), сульфатний (SO_4^{2-}), гідрокарбонатний (HCO_3^-), карбонатний (CO_3^{2-}); катіони (позитивно заряджені іони): натрію (Na^+), калію (K^+), магнію (Mg^{2+}), кальцію (Ca^{2+}). Уміст кожного з цих іонів у природних водах не знижується нижче 1 мг/дм^3 , тому вони утворюють групу мікроелементів і за своїм домінуванням у хімічному складі води класифікуються як головні іони. Сумарний уміст у воді розчинених солей характеризується мінералізацією M (мг/дм^3), або солоністю S (г/кг , $\%$). У проміле показують переважно солоність морської води і становить вона в середньому 35% (35 г/кг). Отже, проміле – одна тисячна частина якої-небудь речовини.

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

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

2. **Біогенні речовини**: сполуки азоту N , фосфору P , заліза Fe , кремнію Si . Це перш за все нітрати (NO_3^-), нітроти (NO_2^-), амоній (NH_4^+), фосфати (PO_4^{3-}). Ці речовини потрапляють у природні води, головним чином, при розкладанні тваринних і рослинних організмів, життєдіяльність яких протікає у водному середовищі, із поверхні водозбору та зі скидними водами. Концентрація біогенних речовин у воді незначна (від тисячних до десятих долей міліграм в 1 м^3), але саме ці елементи визначають рівень біопродуктивності водних об'єктів і таким чином обумовлюють якість їх води.

3. Органічні речовини : комплекс розчинених і колоїдних сполук, загальний вміст яких визначається за органічним вуглецем (C орг.), або за посередніми характеристиками: забарвленістю, окисністю біохроматною і перманганатною (вуглеводи, білки і продукти їх розпаду, ліпіди – ефіри жирних кислот, гумінові речовини та ін.

3. **Розчинні гази**: кисень (O_2), двооксид вуглецю (CO_2), сірководень (H_2S), метан (CH_4), азот (N_2).

Кисень у водах річок і прісних озер присутній повсюдно. У верхніх шарах його більше, ближче до дна його кількість зменшується. Природні води збагачуються на кисень за рахунок надходження його з атмосфери, в результаті виділення водною рослинністю в процесі фотосинтезу. Утрачається кисень на окислення органічних речовин та виділяється в атмосферу.

На практиці часто використовують відносну характеристику вмісту у воді розчинених газів – *відсоток насичення* A , який дорівнює $A = (\Phi/P) \times 100$, де Φ – фактичний вміст газу, P – його рівноважна концентрація у воді при даній температурі. Якщо фактичний вміст газу у поверхневому шарі води більший за рівноважну концентрацію і величина $A > 100\%$, то відбувається виділення газу в атмосферу. Якщо ж вода не насичена газом і $A < 100\%$, то відбувається поглинання водою газу з атмосфери.

Двооксид вуглецю присутній у всіх природних водах. Найменше його в поверхневих водах через постійне вирівнювання з атмосферою. Двооксид вуг-

лецю у воду надходить при окисленні органічних речовин і виділяється з гірських порід. Кількість двооксиду вуглецю в поверхневих водах може не перевищувати одиниць мг/дм³, у підземних водах його вміст досягає кількох десятків мг/дм³, а в мінеральних водах – сотень і тисяч мг/дм³.

Сірководень у природних водах утворюється внаслідок розпаду органічних сполук, розчинення мінеральних солей мінералів (гіпсу, сірчаного колчедану). Сірководень зустрічається в поверхневих водах переважно в придонних шарах, добре відомий у водах Чорного моря. У підземних водах цей газ зустрічається досить часто, особливо багато його у вулканічних областях і у водах нафтогазових родовищ, де вміст його може досягати 1000-2000 мг/дм³.

Азот (N₂) потрапляє у природні води з атмосферного повітря внаслідок розкладу органічних залишків і відновлення сполук азоту денітрифікуючими бактеріями.

Метан у проточних природних водах знаходиться у невеликих кількостях. Проте метан добре відомий у болотних водах (болотний газ), у водах озер та інших водоймах у придонних шарах. Зустрічається метан переважно в підземних водах на значних глибинах.

Інертні (благородні) гази (гелій, аргон, неон, криптон і ксенон), будучи хімічно пасивними, зустрічаються переважно у підземних водах як домішок інших газів.

5. Мікроелементи – це речовини, які знаходяться в природних водах у дуже малих концентраціях (менше 1 мг/дм³). Серед них виділяють: бром В, йод І, фтор F, літій Li, барій Ва; важкі метали: залізо Fe, нікель Ni, цинк Zn, кобальт Со, мідь Си, кадмій Cd, свинець Pb, ртуть Hg та ін.; радіоактивні елементи як природного (калій ⁴⁰ K, рубідій ⁸⁷ Rb, уран ²³⁸ U, радій ²²⁶ Ra та ін.), так і антропогенного (стронцій ⁹⁰ Sr, цезій ¹³⁷ Cs та ін.) походження.

6. Особливе місце займають **іони водню**, які утворюються в результаті дисоціації вугільної кислоти (H₂CO₃ ⇌ HCO₃⁻ + H⁺) 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 і тому така вода нейтральна. Концентрація іонів водню в ній дорівнює 10⁻⁷ г/л. Стан іонної рівноваги природних вод характеризує водневий показник рН, який являє собою логарифм концентрації водневих іонів (моль/л), взятий зі зворотним знаком:

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

Отже, вода з нейтральною реакцією має рН = 7, при рН < 7 – реакція кисла, при рН > 7 – лужна. Більшість природних вод мають рН від 6.5 до 8.5.

7. Забруднювальні речовини – це нафтопродукти, ядохімікати (пестициди, гербіциди), добрива, миючі засоби (детергенти), деякі мікроелементи (дуже токсичні важкі метали – ртуть, свинець і кадмій), радіоактивні речовини. Більша частка забруднюючих речовин має антропогенне походження, але існують і природні джерела забруднення природних вод.

3.1.1. Чинники формування складу вод

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

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

1. До фізико-географічних чинників відносять такі:

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

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

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

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

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

Вплив температури повітря на зміни хімічного складу поверхневих і ґрунтових вод істотний у випадках, коли зміни температур повітря призводять до змін температури води і значного промерзання ґрунтового покриву. Коливання температур води обумовлюють зміни розчинності солей, а отже, підвищують або знижують мінералізацію. Льодовий покрив призводить до порушення рівноваги карбонатно-кальцієвої системи у поверхневих водах унаслідок накопи-

чення вільного двоокису вуглецю при окисленні органічних речовин в умовах порушеного газообміну з атмосферою.

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

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

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

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

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

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

Мікроорганізми у водоймах розкладають залишки відмерлих рослин і тваринних організмів. Цей процес може закінчуватись повним розпадом органічних речовин з утворенням простих мінеральних сполук (CO_2 , H_2O та інших). Така життєдіяльність мікроорганізмів має дуже серйозне значення для природного очищення вод.

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

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

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

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

3.1.2. Класифікація природних вод

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

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

Відомий геохімік В.Вернадський за величиною мінералізації поділив природні води на такі групи:

- прісні води з мінералізацією до 1г/дм³;
- солоні води з мінералізацією від 1 до 50 г/дм³;
- розсоли з мінералізацією до 50 г/дм³ і більше.

За величиною мінералізації найбільшою популярністю користується класифікація О. Алекіна (табл. 3.3).

Таблиця 3.3

Класифікація природних вод за величиною мінералізації

Ступінь мінералізації	Вміст солей, г/дм ³
Прісні	до 1
Солонуваті	1-25
Солоні (морської солоності)	25-50
Розсоли	понад 50

Стосовно прісноводних об'єктів О. Алекін розробив більш детальний поділ (табл. 3.4).

Таблиця 3.4

Класифікація прісних вод за величиною мінералізації

Ступінь мінералізації	Уміст солей, г/дм ³
Ультрапрісні	до 100
Слабкомінералізовані	100-200
Середньомінералізовані	200-500
Підвищеної мінералізації	500-1000
Високої мінералізації	понад 1000

У гідрохімічній класифікації О. Алекін поділяє природні води за домінуючим аніоном на 3 класи: гідрокарбонатні (HCO₃⁻) й карбонатні (CO₃⁻); сульфатні (SO₄²⁻) та хлоридні (Cl⁻).

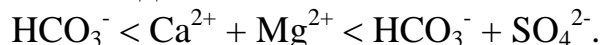
Кожен клас поділяється за домінуючим катіоном на три групи: кальцієву, магнієву і натрієву, а кожна група – на чотири типи води. Кожний тип води визначається співвідношенням між іонами в еквівалентних концентраціях.

Перший тип характеризується співвідношенням

$$\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$$

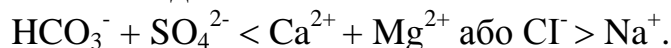
Формування цього типу води відбувається внаслідок хімічного вивітрювання вивержених порід або за умов іонного обміну в ґрунтово-підґрунтовій товщі Ca^{2+} і Mg^{2+} на Na^+ . Цим водам властива невисока мінералізація.

Другий тип має таке співвідношення:



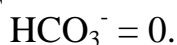
Генетично склад цих вод пов'язаний з осадовими породами і продуктами вивітрювання корінних порід. Такі води характерні для річок, озер і підґрунтових горизонтів і мають невисоку і помірну мінералізацію.

Третій тип має таке співвідношення:



Склад таких вод є продуктом процесів метаморфізації. Цей тип властивий водам морів, океанів, солоних озер з підвищеною і високою мінералізацією.

Четвертий тип має таке співвідношення:



Це співвідношення властиве кислим болотним, вулканічним і шахтним водам. Величина рН для цих вод не перевищує 5.

Жорсткість природної води зумовлюється вмістом у ній кальцію та магнію. Залежно від загальної твердості розрізняють воду: дуже м'яку – до 1,5 мг-екв/л; м'яку – 1,5 – 3,0 мг-екв/л; помірно-тверду – 3-6 мг-екв/л; тверду – 7-9 мг-екв/л; дуже тверду – понад 9 мг-екв/л.

3.2. Фізичні властивості води

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

Зміну агрегатного стану речовин називають фазовими переходами, які супроводжуються виділенням або поглинанням енергії, яку називають тепловою фазового переходу (“схованою тепловою”).

При нормальному атмосферному тиску (760 мм рт.ст., $1,013 \cdot 10^5$ Па) точки замерзання дистильованої води і кипіння відповідають за шкалою Цельсія 0 і 100° С. Температура замерзання і кипіння води залежать від її солоності й атмосферного тиску. Морська вода замерзає при -1.0 - 2.0° С, а кипить при температурі 100.08 - 100.64° С (при нормальному тиску). При підвищенні тиску лід плавиться вже не при 0° С, а при від'ємних температурах.

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

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

Густина залежить від температури, солоності й тиску (а для природних вод ще і від умісту розчинних зважених речовин) і стрибкоподібно змінюється під час фазових переходів.

Хімічно чиста вода найбільшу густину має при температурі 4°C . Вона приймається за одиницю). Під час підвищення температури густина зменшується. Ця закономірність порушується під час плавлення льоду і нагрівання води в діапазоні від 0 до 4°C . Тут відзначаються дві важливі “аномалії” води: 1) *густина льоду* (при температурі 0°C дорівнює $916,7 \text{ кг/м}^3$), менша, ніж густина води; 2) у діапазоні температури води від 0 до 4°C ρ з підвищенням температури не зменшується, а збільшується. Ці дві аномалії мають велике значення: лід легший за воду і тому “плаває” на її поверхні, водойми не промерзають до дна, 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 снігу змінюється від $80\text{-}140 \text{ кг/м}^3$ свіжовипавшого до $600\text{-}700 \text{ кг/м}^3$ мокрого в кінці танення. Свіжий сніг має густину $80\text{-}140 \text{ кг/м}^3$, до початку танення снігу $140\text{-}300 \text{ кг/м}^3$, на початку танення $240\text{-}350 \text{ кг/м}^3$, в кінці танення $300\text{-}450 \text{ кг/м}^3$. Щільний мокрий сніг має густину до $600\text{-}700 \text{ кг/м}^3$, лавинний сніг $500\text{-}650 \text{ кг/м}^3$.

Унаслідок густинної аномалії у прісних і солонуватих водних об’єктах узимку температура води в придонних шарах завжди вища, ніж на поверхні. Саме завдяки цьому у водоймах і водотоках на глибині зберігається життя.

При замерзанні і перетворення води на лід унаслідок зменшення густини об’єм води збільшується (на 10% початкового об’єму) із великою силою, чим і пояснюється процес руйнування (морозного вивітрювання) гірських порід.

Густина води залежить від умісту розчинних речовин і збільшується з ростом солоності. Збільшення солоності призводить до зниження температури найбільшої густини. Так, при солоності 5% , температура найбільшої густини становить $2,9^{\circ}\text{C}$, при солоності 35% – $(-3,4^{\circ}\text{C})$.

Деякий вплив на густину має також і тиск. Установлено, що на кожні 1000 м глибини густина води, внаслідок впливу тиску стовпа води, збільшується на $4,5\text{-}4,9 \text{ кг/м}^3$.

До важливих особливостей змін агрегатного стану води відносять великі затрати тепла на плавлення, випаровування, сублімацію і велике виділення тепла у зворотних переходах. Для води характерні деякі аномальні особливості теплових властивостей. Так, аномально висока її *питома теплоємність* (кількість теплоти необхідної для нагрівання одиниці маси води на 1° , визначається у $\text{Дж}/(\text{кг}\cdot^{\circ}\text{C})$). При температурі 15°C вона дорівнює $4190 \text{ Дж}/(\text{кг}^{\circ}\text{C})$. Унаслідок великої теплоємності вода нагрівається й теплоємність чистого льоду майже вдвічі менша теплоємності води, а чистого сухого снігу (із густиною 280 кг/м^3) в $7,1$ рази менша теплоємності води, але в 450 разів більша за теплоємність повітря. Охолоджується повільніше, ніж повітря (табл. 3.3).

Аномальні фізичні властивості води

Властивості	Порівняльна характеристика
Питома теплоємність, 4190 Дж/(кг·°C) при 15°C	Найвища серед усіх твердих і рідких речовин, за винятком H ₂ (аміаку)
Питома теплота плавлення льоду, 330 000 Дж/кг	Найвища, за винятком H ₂ (аміаку)
Питома теплота випаровування, 2,5 · 10 ⁶ при 0°C і 2,26 · 10 ⁶ Дж/кг при 100°C	Найвища серед усіх речовин
Температура максимальної густини, 4 °C	Настає не в період замерзання, а під час більш високої температури
Поверхневий натяг	Найвищий серед усіх рідин (крім ртуті в рідкому стані)
Коефіцієнт в'язкості, 1,14 · 10 ⁻⁶ м ² /с при 15°C	Малий
Коефіцієнт теплопровідності, 0,57 Вт/(м·°C) при 0°C	Дуже малий
Прозорість	Відносно велика
Густина льоду, 917 кг/м ³	Густина льоду менша за густину рідкої води
Температура плавлення (замерзання), 0°C	Дуже висока
Температура кипіння, 100°C	Дуже висока

До важливих особливостей змін агрегатного стану води відносять великі затрати тепла на плавлення, випаровування, сублимацію і велике виділення тепла у зворотних переходах. В порівнянні з іншими речовинами питома теплота плавлення льоду і питома теплота пароутворення аномально великі.

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

Питома теплота пароутворення (випаровування) води, $L_{вип}$ – кількість теплоти, необхідної для перетворення одиниці маси води у пару (у Дж/кг) і залежить від температури: $L_{вип} = 2,5 \cdot 10^6 - 2,4 \cdot 10^3 T$.

При 0° і 100° C $L_{вип}$ відповідає 2,5 · 10⁶ і 2,26 · 10⁶ Дж/кг. Стільки ж теплоти виділяється при конденсації водяної пари.

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

$$L_{возг} = L_{пл} + L_{вип}.$$

Дуже висока теплота плавлення (замерзання) і випаровування, а також велика теплоємність води мають великий регулюючий вплив на теплові процеси не тільки у водних об'єктах, а й на всій планеті. При нагріванні земної поверхні значна кількість теплоти витрачається на танення льоду, нагрівання і випаровування води і тому нагрівання земної поверхні уповільнюється. При цьому достатньо згадати, що на нагрівання води теплоти витрачається у 5 разів більше, ніж на нагрівання сухого ґрунту, тепломісткість всього лише триметрового шару океану дорівнює тепломісткості всієї атмосфери. І навпаки, у процесі охолодження земної поверхні при конденсації водяної пари та замерзання води виділяється значна кількість теплоти, яка стримує процес охолодження.

З інших теплових властивостей важливе значення має *теплопровідність* - передача енергії від частин із більшою енергією до частин із меншою енергією. Молекулярна теплопровідність чистої води 0,6 Вт/(м·°C), льоду 2,24 Вт/(м·°C), снігу 1,8 Вт/(м·°C). Меншу теплопровідність має тільки повітря.

У зв'язку з низькою теплопровідністю, водні маси у водних об'єктах нагріваються в основному внаслідок перемішування води, яке виникає при різній густині або під дією вітру. Завдяки малій теплопровідності льодовий покрив, що утворився на поверхні водойм і водотоків, послаблює подальше охолодження води, а наростання його товщини уповільнюється.

Мала теплопровідність води сприяє її поступовому нагріванню й охолодженню.

Поверхневий натяг води у порівнянні з іншими рідинами великий, із підвищенням температури дещо зменшується. З усіх рідин більш високий поверхневий натяг має тільки ртуть. Коефіцієнт поверхневого натягу води змінюється від $75,5 \cdot 10^{-3}$ Н/м при 0°C до $57,1 \cdot 10^{-3}$ Н/м при 100°C .

Поверхневий натяг сприяє розмиванню ґрунтів, відіграє роль і в процесах хвилювання на поверхні води, обміну теплом і речовиною між водою та атмосферою. На величину поверхневого натягу нерідко дуже впливає забруднення води, особливо нафтова плівка.

В'язкість води, або внутрішнє тертя – властивість води чинити опір при переміщенні однієї частини її щодо іншої. В'язкість води невелика і характеризується кінематичним коефіцієнтом в'язкості, який для води при температурі 0°C дорівнює $1,78 \cdot 10^{-6}$ м²/с, а при температурі 50°C - $0,55 \cdot 10^{-6}$ м²/с.

Капілярність відіграє велику роль у багатьох процесах, які проходять на Землі. Вона обумовлює рух по порах і змочує ґрунти, які лежать значно вище рівня ґрунтових вод, забезпечуючи коріння рослин розчиненими у воді поживними речовинами.

Оптичні властивості води. 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.

Акустичні властивості води. Вода - добрий провідник звуку. Швидкість поширення звуку у воді становить 1400-1600 м/с, тобто в 4-5 разів більша від швидкості поширення звуку у 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).

Електропровідність води. Хімічно чиста вода – поганий провідник електричного струму. Питома теплопровідність такої води при температурі 18°C дорівнює $3,8 \cdot 10^{-6}$ (Ом·м)⁻⁴. Електропровідність води трохи збільшується з підвищенням температури і значно зростає зі збільшенням солоності.

Контрольні запитання:

1. Які основні хімічні властивості води?
2. Що таке головні іони?
3. Що таке біогенні речовини?
4. Що таке органічні речовини?
5. Що таке розчинні гази?
6. Що таке мікроелементи?

7. Які речовини можна віднести до забруднюючих?
8. Яку знаєте класифікацію природних вод?
9. Дайте визначення мінералізації води.
10. Дайте визначення жорсткості води.
11. Які основні фізичні властивості води?
11. Якими чинниками визначається густина води?
12. Яких властивостей набуває вода залежно від:
 - а) солоності?
 - б) температури?
 - в) зовнішнього тиску?
13. Які властивості води вважають за аномальні?

Список рекомендованої літератури:

1. Авакян А. Б., Широков В. М. Комплексное использование и охрана водных ресурсов. – Минск, 1990.
2. Алекин О. А. Основы гидрохимии. – Л.: Гидрометеоздат, 1977. – 359 с.
3. Винников С. Д., Проскуряков Б. В. Гидрофизика. – Л.: Гидрометеоздат, 1988. – 248 с.
4. Загальна гідрологія. Підручник / Левківський С. С., Хільчевський В. К., Ободовський О. Г. та ін. – К.: Фітосоціоцентр, 2000. – 264 с.
5. Зенин А. А., Белоусова Н. В. Гидрохимический словарь. – Л.: Гидрометеоздат, 1988. – 239 с.
6. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. – Л.: Гидрометеоздат, 1974. – 636 с.
7. Самарина В. С. Гидрохимия. – Л.: Гидрометеоздат, 1977. – 359 с.

Блок 4. ГІДРОЛОГІЯ РІЧОК

Річка – це водотік значних розмірів, що живиться атмосферними опадами свого водозбору та має чітко виявлене русло. До річок зазвичай відносять лише водотоки з площею басейну не менше 50 км². Водотоки меншого розміру називають струмками.

Річки, як правило, це – постійні водотоки, заповнені водою протягом року. Але зустрічаються річки, котрі можуть пересихати або перемерзати на протязі не тривалого часу. Якщо водотік протягом значної частини року пересихає (як, наприклад, сухі долини в пустелях – *ваді*), то такий водотік річкою не вважається. До річок не відносяться і водотоки, що не мають водозбору, як, наприклад, русла, які утворилися течіями під час припливів або згінно-нагінних явищ у приморських районах чи на островах. Не вважають річками і водотоки зі штучними руслами (канали).

В руслах річок одночасно міститься в середньому 2115 км³ води, тоді як до океану стікає щороку 47 000 км³. Найбільшу площу басейну має Амазонка, а найбільшу довжину – Ніл; Амазонка також найбільша водоносна річка світу. Найбільші річки знаходяться в Південній Америці, Азії, Африці (табл. 4.1).

На Україні всього налічується понад 63119 річок, із них довжиною 10 км і більше – 3302. Із сумарної кількості на малі річки (площа водозбору до 2000 км²) припадає 99,9%.

Таблиця 4.1

Найважливіші річки світу та України

Річка	Площа басейну, тис. км ²	Довжина, км	Середній багаторічний стік	
			води, км ³ /рік	Зважених наносів, млн т/рік
Європа				
Волга	1360	3530	245	14/ 6.0
Дунай	817	2860	205	52/40
Дніпро	504	2200	53/43	
Дон	422	1870	27.5/21.6	4.7/2.0
Рейн (з Маасом)	249	1400	90	3.5
Азія				
Об (з Іртишом)	2990	3650	397	15.5
Єнісей	2580	3490	577	12.5/4.2
Лена	2490	4400	533	20.7
Амур	1855	2820	355	-
Янцзи	1800	5520	888	471
Хуанхе	745	4670	45,9/26.6	1185/644
Африка				
Конго	3800	4700	1200	43
Ніл (з Кагерою)	2870	6670	70/35	120/12
Нігер	2090	4160	200	40
Замбезі	1330	2660	100	20
Австралія				
Муррей	1100	3500	12	28
Північна Америка				
Міссісіпі (з Міссурі)	3300	6260	490	400/210
Маккензі (з Атабаскою)	1800	4240	330	100
Св. Лаврентія	1200	3100	450	4.0
Юкон	840	3700	210	60
Південна Америка				
Амазонка (з Укаяли)	6300	6400	6300	1200
Парана (з Уругваєм)	2800	4800	470	79
Оріноко	990	2800	1100	210/150

4.1. Основні елементи річкових систем

Річки можуть впадати в океан, моря, озера. *Головна річка* – це річка, що впадає в один із таких водних об'єктів, а менша річка, вода якої тече безпосередньо до певної більшої річки – *притока*. *Струмок* – невеликий постійний або тимчасовий потік, утворений унаслідок стікання снігової чи дощової води або виходу на поверхню підземних вод.

Руслова мережа – це сукупність природних і штучних водотоків. Частина руслової мережі, яка включає достатньо великі, переважно постійні руслові потоки, об'єднується поняттям *річкова мережа*. Річкова мережа – це складний результат тектонічних, ерозійно-аккумулятивних процесів, руху льодовиків, евстатичних коливань рівня морів і океанів тощо. Зрозуміти походження структури сучасної річкової системи не можна без детальних геологічних і палеогеографічних досліджень.

Сукупність водотоків, водойм, особливих водних об'єктів у межах річкового басейну – *гідрографічна мережа*. До гідрографічної мережі не відносяться невеликі струмки води, які тимчасово утворюються в період танення снігу чи випадання рідких опадів, а також тимчасового накопичення води, котре виникає в невеликих багаточисельних зниженнях місцевості.

В будові гідрографічної (руслової) мережі можна виділити такі основні ланки:

1. *Улоговина* – верхня (за течією) ланка гідрографічної мережі – слабо висловлена, витягнена западина водно-ерозійного походження з пологими задернованими схилами і рівним увігнутим похилим дном.

2. *Видолинок* – наступна (за улоговиною) ланка гідрографічної мережі з великою глибиною врізу, великою височиною й крутістю схилів та появою форм донного і берегового розмиву або гіллястого русла.

3. *Суходіл* – переддолинна нижня ланка гідрографічної мережі без постійного водотоку; характеризується асиметрією схилів і наявністю звивистого русла тимчасового потоку.

4. *Долина* – це ланка гідрографічної мережі, яка характеризується великою довжиною, що вимірюється десятками, сотнями і тисячами кілометрів та наявністю постійного потоку.

4.2. Типи річок

1. За розміром басейну річки діляться на:

- *великі* – річки з площею басейну понад 50 000 км²;
- *середні* – річки з площею басейну в межах 2 000-50 000 км²;
- *малі* – річки з площею басейну менше 2 000 км².

Басейн *великої річки* розташований переважно в кількох географічних зонах. Гідрологічний режим великої річки відрізняється від гідрологічного режиму, властивого кожній географічній зоні окремо, тому він *полізональний*.

Середня річка зазвичай має басейн у межах однієї гідрологічної зони. Гідрологічний режим середньої річки характерний для більшості річок даної географічної зони і тому *зональний*.

Мала річка теж має басейн, розташований у межах якоїсь однієї географічної зони, але її гідрологічний режим під впливом місцевих умов суттєво відрізняється від режиму, який властивий для більшості річок даної географічної зони, і в такому разі він буде *азональним*.

2. За умовами протікання:

- *рівнинні* – річки з величиною числа Фруда менше 0,1;

- *напівгірські* – річки з величиною числа Фруда в межах 0,1-1,0;

- *гірські* – річки з величиною числа Фруда більше 1,0.

Число Фруда – це стан потоку (спокійний або бурхливий) і визначається за формулою $F_r = U^2/gh$, де: h – глибина потоку, g – прискорення вільного падіння.

3. За джерелами (видами) живлення річки поділяються на річки *снігового, дощового, льодовикового і підземного живлення*.

4. За водним режимом, тобто за характером внутрішньорічного розподілу стоку, виділяють річки з весняним водопіллям, із водопіллям у теплу частину року та паводковим режимом.

5. За ступенем стійкості русла виділяють річки *стійкі та нестійкі*.

6. За льодовим режимом – *річки замерзаючі та незамерзаючі*.

Виділяють також річки, що *промерзають (що перемерзають)* і ті, що *пересихають*. Промерзання - це замерзання всієї товщі води до дна на великому протязі річки. Перемерзання – це утворення льодових перемичок лише на окремих мілководних ділянках русла (наприклад, на перекатах).

Деякі річки пересихають у посушливі періоди року, коли за відсутністю дощів поверхневе живлення припиняється, А підземне (грунтове) виснажується.

4.3. Морфологія й морфометрія річки та її басейну

4.3.1. Водозбір і басейн річки

Водозбір – це частина земної поверхні та товща ґрунтів і гірських порід, звідки вода надходить до водного об'єкта. Він включає *поверхневий водозбір*, обмежений поверхневими водами, і *підземний водозбір*, що включає площу, із якої підземна вода стікає в дану річку (систему). Межі поверхневого й підземного водозборів, як правило, не збігаються. Межі підземного водозбору визначити важко, тому за площу басейну річки беруть площу поверхневого водозбору.

Басейн річки – частина земної поверхні, яка включає в себе дану річкову систему і обмежена орографічним вододілом. Лінія на земній поверхні, яка розділяє басейни річок і річкових систем – *вододіл*. Усю земну кулю можна поділити на два основні схили, по яких води збігають із континентів у Світовий океан: *Атлантико-Арктичний і Тихоокеансько –Індійський*. Вододіл між цими схилами називають Світовим або Головним вододілом Землі. Окрім того виділяють *безстічні області* земної кулі, це частина суші, із якої немає стоку в океан і води її річок надходять у безстічні озера, або витрачаються на випаровування.

Річкові басейни відрізняються один від одного розмірами і формою.

У більшості випадків площа басейна річки і площа водозбору співпадають, але інколи водозбірна площа буває меншою від площі басейну. Це спостерігається в тих випадках, коли в басейні є площі внутрішнього стоку або площі, із яких стоку взагалі не буває. Наприклад, площа басейну р. Об більша за площу водозбору, тому що має області внутрішнього стоку між річками Об та Іртиш, між Іртишем та Ішимом і між Ішимом та Тоболом.

4.3.2. Морфометричні характеристики басейну

Основні морфометричні характеристики річкового басейну:

1. **Площа басейну** (F , км²) – площа, яка обмежена вододільною лінією.

2. **Довжина басейну** (L , км) – це відстань по прямій (по ламаній або медіані) від гирла річки до найвіддаленішої точки басейну (рис. 2).

3. **Ширина басейну** ($V_{\text{сер}}, V_{\text{max}}$, км):

Середня ширина басейну ($V_{\text{сер}}$, км) – це відношення площі басейну (F) до його довжини (L , км):

$$V_{\text{сер}} = F/L$$

Максимальна ширина басейну (V_{max} , км) визначається як довжина прямої, перпендикулярної до довжини басейну в його найширшому місці (рис. 2).

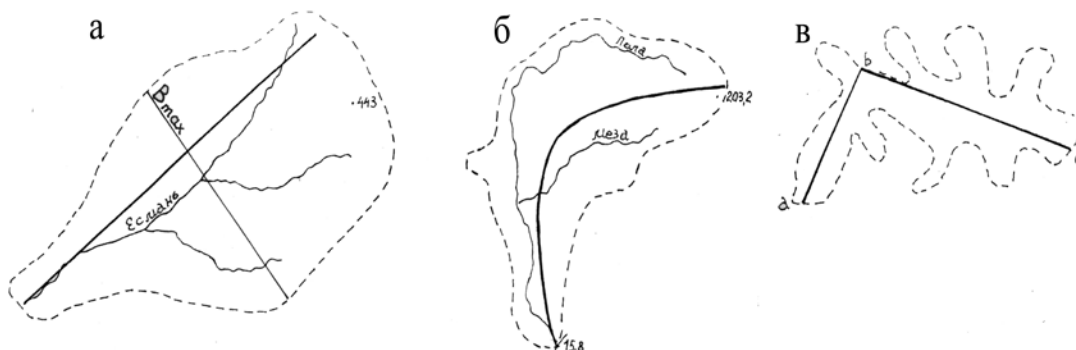


Рис. 2. Довжина басейну річки:

а – по прямій лінії; б – по медіані; в – по ламаній лінії

Важливою характеристикою басейну є розподіл площі басейну по висотах місцевості – *гіпсографічна крива*, що показує, яка частина площі басейну (у км² або %) розташована вище абої заданої позначки місцевості.

За допомогою гіпсографічної кривої можна визначити середню висоту басейна. Для цього площу фігури F' на рис. 3, обмежену гіпсографічною кривою і осями координат, поділяють на площу басейну F .

4. **Коефіцієнт асиметрії басейну** (a) характеризує нерівномірність розподілу лівобережної та правобережної площ:

$$a = F_{\text{лів}} - F_{\text{пр}} / F_{\text{лів}} + F_{\text{пр}}/2$$

5. Коефіцієнт розвитку вододільної лінії басейну (m) характеризує конфігурацію річкового басейну і являє собою відношення довжини вододільної лінії (S) до довжини кола круга (S'), площа якого дорівнює площі басейну (F) і обчислюється за такою формулою:

$$m = S/S' = S/2\sqrt{PF} = 0,282 S/\sqrt{F}$$

6. Ухил басейну (I) визначається за такою формулою:

$$I = H_1 - H_2/L,$$

де: H_1, H_2 – абсолютні відмітки поверхні басейну відповідно у верхній і нижній його частинах, м; L – довжина басейну, м.

4.3.3. Фізико-географічні й геологічні характеристики басейну річки

До числа найголовніших фізико-географічних і геологічних характеристик річкового басейну відносяться:

- 1) географічне положення басейну на континенті, яке подається у вигляді географічних координат його крайніх точок;
- 2) географічна зона (зони) чи висотні пояси;
- 3) геологічна будова, тектоніка, фізичні й водні властивості підстилаючих ґрунтів, гідрогеологічні умови;
- 4) рельєф, який характеризується через похил;
- 5) клімат (характер циркуляції атмосфери, режим температури і вологи повітря, кількість і режим атмосферних опадів, випаровування);
- 6) ґрунтово-рослинний покрив, який характеризується даними про частку площі басейну (%), зайнятої лісами і ґрунтами того або іншого типу;
- 7) характер річкової мережі;
- 8) наявність і особливості інших водних об'єктів – озер, боліт, льодовиків.

Кількісно частку лісів, озер, боліт можна визначити за допомогою коефіцієнтів лісистості, озерності й заболоченості (k) за формулою: $k=f/F$, f – площа, зайнята лісами, озерами або болотами; F – уся площа басейну

Суттєве значення в сучасних умовах має господарська діяльність. При цьому необхідно розрізняти *штучне перетворення поверхні басейну* (вирубка лісів, оранка сільськогосподарських угідь тощо) та *штучне перетворення гідрографічної мережі басейну і режиму річок* (спорудження гребель і водосховищ, каналів ставків тощо).

4.3.4. Річка і річкова мережа

Кожна річка має витік, гирло, русло, довжину, ширину, площу басейну, глибину, падіння, рівень, швидкість течії, витрати води, певний хімічний склад води.

Річкова мережа – частина гідрографічної (руслової) мережі, яка складається з чітко виявлених русел постійних водотоків. Річкову систему складають головна річка, що впадає в океан, море, безстічне озеро та всі притоки, які впадають у неї.

Витік річки – місце на земній поверхні, де з'являється постійна течія води в руслі річки. Витоком може бути джерело, болото, озеро, льодовик.

Гирло річки – місце, де річка впадає в іншу річку, озеро або море. Інколи річка закінчується в тому місці, де вода повністю розтікається по поверхні суші, витрачаючись на випаровування і просочування в ґрунт, або ж її повністю забирають на господарські потреби. Місця, де такі річки припиняють свою течію, називають *сліпими гирлами*.

Довжина річки (L) – це відстань від витoku до гирла.

Звивистість річки характеризується **коефіцієнтом звивистості (K)** – це відношення довжини річки (L') на даній ділянці до довжини прямої (L¹) між кінцевими точками річки на цій ділянці:

$$K = L/L'$$

Ширина річки (B) – відстань між урізами двох берегів.

Протяжність річкової мережі – це сумарна довжина усіх річок у межах басейну.

Густота річкової мережі – довжина річкової мережі, що припадає на квадратний кілометр певної території і характеризується коефіцієнтом густоти (Д, км/км²) – це відношення сумарної довжини річкової мережі на даній ділянці (ΣL , км) до величини цієї площі (F, км²):

$$D = \Sigma L / F.$$

Густота річкової мережі по території України змінюється у широких межах. Значною густотою мережі відзначаються гірські райони – Карпати (1,49 км/км²) та Кримські гори (0,61 км/км²). Цей показник на височинах коливається від 0,21 (південно-західні відроги Середньоросійської височини) до 0,55 км/км² (Подільська височина); на низовинах він переважно дорівнює 0,13-0,16 км/км².

Густота річкової мережі по характеру малюнка може бути *деревоподібною* (або центричною), *прямокутною*, *доцентровою* та ін.

4.3.5. Річкова долина й русло річки

Долина – вузьке витягнуте зниження форми рельєфу, яке характеризується похилом свого ложа від одного кінця до другого.

Річкові долини за походженням можуть бути тектонічними, льодовиковими і ерозійними.

У поперечному профілі долини (рис. 3) виділяють **схили долини** (ділянки земної поверхні, що обмежують долину з боків) і **дно (або ложе) долини** – найбільш знижена частина долини. У межах дна (ложа) долини знаходяться **русло річки** (1) ерозійна заглибина у дні долини, вироблена водним потоком і заповнена його водами; 2) найбільш низька частина долини, яка заповнена водою в межень) і **заплава** (частина дна річкової долини, що затоплюється в період водопілля).

Русла річок за формою у плані поділяють на *прямолінійні*, *звивисті*, *розділені на рукава*, *розкидані*.

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

Бровка – лінія стику схилів долини з поверхнею прилеглої місцевості.

Тераса – ділянки, розташовані виступами на певній висоті над тальвегом.

Основні морфологічні елементи русла: *меандри* – закрути русла річки, що виникають унаслідок циркуляції води в річковому потоці; *осередки* – рухомі підвищення дна, що затоплюються; *острови* – стабільні підвищення дна, які закріплені рослинністю; *плеса й перекази* – це глибокі й мілкі ділянки русла; *донні пасма* різного розміру.

Смуга в руслі річки з глибинами, які найбільш придатні для судноплавства, називається *фарватером*. Іноді крім фарватеру виділяють *лінію найбільших глибин*. Лінії на дні річкового русла, що з'єднують точки з однаковими глибинами, називають *ізобатою*. **Поперечний профіль, або переріз русла** – вертикальна площина, перпендикулярна до напрямку течії потоку й обмежена з боків схилами русла, а зверху лінією горизонту.

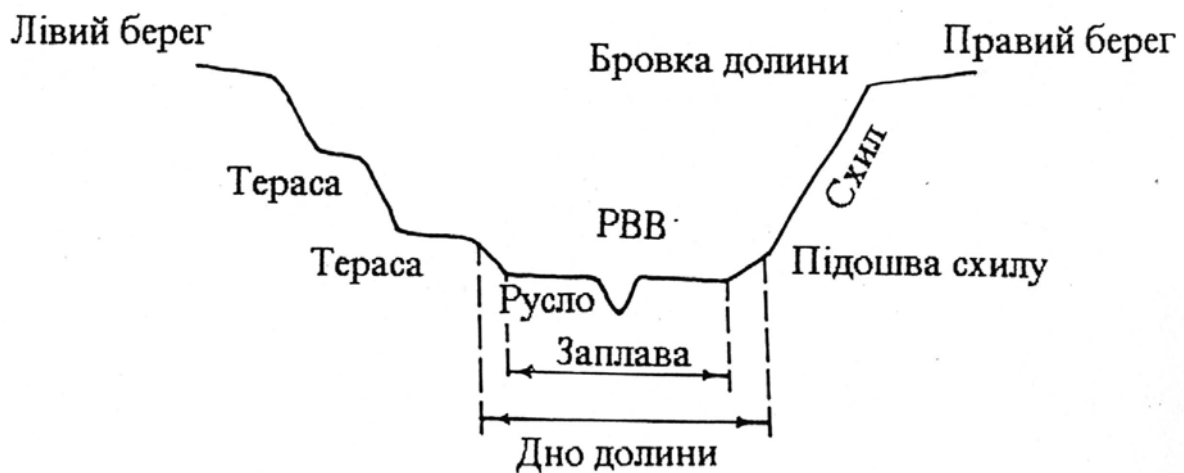


Рис. 3. Схематичний переріз річкової долини

Основні морфометричні характеристики річкового русла:

Площа поперечного перерізу (ω , км²) – це певна площа, обмежена поверхнею води й дном річки (рис. 4). У межах поперечного профілю розрізняють площі водного й живого перерізу та мертвої зони.

Площа водного перерізу – дорівнює площі поперечного перерізу при незамерзлій річці, а за наявності льодового покриття – дорівнює площі поперечного перерізу і площі зануреного у воду льоду.

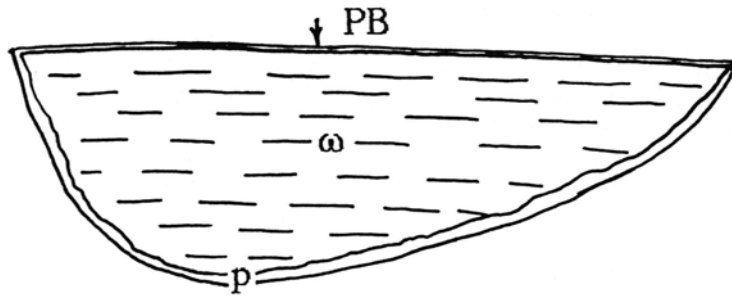


Рис. 4. Водний переріз потоку

Площа живого перерізу – це частина водного перерізу, де спостерігається течія води.

Площа мертвої зони – це частина водного перерізу, де не спостерігається течія води або відбувається зворотно відносно потоку течії.

Живий переріз характеризується:

1. **Площею** (ω , м²) живого перерізу $\omega = f_1(h)$, яка визначається за вимірними глибинами.

2. **Шириною русла** (B , м) – відстань між урізами берегів:

$$B = l_1 - l_2,$$

3. **Змоченим периметром** (P , м) – довжина підводного контуру поперечного перерізу водотоку і визначається за такою формулою:

$$P = \sqrt{b_1^2 + h_1^2} + \sqrt{b_2^2 + (h_2 - h_1)^2} + \sqrt{b_{n-1}^2 + (h_{n-2} - h_{n-1})^2} + \sqrt{b_n^2 + h_n^2},$$

де: b – відстань між промірними вертикалями, м;

h – глибина вертикалей, м.

4. **Середньою глибиною річки** ($h_{\text{сер}}$) – це відношення площі водного перерізу (ω) до ширини річки (B):

$$h_{\text{сер}} = \omega / B$$

5. **Гідравлічним радіусом** (R) – відношення площі водного перерізу (ω) до змоченого периметра P :

$$R = \omega / P$$

Для широких і відносно неглибоких русел і для періоду відкритого русла (без льодового покриву) величини гідравлічного радіуса і середньої глибини практично співпадають, оскільки у цих випадках $P \sim B$.

4.3.6. Поздовжній профіль річки

Поздовжній профіль річки – це графік зміни відміток дна і водної поверхні вздовж берега (рис. 5).

Поздовжні профілі бувають *плавновігнутими* (1) – зменшення похилу від витоку до гирла; *прямолінійними* (2) – похил має майже постійне значення від витоку до гирла; *опуклими* (3) – зниження похилів у верхів'ях потоку і збільшення – в пониззі; *ступінчастими* (4) – із різкими змінами похилів по довжині річки (рис. 5).



Рис. 5. Поздовжній профіль річки

Поздовжній профіль будь-якого водного потоку є результатом взаємодії вод річки, порід і ґрунтів, які складають русло. Водний потік на одних ділянках розмиває русло, на інших відкладає наноси. По всій річці він проносить якусь кількість їх у завислому стані або пересуває по дну. Велике значення у 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, відкладенням наносів та перенесенням їх. В результаті утворюється відносно сталий поздовжній профіль, який має правильну ввігнуту форму, - профіль рівноваги.

Поздовжній профіль водної поверхні потоку не залишається постійним протягом року. Так, при збільшенні стоку води похили на плесах збільшуються, а на перекатах – знижуються, при зменшенні стоку – навпаки.

Різниця відміток дна або водної поверхні річки на якій-небудь її ділянці – **падіння** (Δh). Різниця відміток витоку і гирла річки складають **повне падіння річки**.

Величина падіння обчислюється в сантиметрах на 1 км (см/км). Для характеристики крутості поздовжнього профілю річок користуються поняттям уклон. Уклон – величина безрозмірна і записується в долях одиниці, ‰, ‰. **Уклон річки** – відношення величини падіння (Δh_i) до довжини річки (L_i) на даній ділянці:

$$I = \Delta h_i / L_i$$

4.4. Живлення річок

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

Дощове живлення

Дощ характеризується шаром опадів (мм), тривалістю (хвилини, години, доба), інтенсивністю випадання (мм/хв, мм/рік) і площею поширення (км²).

Зі збільшенням інтенсивності, площі поширення і тривалості дощу збільшується величина паводка. Чим більше відношення між площею поширення дощу і площею басейну, тим також більша величина можливого паводку. Поповнення підземних вод відбувається під час тривалих опадів. Якщо вологість повітря незначна і сухий ґрунт у період випадання дощу, то необхідно більше витратити води на випаровування й інфільтрацію і тому величина дощового стоку менша. Навпаки, якщо дощі випадають на добре зволожений ґрунт при зниженій температурі повітря, то вони дають велику величину стоку.

Снігове живлення

В помірних широтах основними джерелами живлення річок являються води, що накопичуються в сніговому покриві. Сніг, у залежності від товщини снігового покриву, щільності і запасів води, під час танення може утворити різний шар води. Запаси води, снігу в басейні залежать від величини опадів узимку, що визначаються кліматичними умовами і розподіляються по площі басейну нерівномірно в залежності від висоти місцевості, експозиції схилів, нерівностей рельєфу, впливу рослинності та ін.

Слід розрізнити процеси сніготанення і водовіддачі снігового покриву, тобто надходження на поверхню ґрунту води, яка не утримується снігом. Сніготанення починається після досягнення температурою повітря позитивних значень і виникнення позитивного теплового балансу на поверхні снігу. Водовіддача розпочинається після сніготанення і залежить від фізичних властивостей снігу – зернистості, капілярних властивостей тощо. Стік виникає тільки після початку водовіддачі.

Весняне сніготанення поділяють на три періоди:

1. Початковий період – сніг залягає суцільним покривом, танення сповільнене, водовіддача снігового покриву практично відсутня, стік ще не формується;

2. Період сходу основної маси снігу – починається інтенсивна водовіддача, виникають проталини, швидко наростає величина стоку;

3. Період закінчення танення – закінчується танення запасів снігу.

Зона одночасного танення – це територія, де в даний момент відбувається танення снігу. Ця зона обмежена *фронтом танення* – лінія, що відділяє зону танення снігу від області, в якій ще не відбувається танення і *тилом танення* – лінія, що відділяє зону танення від області, в якій вже не має снігу. Ця зона переміщується восени на північ, а в горах – угору вздовж схилів.

Підземне живлення

Воно визначається характером взаємодії підземних (ґрунтових) і річкових вод. Залежить від взаємного положення рівня води в річці і рівня ґрунтових вод. У випадку постійного гідравлічного зв'язку річки і ґрунтових вод ріки отримують підземне живлення на протязі року, окрім періоду повені.

Льодовикове живлення

Це живлення мають тільки ті річки, що витікають із районів високих гір, і які мають льодовики. Величина щорічного льодовикового живлення річок у середньому складає 412 км³, тобто 1 % від загального об'єму річкового стоку.

Уперше роль клімату в живленні річок відзначив О. І. Воєйков (1884). Сьогодні вважається, що річки є продуктом клімату на загальному фоні ландшафту.

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

Класифікація річок за видами живлення

Класифікація О. І. Воєйкова

О. І. Воєйков виділив такі типи:

Тип I. Річки, які одержують воду від танення снігу на рівнинах і невисоких горах (до 1 000 м). Це 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 й льоду в горах (літнє водопілля). Це річки Середньої й Центральної Азії (Амудар'я, Сирдар'я та ін.).

Тип III. Річки, які одержують воду від дощу і мають водопілля влітку. Цей тип річок властивий регіонам із тропічними й 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. Це більшість річок Східної Європи, річки Скандинавії, північної частини США.

Тип V. Річки, які живляться переважно за рахунок дощів узимку. Це річки Середньої й Західної Європи, частково Британських островів та ін.

Тип VI. Річки, які мають дощове живлення. Водопілля на них узимку, в літню пору стік невеликий, можливе пересихання річок. Це річки Південної Європи, Північної Африки, Каліфорнії, Чилі, Нової Зеландії та ін.

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

Тип VIII. Річки, які пересихають. Це річки Північного Криму, Східного Закавказзя, частини Монголії та ін.

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

Класифікація М. І. Львовича

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

4.5. Водний баланс басейну річки

Водний баланс – співвідношення надходження та витрати води з урахуванням зміни її запасів протягом певного проміжку часу для певного об'єкта.

Рівняння водного балансу – це математичний вираз, що характеризує водний баланс. Складники водного балансу визначають надходження, витрати та зміни запасів води.

Рівняння водного балансу річки:

$$x + y_1 + \omega_1 + z_1 = y_2 + \omega_2 + z_2 \pm \Delta u,$$

де: x – опади (дощ і сніг);

y_1 – поверхневий притік з-за меж басейну;

ω_1 – підземний притік з-за меж басейну;

z_1 – конденсація водяної пари;

y_2 – поверхневий стік за межі басейну;

ω_2 – підземний стік за межі басейну;

z_2 – випаровування з поверхні басейну;

$\pm \Delta u$ – зміна запасів води в басейні за проміжок часу (позитивна – за збільшенням запасів води, від'ємна – за їх зменшенням).

У багатьох випадках можливі деякі спрощування рівняння водного балансу. Частіше можна не враховувати конденсацію. Для великих річкових басейнів часто не враховують підземний притік і стік. У таких випадках і за відсутністю штучного перерозподілу стоку між басейнами рівняння водного балансу має таке рівняння:

$$x = y + z \pm \Delta u$$

Нарешті, якщо зневажати зміни запасів води в межах річкового басейну, то рівняння водного балансу має такий вигляд:

$$x = y + z$$

Структура водного балансу басейну річки – це співвідношення між різними прибутковими і витратними складовими частинами рівняння водного балансу.

Відношення стоку до опадів – коефіцієнт стоку ($\alpha = y/x$). Цей коефіцієнт показує, яка частка опадів перетворюється в стік. Відношення випаровування до опадів можна назвати коефіцієнтом випаровування ($\beta = z/x$). Сума α та β повинні дорівнювати одиниці.

Діапазон можливої зміни коефіцієнта стоку для багаторічного періоду такий: $0 < \alpha < 1$.

В умовах надмірного і достатнього зволоження (тундра, лісотундра, ліси) значення α знаходиться зазвичай у межах 0,4-0,6. В умовах недостатнього зволоження (лісостеп, степ) величина коефіцієнта стоку менша – 0,4-0,1. Нарешті, в умовах посушливого клімату (напівпустелі, пустелі) величина α близька до нуля.

4.6. Водний режим річок

4.6.1. Види коливання водності річок

Водний режим річки – це зміна в часі рівнів, витрат і об’ємів води у водних об’єктах чи ґрунтах. Водний режим залежить від сукупності фізико-географічних факторів, серед яких найважливішу роль відіграють метеорологічні та кліматичні фактори.

Зміни режиму річок характеризуються перш за все коливаннями її водності. *Водність* – це відносна характеристика стоку за певний проміжок часу (місяць, сезон, рік, ряд років) у порівнянні з його середньою багаторічною величиною чи величиною стоку за інший період того самого року. Це поняття використовують для оцінки зміни стоку даної річки.

Від поняття “водність річки” необхідно відрізнити поняття “водоносність річки”. *Водоносність* - це кількість води, яка протікає в річці в середньому за рік.

У водному режимі річок виділяють перш за все вікові, багаторічні, внутрішньорічні (сезонні) й короткочасні коливання.

Вікові коливання водності річок відображають вікові зміни кліматичних умов і зволоження материків періодом за сотні та тисячі років. Про ці коливання відомо занадто мало, хоча палеогеографічні дослідження і свідчать про те, що в історії різних регіонів планети були періоди, коли водність річок була істотно більшою, ніж зараз. Недавні палеогідрологічні дослідження показали, що в Європі водний стік річок збільшувався в холодні й вологі періоди. Таким були, наприклад, 1400-1300, 900-300 рр. до н.е., 400-750, 1150-1300, 1550-1850 рр. н.е. Останні згадані роки характеризувалися активним наступом льодовиків в Альпах і одержали назву “малого льодовикового періоду”. Навпаки, в теплі і посушливі роки водний стік річок зменшувався. Так, в Європі до таких періодів відносять, наприклад, 900-1100 рр., які назвали “середньовіковим кліматичним оптимумом”.

Багат річні коливання водності річок також мають переважно метеорологічну природу. Період цих коливань – десятки років. Необхідно розрізнити *природну* (обумовлену лише кліматичними факторами) і *антропогенну* (штучною зміною стоку) мінливість водності річок. Так, зміна стоку Дунаю, Волги мають природний характер, а таких річок як Дон, Дніпро та ін. має антропогенний характер.

Якщо водність річок змінюється одночасно в одному і тому ж напрямку, то кажуть про *синхронність* коливань їх стоку. Прикладом можуть бути річки півдня Європейської частини СНД (Дон, Кубань, Волга) і річки півночі цієї частини (Печора, Північна Двіна). Якщо не співпадає характер зміни водності у різних річок, то кажуть про *асинхронність* коливання їх стоку. Так, асинхронно змінюється стік річок Європейської частини СНД і Східного Сибіру.

Внутрішньорічні (сезонні) коливання водності річок обумовлені сезонними змінами складових частин водного балансу річкового басейну. Протягом року річки, що знаходяться в різних географічних поясах, випробовують різні чергування багатоводних і маловодних періодів.

Корот кочасні коливання водності річок можуть бути перш за все природними й обумовленими як метеорологічними факторами (зливові дощі, коливання температури повітря в районах поширення льодовиків), так і геологічними процесами (попуск води льодовикових озер унаслідок прориву морен на річках із льодовиковим живленням, загачування річок у результаті гірських обвалів тощо).

Короткочасні коливання водності річок можуть бути обумовлені й антропогенними факторами, до яких відносяться попуски у нижні б'єфи гідровузлів.

4.6.2. Фази водного режиму

Фази водного режиму – це характерний стан водного режиму річки, що повторюється в певні гідрологічні сезони, пов'язані зі змінами умов живлення. Основними фазами водного режиму є водопілля, межень (літня та зимова), паводки.

Водопілля – це фаза водного режиму річки в період весняного сніготанення, що характеризується високою водністю. За походженням водопілля може бути сніговим, снігово-дощовим або дощовим. За часом настання водопілля може бути *весняним* – танення снігу на рівнинах та невисоких горах; *весняно-літнім* – танення снігу в горах; *літнім* – танення вічних снігів та льодовиків у горах та випадання мусонних дощів.

Різновидністю водопілля є *повідь*. **Повідь** – затоплення території водою, що часто стає стихійним лихом.

Паводок – це фаза водного режиму річки, що може багаторазово повторюватися в різні сезони року, характеризується інтенсивним збільшенням витрат і рівнів води внаслідок дощів чи сніготанення під час відлиг. За часом настання паводки можуть бути *зимовими, літніми, осінніми та протягом усього року*. Паводки поділяються на місцеві та транзитні.

Межень – це фаза водного режиму річки, що повторюється щороку в одні й ті самі сезони та характеризується невеликою водністю, яка створюється внаслідок зменшення живлення. В цей час річка живиться переважно підземними водами. За часом настання межень на Україні буває *літньою та зимовою*. В зоні надмірного і достатнього зволоження річки зазвичай мають стійке ґрунтове живлення, яке забезпечує достатньо високий стік літньої межені. Стік у таких річок у зимову межень менший, ніж у літню. У зоні недостатнього зволоження, навпаки, річки у літню межень мають менший стік, ніж у зимову межень. Малі річки цієї зони в літню межень можуть навіть пересихати.

4.6.3. Розчленування гідрографа за видами живлення

Гідрограф – це хронологічний графік зміни води в певному створі водотоку.

При значній тривалості спостережень можна побудувати типовий гідрограф. **Типовий гідрограф** – гідрограф, що відображає загальні риси внутрішньорічного розподілу витрат води в річці.

Розчленування гідрографа – це графічне виділення на гідрографі об’ємів води, які сформувалися за рахунок різних джерел живлення (рис. 6).

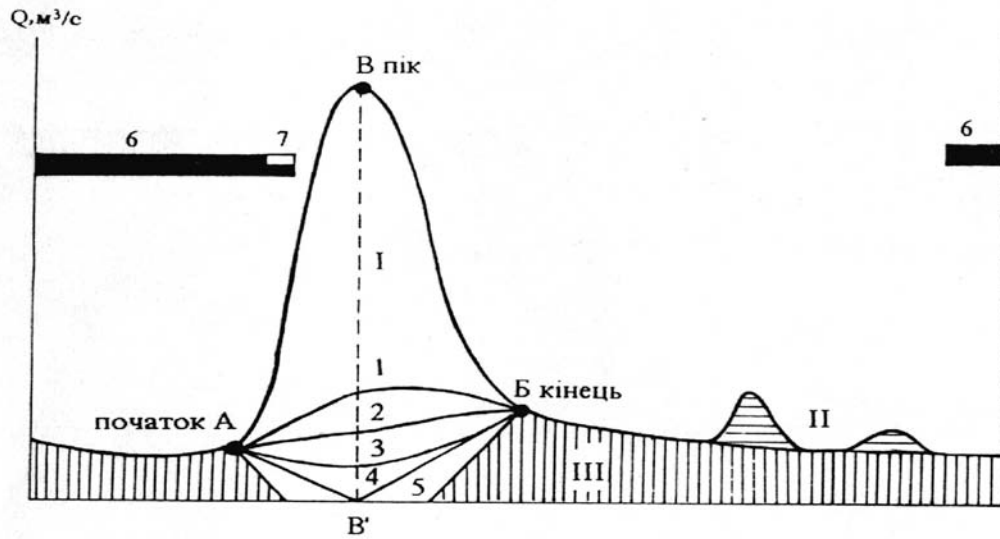


Рис. 6. Схема розчленування гідрографа річки за видами живлення:

1 – при відсутності гідравлічного зв’язку річкових і поверхневих вод; 2. на малих і середніх річках; 3. при наявності постійного зв’язку; 4. якщо немає гідравлічного зв’язку; 5. при тривалому стоянні високих рівнів; 6. льодостав; 7. льодохід.

I – снігове, II – дощове, III – підземне; А, Б та В – початок, кінець і пік повені; 1-5 – лінії, що розділяють снігове та підземне живлення в період повені при різному характері взаємодії річкових і ґрунтових вод

Найбільш складно визначити підземне живлення в період повені або великих паводків. В залежності від характеру взаємодії поверхневих і підземних вод, Б. В. Поляков, Б. І. Куделін, К. В. Воскресенський, М. І. Львович, О. В. Попов та інші дослідники запропонували схеми розчленування гідрографа. Найбільш загальні закономірності такі. При відсутності гідравлічного зв’язку річкових і ґрунтових вод, що характерно для гірських річок, підземне живлення в період повені або паводка повторює хід гідрографа, але в більш згладженому вигляді і з деяким запізненням максимуму в часі (рис. 6,1). При наявності постійного або тимчасового гідравлічного зв’язку річкових і ґрунтових вод на підйомі повені в результаті підпору ґрунтових вод підземне живлення зменшується і досягає мінімуму під час найвищого рівня води в річці (рис. 6,3). При тривалому стоянні високих рівнів, що найбільш характерно для великих річок, відбувається фільтрація річкової води в ґрунт (“від’ємне підземне живлення”, рис. 6,5), а на спаді повені або на початку межені ці води повертаються до річки. Якщо не має даних про взаємозв’язок річкових і ґрунтових вод, часто для рівнинних річок умовно приймають величину підземного живлення в період піка повені рівною нулю (рис. 6,4). Але в багатьох випадках, особливо на малих і середніх річках, межу підземного живлення на гідрографі проводять по прямій лінії, яка з’єднує точки початку і кінця повені (рис. 6,2).

4.6.4. Класифікація річок за водним режимом

В. Д. Зайков поділив усі річки колишнього СРСР на три основні групи : I- річки з весняним водопіллям (рис. 7); II – річки з водопіллям в теплу пору року (рис. 8) і III – річки з паводковим режимом (рис. 9). У річок першої і другої групи щорічно спостерігаються значні витрати води, приурочені, відповідно, до весни чи до теплої пори року. В останню пору року спостерігаються межень і паводки. Для річок третьої групи характерні паводки, що мають систематичний характер.

За характером весняного водопілля та іншими особливостями режиму річки першої 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 річки дуже маловодні, багато з них навіть пересихають. Це річки посушливих районів Казахстану, За-волжя, Туринської низовини.

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

Західносибірський тип річок відрізняється невисоким і розтягнутим весняним водопіллям, підвищеним літньо-осіннім стоком та низькою зимовою меженню. Це річки Західносибірської рівнини (Об, Іртиш).

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

Алтайський тип річок відрізняється 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. Крім Алтаю, річки з таким режимом є на Кавказі, в Середній Азії та на Сахаліні (річки Том, Бія).

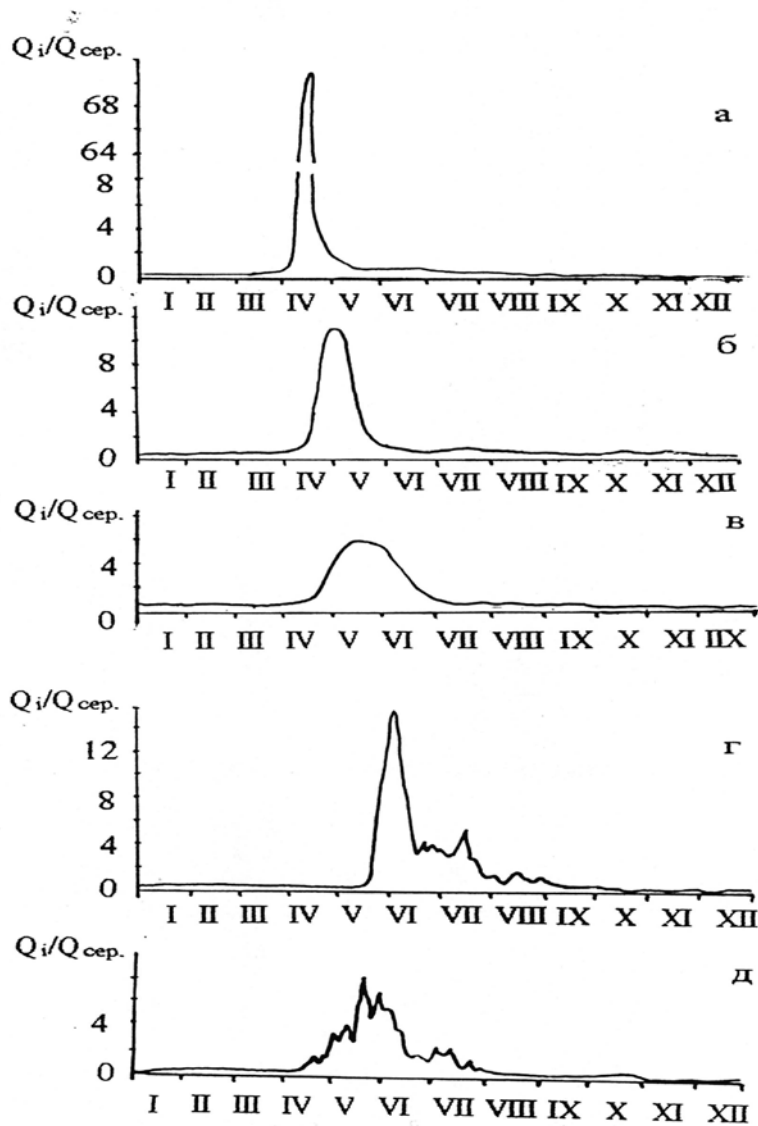


Рис. 7. Гідрографи річок із весняним водопіллям
а – казахстанський ;б – східноєвропейський; в – західносибірський;
г – східносибірський; д – алтайський

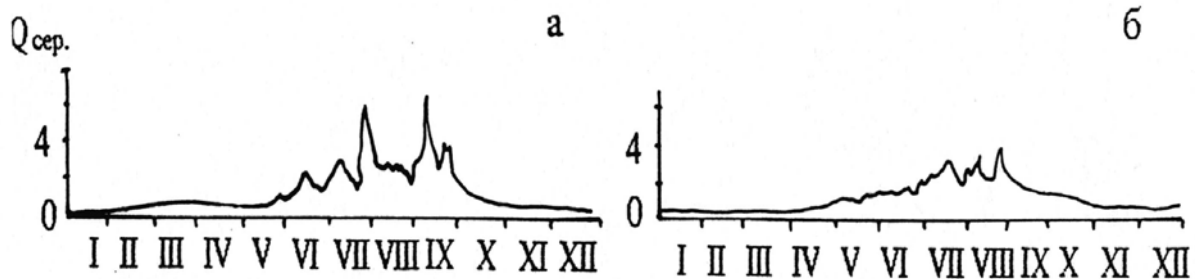


Рис. 8. Гідрографи річок із водопіллям у теплу пору року: а – далекосхідний; б – тянь-шанський

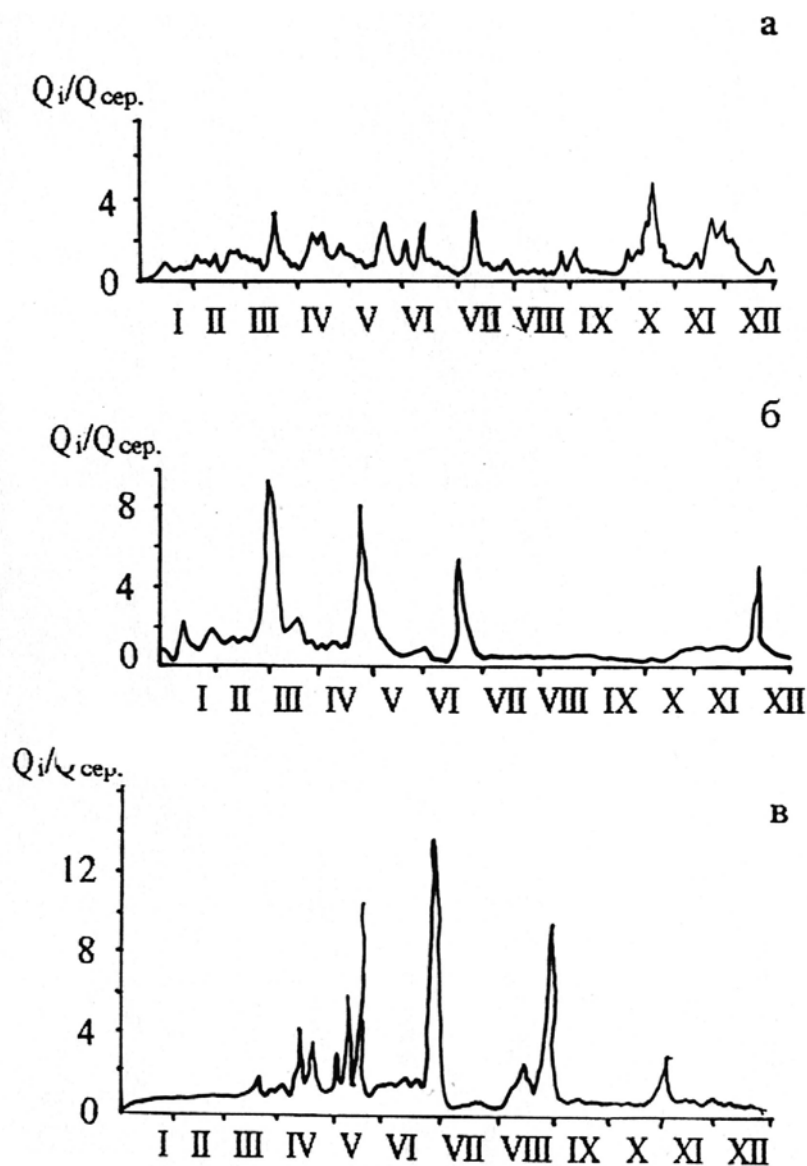


Рис. 9. Гідрографи річок із паводковим режимом : а – причорноморський; б – кримський ; в – північнокавказький

Групу річок із водопіллям у теплу пору року поділяють на два типи: *далекосхідний* і *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 узимку перемерзає. До цього типу належать річки Далекого Сходу, Східного 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. Це річки Тянь-Шаню, Паміру, Великого Кавказу, Камчатки (річки Терек, Вахш, Нурек).

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

Річки *причорноморського типу* мають паводковий режим протягом року, який зумовлений значними дощами. Це річки Закавказзя, а також карпатські притоки Дністра (річки Сочі, Кура, Черемош).

На річках *кримського типу* паводки спостерігаються протягом холодного періоду року, влітку та восени багато річок пересихають. Цей тип річок поширений у Криму, Ленкорані та інших районах (річки Салгир, Альма, Кача).

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

4.7. Рівневий режим річок

Рівнем води називається висота поверхні води водного об'єкта над умовною горизонтальною площиною; узятую для порівняння. Рівень води є важливим елементом водного режиму. Від його висоти залежить глибина і ширина річки, площа водного перерізу, похили, швидкості течії, витрати води тощо. Відомості про рівні води потрібні багатьом галузям народного господарства – водному транспорту та лісосплаву, енергетиці, меліорації, рибному господарству тощо.

Гідрологічний пост – пункт на водному об'єкті, обладнаний для проведення постійних гідрологічних спостережень. Гідрологічні пости бувають рейкові або пальові.

Рейковий пост – гідрологічний пост, обладнаний постійною рейкою (рейками) для вимірювання рівня води. Складається рейковий пост з однієї або декількох рейок, прикріплених до опор містка чи до спеціально забитих у русло річки паль.

Пальовий пост – гідрологічний пост, обладнаний палями для вимірювання рівня води. У берег річки забивають ряд паль так, щоб крайні з них були на 0,5 м вище і нижче від найвищого й найнижчого рівнів води, а перевищення між головками сусідніх паль було не більше 0,8 м. Спостереження на цьому пості проводяться за допомогою переносної водомірної рейки.

Нуль гідрологічного поста – умовна горизонтальна площина, взята для порівняння за нуль відліку при вимірюванні рівня води на гідрологічному пості.

Рейки, палі та нуль графіка прив'язуються нівелюванням до репера гідрологічного поста.

Відповідні рівні – це рівні води двох водомірних постів, що відповідають одній і тій же фазі режиму рівнів річки. Якщо порівняти графіки коливання рівнів води за даними гідрологічних постів, які розташовані за течією річки згори до низу, то можна помітити подібність цих графіків. Окремим максимумам і мінімумам на графіку коливання рівнів води на верхніх постах відповідають максимуми і мінімуми на нижніх постах, але з деяким запізненням. Проміжок часу запізнення цих характерних точок на графіках називається **часом добігання**.

4.8. Річковий стік

4.8.1. Складові річкового стоку

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

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

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

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

Стік води – це одночасно і процес стікання води в річкових системах і характеристика кількості води, що стікає. Стік води – один із найважливіших фізико-географічних і геологічних факторів; вивчення стоку води – головна задача гідрології суші.

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

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

$$W_p = T \cdot Q \cdot M,$$

де: T – $31,54 \cdot 10^6$ – кількість секунд у році; Q – середня річна витрата води, $\text{м}^3/\text{с}$; M – середня річна мінералізація води, $\text{кг}/\text{м}^3$.

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

4.8.2. Основні характеристики стоку

Характеристика річкового стоку – це кількісна оцінка величин річкового стоку. Кількісними оцінками величин річкового стоку є витрата води, об'єм, модуль, шар стоку.

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

$$Q = V_{\text{сер.}} \cdot \omega, \text{ м}^3/\text{с},$$

де $V_{\text{сер.}}$ – середня швидкість течії для всього живого перерізу, м/с;

ω – площа живого перерізу в м^2 , яка визначається промірами глибин русла по поперечному створу.

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

$$W = Q T,$$

де T – кількість секунд за добу 86400, за рік $31,54 \times 10^6$ с.

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

$$M = Q \cdot 10^3 / F, \text{ л/с км}^2,$$

де F – площа басейну, км^2 ;

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

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

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

$$y = W \cdot 10^3 / F \cdot 10^6, \text{ мм},$$

де 10^3 – перевід м у мм; 10^6 – перевід км^2 у м^2 .

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

$$\eta = y/x.$$

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

Річний стік протягом року розподіляється нерівномірно. Коливання величин стоку в часі – **мінливість стоку**. Це залежить від ряду фізико-географічних факторів, котрі можуть змінюватися протягом року або протягом багатьох років залишатися незмінними.

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

4.9. Рух води в річках

Вода в річках рухається (тече) під дією сили ваги. У природі існує два види руху води – ламінарний і турбулентний.

Ламінарний рух – це паралельнострумений рух. Швидкість біля дна дорівнює нулю, а максимальна швидкість – на поверхні води. Ламінарний рух властивий переважно підземним водам.

Турбулентний рух – це рух, у якому частки рідини, здійснюючи переміщення в напрямку течії всього потоку, одночасно здійснюють відхилення від нього за складними скривленими траєкторіями. У природних потоках спостерігається майже завжди турбулентний рух. При цьому русі швидкість збільшу-

ється вгору від дна спочатку дуже швидко, а далі наростає повільніше. Найбільша швидкість спостерігається на поверхні потоку над найбільш глибокою частиною русла, а найменша – біля берегів і дна. Лінії однакових швидкостей течії – *ізот ахи* (рис. 10). Поздовжня лінія (уздовж русла) найбільших швидкостей течії на поверхні потоку називається *динамічною віссю потоку* або *стрижем*.

Крива розподілу швидкості течії по вертикалі називається *гидрографом* або *епюрою швидкостей*. На розподіл швидкості по вертикалі великий вплив чинять нерівності в рельєфі дна льодовий покрив, вітер і водна рослинність.

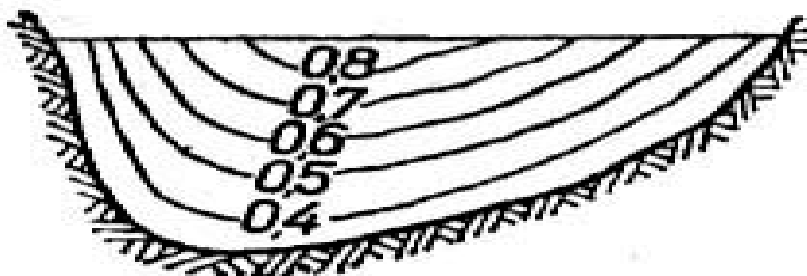


Рис. 10. Ізотахи при відкритому руслі

При найбільш закономірному розподілі швидкості течії по вертикалі річкового потоку епіюра вертикального розподілу швидкостей має максимум на поверхні, швидкість, наближену до середньої по вертикалі, - на глибині $0.6 h$ від поверхні і мінімум – біля дна (рис. 11).

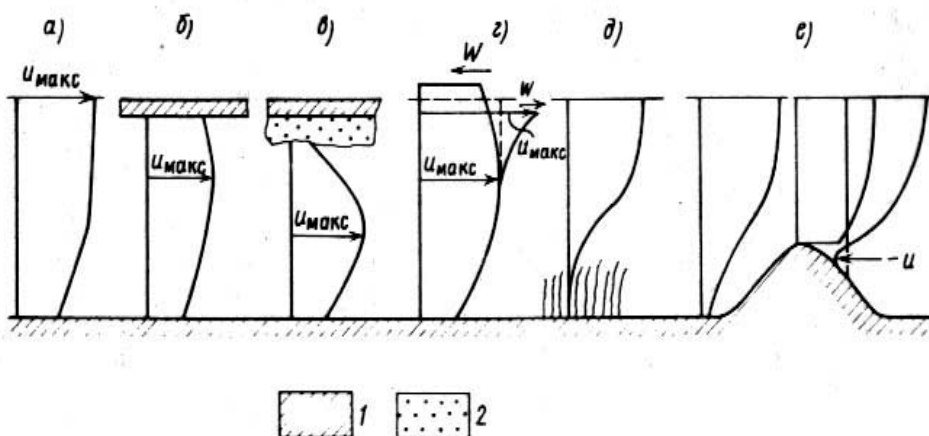


Рис. 11. Вертикальний розподіл швидкості течії у річковому потоці:
 а – типовий, б – під льодовим покривом, в – під шаром внутріводного льоду (шуги), г – при погожому і зустрічному вітрі, д – під впливом рослинності, е – під впливом нерівності дна;
 1 – льодовий покрив, 2 – шар шуги, W – напрямок вітру, $u_{\text{макс}}$ – максимальна швидкість течії, u – зворотна течія.

Середня швидкість течії у поперечному перерізі $V_{\text{сер}}$ (м/с) визначається за формулою:

$$V_{\text{сер}} = Q/\omega,$$

де Q – витрати води, $\text{м}^3/\text{с}$;
 ω – площа перерізу (м^2).

За відсутністю безпосередніх вимірів для обчислення середньої швидкості потоку використовують **формулу Шезі**:

$$V_{\text{сер}} = C \sqrt{RI} \text{ або } V_{\text{сер}} = C \cdot \sqrt{HI},$$

де R – гідравлічний радіус;

H – середня глибина потоку;

I – похил водної поверхні на ділянці;

C – коефіцієнт, який залежить від шорсткості русла й величини гідравлічного радіуса. Для його визначення можна користуватися **формулою Павловського**:

$$C = R^y/n,$$

де n – коефіцієнт шорсткості;

y – показник, який залежить від R і n . Показники визначаються за таблицями.

Вимірюють швидкість течії річок за допомогою *поплавків, гідромет річних млинків або інших приладів*.

4.10. Річкові наноси

Річкові наноси – це тверді частинки, утворені внаслідок розмивання русел і ерозії водозборів, що їх переносять водотоки та течії у водойми.

Наноси, що складають дно річки, називають **донними відкладами або алювієм**. Найбільшу концентрацію наносів (мутність води, мають річки з паводковим режимом і ті, що протікають в умовах посушливого клімату й у ґрунтах, які легко розмиваються).

Найбільш важливі характеристики наносів такі: *геометрична крупність*, що висловлюється через діаметр часток наносів (мм), *гідравлічна крупність* (швидкість осідання часток наносів у нерухомій воді, мм/с, мм/хв), *щільність часток* ($\text{кг}/\text{м}^3$), *щільність відкладів* (щільність ґрунту, $\text{кг}/\text{м}^3$), *концентрація (уміст) наносів у потіці*, яку можна подати як у відносних величинах (відношення маси або об'єму наносів до маси чи об'єму води), так і в абсолютних величинах; в останньому випадку використовують поняття *мутність води* ($\text{г}/\text{м}^3$, $\text{кг}/\text{м}^3$).

За характером переміщення в річках наноси поділяють на два типи – завислі і тягнені. Проміжним типом є сальтуючі наноси.

Донні (тягнені) наноси – наноси, що переміщуються річковим потоком у придонному шарі, і які рухаються ковзанням, перекачуванням або сальтацією. Вони формують річкове русло, заплаву чи ложе водойми, взаємодіючи з водною масою.

Сальтація – це форма переміщення донних наносів, яка висловлюється в перекиданні вихровими утвореннями частинок ґрунту, що відриваються від дна на деякій порівняно короткій відстані з послідувачим перекиданням частинок новими вихровими імпульсами.

Тягнені наноси розподіляються у річковому потоці нерівномірно, у придонних шарах мутність максимальна і зменшується в напрямку до поверхні.

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

$$M = AV^6,$$

де M – маса частинок, або їх вага;

V – швидкість, із якою рухаються частинки;

A – постійний коефіцієнт.

З формули видно, що вага частинки, яка переміщається по дну, пропорційна шостій ступені швидкості течії. Закон Ері пояснює, чому при порівняно невеликій різниці у швидкостях течії крупніють наносів, які переміщуються по дну, значно змінюються. Так, якщо швидкість течії збільшиться, наприклад, у 2, 3, 4 рази, то це призведе до збільшення ваги часток наносів, що переміщаються по дну у 64, 729, 4096 рази. Саме це пояснює, чому на рівнинних річках із малими швидкостями течії потік може переносити по дну лише пісок, а на гірських річках із великими швидкостями – гальку і навіть великі валуни.

Завислі наноси – це наноси, які у завислому стані переносить водний потік. Найважливішою характеристикою під час руху завислих наносів у річках – мутність води. Завислі наноси у річковому потоці розподіляються нерівномірно: у придонних шарах мутність максимальна і зменшується в напрямку до поверхні.

Проміжним типом є **сальтуючі наноси** – наноси, переміщувані водним потоком у придонному шарі, які рухаються, ковзаючи, перекочуючись чи стрибками.

До стоку наносів річки відносять стік тягнених і стік завислих наносів, зазвичай головна роль належить завислим наносам. Вважають, що на долю донних наносів приходиться в середньому тільки 5-10% стоку завислих наносів річок.

Гранична маса наносів певної гідравлічної крупності, яка відповідає умові рівноваги процесів розмивання та відкладання при даному гідравлічному режимі потоку – **транспортувальна здатність потоку**

Основною характеристикою стоку наносів є **витрата наносів** – це кількість наносів, що переміщається через живий переріз потоку за одиницю часу (R , кг/с): $R = f(Q)$

Сумарна кількість наносів за певний проміжок часу називається **статом наносів (т вердим статом)** і розраховується за формулою:

$$W_n = RT,$$

де W_n – стік наносів (кг, або т); T – час (с); $31,54 \cdot 10^6$ с; R – середня витрата наносів (кг/с).

Важливою кількісною характеристикою стоку наносів є мутність. **Мутність води (S , г/м³)** – це ваговий уміст завислих наносів в одиниці об'єму суміші води з наносами і обраховуються за формулою:

$$S = m/V$$

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

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

Протягом року найбільша мутність спостерігається у багатоводний період, а найменша – у 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.

Модуль т вердого ст оку ($M_R, т/км^2/рік$) – це стік наносів у тоннах з 1 км² площі (F) водозбору:

$$M_R = T \cdot R/F = W_H/F$$

Із сумарного річного стоку наносів усіх річок світу (15 700 млн т) найбільша частка в природних умовах приходить на Амазонку (1200 млн т), Хуанхе (1185 млн т), Ганг із Брахмапутрою (1060 млн т). Серед найбільш мутних річок світу на планеті є Хуанхе, середня річна мутність води якої більше 25 кг/м³, а максимальна - у 10 разів більше.

Стік наносів, як і стік води збільшується у холодні й вологі кліматичні періоди, а зменшується в теплі та посушливі. Разом із тим у змінах стоку наносів річок відмічаються два прояви антропогенних факторів. Зведення лісів і оранка схилів приводять до посилення ерозії у річкових басейнах і, як наслідок, до збільшення стоку наносів річок. В Європі періодами істотного збільшення стоку наносів річок були епохи Римської імперії і Відродження, а також ХУІІІ – початок ХХ ст..

4.11. Селі

Сель (араб. сель – бурхливий пот ік) – бурхливі руслові потоки з води та уламків гірських порід, які раптово виникають у долинах гірських річок. Вони формуються певним збігом геоморфологічних, гідрологічних та кліматичних умов. Передумовою для селеутворення є розчленований рельєф із значним падінням крутосхилих русел. Безпосередніми причинами виникнення селевих потоків є великі зливи і рідше сніготанення. Основні селеві райони України – Карпати та Кримські гори. У Карпатах до районів із значним ступенем селевої активності належать Свидовецький, Чорнотисенський, Діловецький, Великобичківський, Десятинський, Яремчанський тощо; у Криму – Уснутсько-Ворнський, Ялтинсько-Кастропольський. Основною умовою утворення селів є наявність у гірських районах достатньої кількості води для приведення в рух продуктів руйнування гірських порід.

Типи селів

1. У залежності від складу селевої маси, що переноситься потоком, селі розрізняють:

Водокам'яні селі – це зв'язані селі, які відрізняються незначним умістом дрібнозему.

Грязекам'яні селі – це зв'язані селі, які утворюються при одночасному попаданні в потік дрібних фракцій наносів та крупного уламкового матеріалу.

Грязьові селі – це незв’язані селі, які утворюються внаслідок змивання ґрунтових прошарок.

2. За характером течії селі поділяють на зв’язані (структурні) і незв’язані.

Зв’язані селі – в цьому потоці вода входить до селевої маси, транспортування здійснюється як єдиний гравітаційний рух.

Незв’язані селі – це турбулентний потік, у якому достатньо багато води і вона знаходиться у вільному стані. Вода є транспортуючою середою і може виконувати велику роботу важення.

На Україні найбільше незв’язаних. У Криму та в Карпатах селі проходять одним, рідше – двома, трьома, а ще рідше – чотирма і більше валами. Максимальні рівні селів у Криму – 2 м, Карпатах – 3-8 м.

4.12. Руслові процеси

Руслові процеси – це постійні зміни морфологічної будови русла водотоку та заплави, зумовлені дією води, що протікає. Руслові процеси виникають при взаємодії потоку і русла річки. Основними факторами руслових процесів є стік води, геологічна будова, рослинність, вітри, льодові явища, зсуви, а також господарська діяльність.

Руслові деформації – це зміна розмірів і положення в просторі русла річки та окремих руслових утворень, зумовлена відкладанням наносів. Руслові деформації поділяють на *верт икальні*, котрі спричиняють зміну позначок дна русла; *горизонт альні*, коли спостерігаються поперечні зміщення русла, які спричиняють розмиви або нарощування берегів та утворення заплави; *пересування донних гряд* – це транспортування наносів у вигляді гряд, він характерний майже для всіх річок, крім гірських. Руслові деформації і руслові процеси поділяють на *корот кочасними, періодичними* й *т ривалими*. Перші відбуваються короткий час і мають тенденцію повторюватися (наприклад, за період водопілля). Другі розвиваються протягом історичних і геологічних відрізків часу.

За спрямованістю руслові деформації поділяють на два види: *розмив (ерозія)* і *намив* (акумуляція наносів). *Розмив русла (ерозія)* – це процес захоплення й перенесення потоком частинок ґрунту, що утворюють руслові та заплавні відклади. *Намив (акумуляція наносів)* – це процес накопичення в природних та штучних водних об’єктах продуктів ерозії й абразії, донних відкладень тощо.

Руслові ут ворення – це рухомі накопичення наносів, які визначають морфологічну будову русла річки. Виділяють мікро-, мезо- і макроформи в річковому руслі.

Мікроформи – це донні гряди – найпростіші руслові утворення, висота яких може змінюватися від декількох сантиметрів до 4-6 метрів. До *мезоформ* відносять *річкові перека т и* (форми донного рельєфу рівнинних річок, що сформовані наносами, здебільшого у формі широкого пасма, яке перетинає русло під кутом до загального напрямку течії, це ділянки з малими глибинами), *плесо* – це глибоководна ділянка річки, що здебільшого розташовуються між перека-

тами, *осередки* – рухомі, відокремлені від берегів накопичення наносів у руслі річки у вигляді невисоких, зазвичай позбавлених рослинності, затоплених або частково оголених рухомих островів і обмілин, переважно довгастої форми.

Макроформи – це найбільші руслові утворення, характерним видом яких є *закрут и (меандри)* – це ділянки звивистого русла річки, розташовані між двома суміжними точками перетину його умовної осьової лінії. Через наявність закрутів русло може переміщуватись на окремих ділянках паралельно самому собі. Меандруючі русла складають понад 80 % довжини русел усіх рівнинних річок України. Решта русел утворюють постійні рукави.

Рукав – це відгалуження русла річки, якому притаманні всі властиві річковому руслу особливості морфологічної будови.

Ст аорічище - видовжена водойма, що виникла на заплаві річки внаслідок відокремлення ділянки річкового русла .

У нижніх частинах річок руслові процеси розвиваються в умовах, пов'язаних із взаємодією морських та річкових вод, тому вони отримали назву *гирлових процесів*.

Ділянки річок, на яких проявляється вплив моря, називають **гирловими областями**, верхня межа яких знаходиться на відстані прояву згінно-нагінних явищ, припливів і відпливів.

Дельта річки – гирло річки з рукавами, протоками та мілинами, які формуються внаслідок інтенсивного відкладення наносів.

Типи дельт :

Малорукавна дельта – дельта річки з кількістю рукавів меншою, ніж п'ять.

Багаторукавна дельта – дельта річки з кількістю рукавів більшою, ніж п'ять.

Безрукавна дельта – гирло річки, яка впадає до водойми чи моря одним руслом.

Дельти виповнення – виникають тоді, коли річка впадає в яку-небудь затоку або бухту; наноси заповнюють захищену від хвилювання бухту і лише потім виходять на узмор'я (Дніпро, Дон, Кубань).

Висунуті дельти виникають на відкритих берегах з опуклістю, спрямованою в море (Дунай, Волга, Лена).

Лопатні дельти утворюються при великій кількості наносів. Дельта росте вузькими і довгими акумулятивними валами за рахунок розвитку пригирлових кіс (Кура, Міссісіпі).

Дзьобоподібні дельти характерні для річок, котрі виносять відносно небагато наносів; збільшується довжина пригирлових кіс, форма яких нагадує дзьоб птаха (Дністер).

Складні дельти виникають при злитті двох дельт (Терек, Судах).

4.13. Термічний режим річок

Зміна температури річкової води – це наслідок зміни складових теплового балансу даної ділянки річки. Рівняння теплового балансу має такий вигляд:

$$S_{\text{в}} + S_{\text{ср}} + S_{\text{ва}} - S_{\text{ів}} \pm S_{\text{ма}} \pm S_{\text{вк}} \pm S_{\text{лр}} + S_{\text{гв}} \pm S_{\text{ос}} \pm S_{\text{л}} + S_{\text{ке}} - S_{\text{н}} = S_{\text{т}},$$

де $S_{\text{в}}$ – тепло, що надходить разом із водою через верхній створ;

$S_{\text{ср}}$ – сумарна сонячна радіація;

$S_{\text{ва}}$ – зустрічне випромінювання атмосфери;

$S_{\text{ів}}$ – витрати тепла поверхнею води шляхом довгохвильового випромінювання;

$S_{\text{ма}}$ – турбулентний обмін тепла з атмосферою;

$S_{\text{вк}}$ – тепло, що витрачається на випаровування або виділяється при конденсації;

$S_{\text{лр}}$ – теплообмін із ложем річки;

$S_{\text{гв}}$ – тепло, що надходить із ґрунтовими водами;

$S_{\text{ос}}$ – тепло, що надходить із рідкими опадами або витрачається на танення твердих опадів;

$S_{\text{л}}$ – тепло, що виділяється під час утворення льоду або витрачається під час його танення;

$S_{\text{ке}}$ – тепло, що виділяється при розсіюванні кінетичної енергії;

$S_{\text{н}}$ – тепло, що виноситься разом із водою через нижній створ;

$S_{\text{т}}$ – зміна запасу тепла у водній масі за час на безприточній ділянці річки.

Термічний режим – це закономірні коливання температури води у водних об'єктах.

Співвідношення між елементами теплового балансу змінюються разом із зміною метеорологічних елементів. Тому кожному сезону року властиві певні співвідношення між прибутком і втратою тепла. *Максимальна температура* води буває в липні-серпні ($25 - 34^{\circ} \text{C}$), а *мінімальна* - на початку льодоставу. Максимальна температура води менша від максимальної температури повітря і настає дещо пізніше від неї. Температура води в річках не буває від'ємною, і тому середня річна температура води в річках значно вища, ніж середня річна температура повітря.

Крім сезонних коливань температури води в річках, відбуваються і *добові зміни*. максимальна температура води о 15-17 годині (повітря на 1-2 години раніше), мінімальна – вранці. Температура води змінюється по живому перерізу, довжині й глибині річки. По ширині й глибині річки температура води змінюється мало внаслідок турбулентного перемішування. Так, влітку температура біля берегів вища ніж на середині річки, а восени – навпаки. Улітку – удень вода на поверхні тепліша, ніж біля дна, а вночі – навпаки.

По довжині річок зміна температури води обумовлюється зміною джерел живлення, проточності, кліматичних умов природних зон. Так, температура води великих річок, які течуть із півночі на південь, підвищується, а в річках, які течуть у 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.

4.14. Льодовий режим річок

Льодовий режим річок – сукупність закономірно повторюваних процесів виникнення, розвитку та руйнування льодяних утворень на водних об'єктах.

Зимовий режим річок – це сукупність усіх процесів, які протікають у річках протягом періоду з переважанням від'ємних температур повітря.

За характером зимового режиму всі річки поділяють на три групи: **замерзаючі** (наприклад, річки рівнинної території України), **із нестійким льодоставом** (гірські річки) і **незамерзаючі** (річки в субтропічних районах).

У льодовому режимі замерзаючих річок виділяють три фази: замерзання, льодостав і скресання.

Замерзання – це фаза льодового режиму, для якої характерним є утворення льодяного покриву (сало, забереги, сніжниці, внутрішньоводний і донний лід, шуга, льодохід).

Початкова фаза осінніх льодових явищ - *сало* – фаза льодяного покриву, за якої спостерігаються поверхневі первинні льодяні утворення, що складаються із кристалів у вигляді плям або тонкого суцільного шару.

Забереги – смуги льоду, що примерзли до берегів водних об'єктів, коли основна частина водного простору не замерзла.

Сніжниця – накопичення снігу, що плаває у воді.

Внутрішньоводний лід – скупчення первинних льодяних кристалів, що утворюються в товщі води та на дні водного об'єкта.

Донний лід – внутрішньоводний лід, який утворюється на дні водного об'єкта.

Шуга - внутрішньоводний лід, що спливає на поверхню або занесений углиб потоку. Переміщення шуги на поверхні та всередині водного потоку – *шугохід*.

По мірі охолодження води починається утворення льоду безпосередньо на водній поверхні річки у відстані від берегів. *Льодохід* – переміщення крижин і льодяних полів на річках та водосховищах під впливом течій. Розрізняють осінній і весняний льодохід.

У період осіннього льодоходу відбувається скупчення шуги та дрібнобитого льоду в руслі річки. Закупорка русла цією льодяною масою називається *зажором*. Утворення зажору супроводжується підняттям рівня води на вище розташованій ділянці річки. Інколи осінній льодохід супроводжується *затвором* – скупчення крижин у руслі річки під час льодоходу, що спричиняє стиснення водного перерізу та пов'язане з цим підвищення рівня води.

Льодостав – період, протягом якого на річках та інших водних об'єктах стоїть нерухомий льодовий покрив. У зоні мішаних лісів на річках України льодостав настає наприкінці листопада – у другій декаді грудня, у степовій зоні – наприкінці грудня. На річках Карпат льодостав утворюється наприкінці грудня – у першій декаді січня, але він не стійкий, що пояснюється великими швидкостями течії гірських річок.

У період льодоставу деякі ділянки річок протягом тривалого періоду, а інколи й протягом усієї зими, не замерзають. Простір чистої води серед льодяного покриву, утворений під впливом динамічних і термічних чинників – *оло-*

лонка. Ополонки динамічного походження виникають на порожистих ділянках річок, а також нижче гребель гідроелектростанцій. Такі ополонки можуть бути місцями виникнення шуги, накопичення якої нижче ополонки спричиняє утворення зажорів. Ополонки термічного походження утворюються у місцях виходу підземних вод або при скиданні підігрітих промислових стічних вод. Простори чистої води серед льодового покриву, що утворюються внаслідок посування льоду – *розводдя*.

Смуги чистої води вздовж берегів, утворені перед скресанням унаслідок танення льоду та підвищення рівня води – *закраїни*.

Унаслідок притоку до річки талих вод рівні води в них швидко підвищуються, льодовий покрив руйнується, і крига може частково рухатись униз і знову зупинятися – відбувається посування льоду. Таких посувань може бути декілька. Місцями в льодовому покриві з'являються *промоїни й прот алини*.

Скресання – фаза льодового режиму, що характеризується руйнуванням льодового покриву. Скресання водних об'єктів проходить у різні строки і залежить від кліматичних умов, джерел живлення, будови русел річок, динаміки потоку тощо.

Льодові явища на річках України. Льодовий режим визначається температурним режимом на території України в осінньо-зимовий період. Початок стійких льодових явищ на рівнинних річках із природним льодовим режимом і помірним підземним живленням поширюється з північного сходу на південний захід. Середні дати початку стійких льодових явищ на річках північного сходу України приходяться на 10 - 15 листопада, центральної частини - 16 - 25 листопада, на півдні - 25 листопада - 5 грудня. Ранні строки початку стійких льодових явищ випереджують середні на 2-3 неділі, а пізні - запізнюються більше ніж на 1 місяць.

Тривалість стійких льодових явищ змінюється від 10 - 25 до 50 - 90 діб. Льодовий режим на річках України в цілому нестійкий, за винятком верхів'я Десни, Сів. Дінця, Осколу ті ін. Льодостав неодноразово переривається скресанням під час відлиг.

Очищення річок від льодових утворень відбувається через 5 - 10 діб після їхнього скресання.

4.15. Гідрохімічний режим річок

Основними характеристиками хімічних властивостей річкових вод є хімічний склад і ступінь мінералізації. По величині мінералізації О.А.Алекін виділяє річки з малою (до 200 мг/л), середньою (200-500 мг/л), підвищеною (500-1000 мг/л) і високою (> 1000 мг/л). Більшість річок в умовах надмірного і достатнього зволоження відносяться до перших двох категорій. Річки в умовах недостатнього зволоження і посушливого клімату можуть мати у межах підвищену і високу мінералізацію.

Мінералізація річкових вод залежить від характеру живлення річок. У період переважного живлення річок талими, дощовими, льодовиковими водами мінералізація найменша. Коли у живленні річок значну роль починають відіг-

равати підземні води, то мінералізація річкової води підвищується і тому для багатьох річок дуже характерна сезонна зміна мінералізації води: зменшення під час водопілля і збільшення в межень, коли річка живиться підземними водами.

Хімічний склад природних вод – це весь комплекс розчинених мінеральних і органічних речовин, що знаходяться в іонно-молекулярному й колоїдному станах.

Іонно-молекулярні розчини – речовина перебуває в дуже розсіяному стані, у вигляді молекул та іонів; розміри розчинених у них часток не перевищують 10^{-7} мм.

Колоїдні розчини поряд з окремими молекулами та іонами містять у собі їх групи; розміри розчинених речовин становлять від 10^{-7} до 10^{-5} мм.

Суспензія – частки речовин розміром більше 10^{-5} ; вони видимі простим оком і бувають як органічного, так і неорганічного походження. Вода з домішкою таких часток каламутна.

У хімічному складі води виділяють такі групи:

1. Головні іони: аніони – хлоридні (Cl^-), сульфатні (SO_4^{2-}), гідрокарбонатні (HCO_3^-), карбонатні (CO_3^{2-}); катіони-натрію (Na^+), калію (K^+), магнію (Mg^{2+}), кальцію (Ca^{2+}). Більшість річок належать до гідрокарбонатного класу і кальцієвої групи (85% території СНД). Річки води яких відносяться до сульфатного і хлоридного класів, займають менше 15% території.

2. Біогенні речовини: нітрати (NO_3^-), нітрити (NO_2^-), амоній (NH_4^+), фосфати (PO_4^{3-}), кремній (Si) та органічні сполуки азоту і фосфору.

3. Органічні речовини: комплект розчинених і колоїдних сполук (органічні кислоти тощо).

4. Розчинні гази: кисень (O_2), вуглекислий газ (CO_2), сірководень (H_2S), метан (CH_4), азот (N_2).

5. Мікроелементи, які в природних водах є в дуже малих концентраціях (мкг/дм^3): типові катіони (Li^+ , Pb^+ , Cs^+ , Be^+ , Sr^{2+} та ін.), типові аніони (Br^- , I^- , F^- , B^-), амфотерні комплексоутворювачі (Cr, Mo, V, Mn), радіоактивні елементи (Cs, Ra, Sr та ін.).

6. Іони водню, концентрація яких визначає кислотно-лужну рівновагу водних розчинів і виражена через показник

$$\text{pH} = -\log [\text{H}^+]$$

Вода з нейтральною реакцією має $\text{pH} = 7$, при $\text{pH} < 7$ - реакція кисла, а при $\text{pH} > 7$ - лужна. Більшість природних вод мають pH від 6,5 до 8,5.

4.16. Гідробиологічні особливості річок

Вода, дно і берег річки – це середина життя багатьох організмів. Як і в інших водних об'єктах, ці організми поділяють на планктон, бентос і нектон.

Планктон річок представлено фітопланктоном, зоопланктоном і бактеріями.

Фітопланктон – сукупність рослин, які вільно плавають у товщі води (поширений у річках до глибини 20-40 м). До фітопланктону відносять, наприклад, діатомові, зелені та синьо-зелені водорості.

Зоопланктон – сукупність тварин, переважно ракоподібних, які мешкають у товщі води морських та прісних водоймищ і не здатні протистояти течії.

Бактерії – найпростіші одноклітинні організми, розмір яких знаходиться в межах декількох мікронів.

Бентос – рослинні і тваринні організми, які мешкають у верхньому шарі мула, що залягає на дні водойми.

Нектон – це організми, які мешкають у водоймах і здатні активно рухатися у воді.

Контрольні запитання:

1. Дати визначення річки.
2. Будова гідрографічної мережі.
3. Морфологічні і морфометричні характеристики річки та її басейну.
4. Визначте різницю між гідрографічною та річковою сіткою, басейном та водозбором річки.
5. Основні джерела живлення річок та зміна співвідношення між ними в різних природних зонах.
6. Класифікація річок за видами живлення.
7. Чим характеризується водний режим річок?
8. Класифікація річок за характером водного режиму.
9. Що таке рівень води в річці, де і в які строки вимірюються рівні води?
10. Рух води в річках. Зміна швидкості протікання води по поперечному перерізу русла.
11. Визначте швидкість течії річок.
12. Як формується стік річок, його складові?
13. Основні фактори, що обумовлюють водоносність річок.
14. Особливості формування максимального та мінімального стоку річок
15. Норма та мінливість стоку.
16. Поясніть, термічний і льодовий режим річок.
17. Водний баланс річкових басейнів.
18. Як обчислюється енергія й робота річок?
19. Поясніть формування річкових наносів, їх класифікацію.
20. Основні характеристики селі, їх типи, райони поширення.
21. Руслові процеси.
 - 21.1. Фактори руслових процесів.
 - 21.2. Руслові деформації.
 - 21.3. Стійкість русел.
 - 21.4. Поясніть морфологію та динаміку русел річок.
22. Визначте гідрохімічний режим річок.
23. Визначте вплив господарської діяльності на режим річок.
24. Що таке екосистема річкового басейну і як вона впливає на гідробіологію річок.

Література

1. Авакян А. Б., Широков В. М. Комплексное использование и охрана водных ресурсов. – Минск, 1990.
2. Быков В. Д., Васильев А. В. Гидрометрия. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 448 с.
3. Важнов А. Н. Гидрология рек. – М., 1976. – 339 с.
4. Вендров С. Л. Жизнь наших рек. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 112 с.
5. Загальна гідрологія. Підручник / Левківський С. С., Хільчевський В. К., Ободовський О. Г. та ін. – К.: Фітосоціоцентр, 2000. – 264 с.
6. Маккавеев Н. И., Чалов Р. С. Русловые процессы. – М., 1986. – 264 с.
7. Михайлов В. Н., Добровольский А. Д. Общая гидрология: Учеб. для геогр. спец. вузов. – М.: Высш. школа, 1991. – 368 с.
8. Чеботарев А. И. Общая гидрология. – Л.: Гидрометеорология, 1975. – 544 с.
9. Яцык А. В., Шмаков В. М. Гидроэкология. – К.: Урожай, 1992. – 192 с.

МОДУЛЬ 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДОЙМ (ОЗЕР, ВОДОСХОВИЩ, БОЛІТ) ТА ОСОБЛИВИХ ВОДНИХ ОБ'ЄКТІВ (ПІДЗЕМНИХ ВОД, ЛЬОДОВИКІВ)

Блок 5. ГІДРОЛОГІЯ ОЗЕР

Гідрологія озер (лімнологія, озерознавство) є складовою частиною гідрології суші: вивчає гідрологічний режим і біологічні особливості озер та водосховищ.

Озеро – природна западина на земній поверхні різної величини і форми, заповнена прісними або солоними водами з уповільненим водообміном. Озера належать до водойм з уповільненим водообміном і відрізняються від річок неоднорідністю водної маси. Озера не мають прямого зв'язку з океаном. До водойм з уповільненим водообміном належать також штучні водойми – водосховища.

Загальна площа, на якій розташовані озера оцінюється приблизно 2 млн км² із сумарним об'ємом понад $1.76 \cdot 10^{14}$ м³ прісної води. Близько половини озерних вод є солоними, причому переважна частина озерних солоних вод скупчена в найбільшому безстічному озері – Каспійське море.

З прісноводних озер найбільшими за об'ємом є Байкал ($23 \cdot 10^{12}$ м³), Танганьїка ($18.9 \cdot 10^{12}$ м³), Верхнє ($16.6 \cdot 10^{12}$ м³). На земній поверхні найбільше озеро за площею – це солонувате Каспійське море (374000 км²), із прісних озер – Верхнє (82680 км²) (табл. 2.1).

Таблиця 2.1

Найбільші озера земної кулі

Озера	Площа, км ²	Найбільша глибина, м
<i>Європа</i>		
Каспійське море	374000	1025
Ладозьке	17700	230
Онезьке	9630	127
<i>Азія</i>		
Аральське море	64100	68
Байкал	31500	1741
Балхаш	18200	26
Тонлесап	10000	12
<i>Африка</i>		
Вікторія	69000	92
Танганьїка	32900	1435
Ньяса	30900	706
Чад	16600	12
<i>Північна Америка</i>		
Верхнє	82680	406
Гурон	59800	229
Мічиган	58100	281
Велике Ведмеже	30200	137
Велике Невільничче	27200	156
Ері	25700	64
Вінніпег	24600	19
Онтаріо	19000	236
<i>Південна Америка</i>		
Маракайбо	13300	35
<i>Австралія</i>		
Ейр	15000	20

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

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

На Україні нараховується біля 20 тис. озер та лиманів із площею дзеркала 4021.5 км², найбільше за площею дзеркала прісне озеро Ялпуг (149 км²), солоне – озера Сасик – 210 км² і Молочний – 170 км². На Україні більша кількість озер (7 тис.) з площею дзеркала 0.1 км² (табл. 2.2).

Таблиця 2.2

Найбільші озера та лимани України

Назва водойми	Площа озера, ліману, км ²	Найбільша глибина, м	Об'єм, млн м ³
<i>Озера</i>			
Світязь	27.5	58.4	180
Пулемецьке	16.4	19.0	72
Ялпуг	149	6.0	387
Кагул	90	7.0	180
Сасик	210	3.0	420
<i>Лимани</i>			
Дністровський	360	2.5	540
Шагани	70.0	2.0	84
Молочний	170	9.0	306

5.1. Типи озер

I. За походженням озерні улоговини можуть бути:

Тект онічні улоговини розташовуються в прогинах земної кори на рівнинах (Ладозьке, Онезьке, Верхнє), у прогинах у горах (Маркаколь, Іссик-Куль, Алаколь), у передгірських западинах (Балхаш), у містах великих тектонічних тріщин (Байкал, Танганьїка). Вони великі за розмірами та глибокі.

Вулканічні улоговини розташовані у кратерах згаслих вулканів (озера на о. Ява, озера Больсена, Альбена, Авернське в Італії, Кроноцьке на Камчатці), серед лавових полів або в долинах річок, перегороджених лавою. Озера поширені в областях давньої або сучасної вулканічної діяльності (Японія, Сицилія, Ісландія, Закавказзя, Камчатка).

Улоговини річкового походження пов'язані з ерозійною і акумулятивною діяльністю річок. До цієї групи озер належать: а) *озера-стариці* зустрічаються в заплавах річок; б) *плесові озера* являють собою розрізнені плеса пересохлих річок; в) *дельтові озера* утворюються в дельтах великих річок.

На річках виникають і **долинні улоговини**, що утворюються в результаті гірських обвалів (завальні улоговини озер Сарезького на р. Мургаб, Гекгель на р. Аксу та ін.), або в результаті підпряження річок конусами виносу бокових притоків (часто в результаті селевих паводків).

Улоговина морського походження: *лагуни та лимани* морських узбереж, які утворилися переважно внаслідок відокремлення від моря заток наносами (узбережжя Чорного, Білого, Балтійського морів).

Льодовикові улоговини утворилися внаслідок дії льодовика. Льодовикові озерні улоговини поділяють на: *льодовиково-ерозійні*, які виникли на кристалічних масивах Скандинавії, Канади; *карові* виникли на схилах гір (Альпи, Кавказ, Памір тощо); *льодовиково-акумулятивні (моренні)* утворилися внаслідок акумулятивної діяльності льодовиків і типові для Прибалтики, Полісся, північного заходу Росії; *прильодовикові* утворилися внаслідок моренно-акумулятивної діяльності льодовика чи внаслідок підпруження річок безпосередньо льодовиком; *надльодовикові*, які виникають безпосередньо на льодовику.

Особливу категорію льодовикових озер складають ще мало дослідженні озера, які розташовані в районах покривного заледеніння, Наприклад в Антарктиді. В останні роки в Антарктиді відкрито і досліджено значна кількість великих і малих озер, що мають різну площу, температуру, мінералізацію води, льодовий режим (є озера, які скресають влітку або завжди знаходяться під льодом). Прикладом може бути озеро Схід, яке відкрите недавно поблизу російської станції “Восток” в Антарктиді. Дзеркало цього озера знаходиться нижче поверхні льодовикового щита приблизно на 3800 м. Воно має площу більше 10 000 км², довжину 250 км, ширину 50 км, глибину 750 м.

Карстові улоговини утворюються у районах поширення вапняків, гіпсів, доломітів і утворюються під дією впливу підземних вод на розчинні породи. Улоговини цих озер мають правильну овальну або округлу форму і досить значну глибину. Це озера Кримських гір, басейну р. Онега, Кавказу та ін.

Термокарстові улоговини утворюються в областях розвитку вічної мерзлоти внаслідок танення підземних пластів та лінз льоду. Це озера тундри та тайги, особливо характерні для району Якутії.

Суфозійні улоговини виникають внаслідок осідань, викликаних вимиванням підземними водами із ґрунту дрібних часток і цементуючих речовин. Ці озера поширені в степових і лісостепових районах (наприклад на півдні Західного Сибіру).

Еолові улоговини утворюються внаслідок дії вітру в міждюнных зниженнях або в улоговинах видування. Це озера Прибалтики, Казахстану, Середньої Азії.

Метеоритні улоговини виникли внаслідок падіння метеоритів (оз. Каалі в Естонії).

Органогенні улоговини утворюються на торфових болотах.

II. За розміром поверхні дзеркала води озера поділяють на:

- 1) дуже великі – із площею (F) більше 1 000 км²;
- 2) великі – із площею від 101 до 1 000 км²;
- 3) середні – із площею від 10 до 100 км²;
- 4) малі – із площею менше 10 км².

III. За ступенем сталості озера бувають **постійні** та **тимчасові** (заповнюються водою лише у зволожені періоди року).

1У. За географічним положенням озера підрозділяють на *інтразональні*, які знаходяться у тій же географічній зоні, що й водозбір озера, і *полізональні*, водозбір яких розташований у декількох географічних зонах. Малі озера на рівнинах, як правило, інтразональні, великі озера зазвичай полізональні. Полізональні також і гірські озера, водозбір яких розташований у декількох висотних ландшафтних зонах.

V. За характером водообміну озера поділяються на **безстічні** та **стічні**.

Безстічні озера – це озера, які не мають ні поверхневого, ні підземного стоку, а витрачають воду лише на випаровування. Це Каспійське та Аральське море, озера Іссик-Куль, Балхаш, Чад та ін.

Стічні озера – це озера, із поверхні яких вода витрачається на поверхневий, підземний стік та на випаровування. Це озера Байкал, Онезьке, Ладозьке та

ін. Серед стічних озер виділяються **проточні озера** – це озера, через які здійснюється транзитний стік річок. Це озера Чудське, Зайсан, Сарезьке.

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

VI. За співвідношенням складових витратної частини рівняння водного балансу всі озера, згідно Б.Б.Богословського, поділяють на дві групи: **стокові** – це озера, у яких стік перевищує випаровування з їхньої поверхні – $u_{ст} > Z_{оз}$, **випаровуючі**, у яких випаровування перевищує стік – $u_{ст} < Z_{оз}$. Стокові озера, характерні для зони достатнього й надмірного зволоження, а випаровуючі – для зон недостатнього зволоження.

VII. За співвідношенням складових прибуткової частини рівняння водного балансу озера поділяють на три типи: **приточні**, коли притік із водозбору переважає над опадами ($u_{пр} > x_{оз}$), **нейтральні**, коли притік із водозбору \sim опадам ($u_{пр} \sim x_{оз}$), **дощові**, коли опади переважають над притоком ($u_{пр} < x_{оз}$).

УШ. За ступенем солоності озера поділяють на **прісні** – уміст солі до 1г/кг (або 1 ‰); **солонуваті** – солоність від 1 до 25 ‰ (розташовані в зоні степів та напівпустель); **солоні** – уміст солі дорівнює солоності вод Світового океану (від 25 до 50 ‰) та **соляні, або мінеральні** – солоність понад 50 ‰.

IX. За хімічним складом води озера поділяють на три групи: гідрокарбонатні, із переважанням іонів $НСО_3$ (більшість прісних озер); сульфатні, із переважанням сірчанних сполук (характерні такі води для солонуватих озер) і хлоридні, із переважанням іонів $Сl$ (такі води характерні для солоних озер).

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

оліготрофні – це глибокі озера, які бідні на рослинний планктон та поживні речовини, із незначною мінералізацією (окрім кальцію) і рівномірним розподілом кисню влітку та взимку;

евтрофні озера – це водойми з великим умістом поживних речовин; зазвичай неглибокі, добре прогріваються влітку, із великим умістом органічних речовин та зі зменшенням кисню до дна;

дистрофні озера – це озера, які бідні на поживні речовини; поширені в сильно заболочених районах; мінералізація води незначна, вміст кисню знижений, тому що витрачається на окислення органічних речовин;

мезотрофні озера – це озера із середніми трофічними умовами.

5.2. Морфологія і морфометрія озер

Основні морфологічні елементи озера:

улоговина – природне зниження земної поверхні різного походження, в межах якої і розташоване озеро;

озерне ложе – найбільш знижена частина озерної улоговини, яка заповнюється водою при максимальному підвищенні рівня. Воно поділяється на дві основні області: **берегову область**, у якій переважають процеси руйнування гірських порід, які складають улоговину; **глибинну область**, у якій відкладаються продукти руйнування.

У береговій області виділяються три зони: берег, узбережжя та берегову відмілину.

Берег – це частина озерного схилу, що оточує озеро з усіх боків і не знає впливу хвиль (рис. 12.).

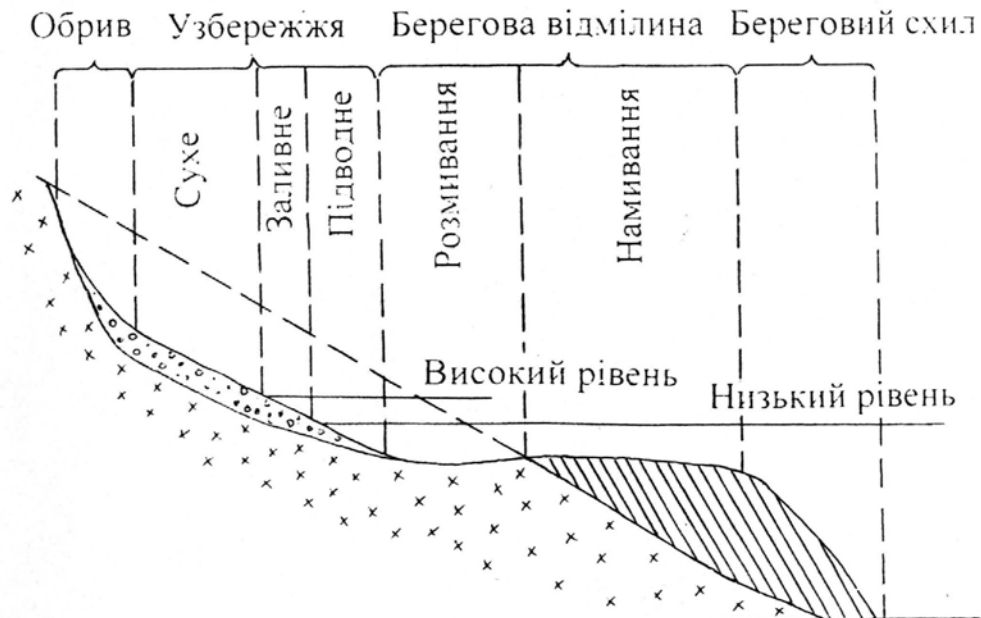


Рис. 12. Розчленування озерного ложа

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

Берегова відмілина – закінчується підводним схилом, і є межею між схилом і дном озерного ложа; верхня частина берегової відмілини відповідає нижній межі впливу на берегову область хвильового прибою.

Часто узбережжя і берегову відмілину називають літораллю – це мілководдя. За мілководдям знаходиться підводний схил (або сублітораль) – розташований між літораллю і профундаллю. Профундаль або глибинна область займає найглибшу частину дна, якої хвилювання не досягає.

Морфометричними характеристиками озера називаються абсолютні й відносні величини, які характеризують форму й розміри озерної улоговини та кількість води, що її заповнює. До них належать:

1. **Площа озера** або поверхня дзеркала води характеризує площу водної поверхні $F_{оз}$, яка залежить від зміни рівня води і визначається за картою планіметром або палеткою.

2. **Довжина озера** – найкоротша відстань між найбільш віддаленими точками його берегової лінії. Ця лінія може бути прямою або кривою.

3. **Ширина озера** $V_{оз}$ – відстань між протилежними берегами озера. Найбільша ширина V_{max} визначається як найбільший перпендикуляр до лінії довжини озера, а середня ширина $V_{сер}$ – це відношення площі озера $F_{оз}$ до довжини L :

$$V_{сер} = F/L.$$

4. Довжина берегової лінії $L_{бер}$ – довжина урізу води, вимірюється циркулем або курвіметром.

5. Глибина озера $h_{оз}$ – це відношення об'єму води до площі дзеркала:

$$h_{оз} = \omega / F_{оз}.$$

6. Ступінь порізаності берегової лінії (κ) – відношення довжини берегової лінії L до довжини кола L_1 із площею, яка дорівнює площі озера $F_{оз}$:

$$\kappa = \frac{L}{2\pi\sqrt{F_{оз}/\pi}}.$$

7. 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.

5.3. Водний баланс озер

Водний баланс – це рівновага, яка існує між зміною об'єму води в озері за певний час і кількістю води, що надходить до озера і витрачається за той же час.

Складовими прибуткової частини водного балансу озера є атмосферні опади (x), поверхневий притік ($u_{пов}$), конденсація водяної пари на дзеркало озера ($Z_{конд}$), підземний притік ($\omega_{пр}$). Складовими витратної частини водного балансу стокових озер є поверхневий стік з озера ($u_{ст}$), підземний стік (фільтрація) з озера ($\omega_{ст}$), випаровування з поверхні озера ($Z_{вип}$). Зміна запасів води в озері позначається через $\pm\Delta u$.

Отже рівняння водного балансу для стокових озер має такий вигляд:

$$x + u_{пов} + \omega_{пр} + Z_{конд} = u_{ст} + Z_{вип} + \omega_{ст} \pm \Delta u.$$

Для безстічних озер рівняння водного балансу має такий само вигляд, але без поверхневого 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.

5.4. Коливання рівня води в озерах

Коливання рівня води в озерах із причин, що викликають їх, можна поділити на дві групи:

- 1) коливання рівня води в озерах, що спричиняються зміною співвідношення елементів водного балансу, тобто зміною водної маси озера;
- 2) коливання рівня води в озерах, які не пов'язані зі зміною водної маси, тобто ті, які відбуваються при постійному об'ємі водної маси, це так звані **денівеляції**.

Коливання рівня першої групи пов'язані перш за все з кліматичними причинами і тому зміна рівня як і кліматичні зміни можуть бути віковими, багаторічними та сезонними.

Коливання рівня другої групи пов'язані перш за все зі згінно-нагінними денівеляціями рівня, обумовлені вітрами або сейшовими коливаннями. Такі коливання мають короткочасний характер.

Вікові та багаторічні коливання рівня озер. Головна причина таких коливань – кліматична, тому вивчення вікових і багаторічних коливань рівня озер може служити і непрямим доказом існування кліматичних змін зволоженості території.

Загальновідомі вікові й багаторічні коливання рівня Каспійського й Азовського морів, обумовлені як кліматичними, так і антропогенними факторами.

Сезоні коливання рівня озер. Ці коливання також пов'язані переважно зі змінами складових водного балансу озер. Підвищення рівня озер відбувається в період підвищеного притоку вод в озера, обумовленого типом внутрірічного річкового стоку.

Величина сезонного коливання рівня озера залежить від площі поверхні озера і питомого водозбору: із зменшенням площі озера й збільшенням питомого водозбору вона збільшується.

Короткочасні коливання рівня озер. Коливання рівня цього виду можуть бути обумовлені згінно-нагінними явищами, сейшами, коливаннями атмосферного тиску.

Вплив вітру викликає підвищення рівня води у навітряного (нагін) і зниження рівня води у підвітряного (згін) берега. При тривалому стійкому вітрі виникає перекид водної поверхні з уклоном у бік, протилежний напрямку вітру.

Нерівномірний розподіл атмосферного тиску також створює перекид рівня води. При цьому рівень води веде себе як “зворотний барометр”, підвищується при зниженні і знижується при підвищенні атмосферного тиску.

Після припинення дії вітру або вирівнювання градієнтів атмосферного тиску маса води в озері, прагнучись повернутися до стану рівноваги, починає випробувати поступово загасаючі коливання руху – *сейші*. Пункти, де коливання рівня максимальні, називаються *пучностями*, а де рівень незмінний – *вузлами*.

5.5. Рух озерної води

Рух озерної води може бути коливальним (сейші, хвилі) або поступальним (течії, згони, нагони, перемішування). У природі ці два види руху спостерігаються одночасно.

Хвилювання на озерах

Один із найпоширеніших видів коливального руху води є *хвилювання*, яке виникає під впливом вітру. За зовнішньою формою хвилі зазвичай бувають тримірні та двомірні. **Неправильні, тримірні** хвилі (добре виражений фронт хвилі відсутній), більш стрімкі, ніж на морі. **Правильні** або **двомірні** хвилі, які з'являються на воді під час слабкого вітру з незначним періодом і дуже малими розмірами. Це – капілярні хвилі, або *брижі*. В усіх послідовних стадіях розвитку вітрові хвилі є гравітаційними. Хвилі, які поширюються на водній поверхні за інерцією (після закінчення вітру або ті, що виходять із зони його впливу), називаються *хвилями зябі*. Зяб на озерах спостерігається рідко, переважно на великих озерах (на Ладозькому, Іссик-Кульському).

Круг іст ь хвилі – це відношення висоти хвилі до її довжини. *Довжина хвилі* – це відстань між двома вершинами або двома улоговинами. *Висота хвилі*

лі – це різниця між двома вершинами або улоговинами. Навітряний схил хвилі крутіший, ніж підвітряний.

Висота хвилі на озерах менша, ніж на морях та океанах. Максимальна висота хвилі на великих озерах досягає 3-4 м, іноді – 5-6 м (оз. Мічіган – 6.9 м, Ладозьке – 5.8 м). Хвилі на озері круті.

Глибина поширення хвиль від вітру на озерах обмежується кількома метрами, а на великих озерах досягає 20 м. Так, наприклад, на оз. Байкал хвилі поширюються до глибини 8-10 м, а на Женевському озері – до 9 м.

Під дією вітру виникають згінно-нагінні коливання рівнів. На малих озерах вони невеликі і займають обмежені площі. На великих озерах (Байкал, Онезьке, Аральське, Каспійське) коливання рівнів при згонах і нагонах досягають декількох десятків сантиметрів, а інколи більше метра.

Сейші

Сейші – це стоячі хвилі на водоймах. Вони виникають при згонах і нагонах, різкій зміні атмосферного тиску в окремих частинах озера, при сейсмічних рухах. При сейшах відбуваються коливальні рухи усієї маси води, причому поверхня водойми набуває похилу, то в один, то в інший бік. Нерухома вісь, відносно якої коливається водна поверхня, називається *вузлом* сейші. Залежно від кількості вузлів сейші бувають *одновузлові* та *багат о вузлові*.

Амплітуда, період і довжина сейші 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, тому і період сейші короткий, а в таких самих озерах, але мілких, період сейші подовжується. Амплітуда сейшу змінюється від кількох сантиметрів до метра і більше. Так, на Каспійському, Аральському морях відомі сейші заввишки до 1 м; на Байкалі – 5-7 см, іноді – 14 см, а період їх – близько 5 годин.

Течії в озерах

Основними причинами течій в озерах є вітер; стік річок, що впадають в озеро; нерівномірний розподіл температури і мінералізації води, а також атмосферного тиску.

Ст окові т ечії виникають під впливом притоку річкових вод в озеро чи відтоку озерних вод у річку, що витікає з озера. В обох випадках утворюється похил водної поверхні в озері, внаслідок чого і відбувається рух води.

Стокові течії на великих озерах простежуються на різних відстанях від гирла або витоку річок залежно від швидкості їхньої течії і витрат води. Так, за даними Г. Ю. Верещагіна, стокові течії у районі витоку Ангари відзначаються в Байкалі лише за 3 км, а води Селенги формують течії тільки влітку і на відстані 30 км від гирла.

Віт рові т ечії в озерах відзначаються значною несталістю. Це є наслідком мінливості вітрового режиму (напрямку і швидкості вітру), та впливу на течії індивідуальних особливостей самого озера (розмірів озерної улоговини, конфігурації берегів, рельєфу дна). Швидкість вітрових течій в озері вимірюється сантиметрами чи дециметрами за секунду.

Вітер викликає також згінно-нагінні денівеляції рівня: виникаючі перекося рівня створюють так звані *компенсаційні течії*, що розвиваються нижче рівня шару води, охопленого вітровою течією, і протилежно йому направлені. великих озерах біля довгих прямолінійних берегів компенсаційна течія має напрямок уздовж берега, а в малих озерах, бухтах, звуженнях – протилежний напрямку вітрової течії.

Після припинення вітру на багатьох озерах виникають сейші, що супроводжуються сейшовими течіями.

Вітер створює також *хвильові течії*, які збігаються з напрямком поширення хвиль.

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

Густинні течії можливі лише у великих озерах із чітко вираженою горизонтальною температурною неоднорідністю. В цих умовах виникають горизонтальні градієнти густини, які є причиною перемішування води, тобто сприяють появі густинної циркуляції. Так, у Ладозькому озері виявлена циклональна циркуляція, яка охоплює майже усе озеро, за винятком південної мілководної частини, де температура на акваторії змінюється мало. Максимальні поверхневі швидкості цієї течії близько 25-30 см/с. З глибиною швидкість зменшується і на глибині 50 м течія практично відсутня.

Перемішування в озерах

Фізичними причинами вертикального перемішування води в озерах є різниця густини води, що викликає конвективне перемішування.

Конвект ивне перемішування спостерігається в озерах із прісною або солонуватою водою при порушенні густинної стійкості водних мас, яка викликана, наприклад, весняним нагріванням чи осіннім охолодженням поверхневого шару води температури найбільшої густини. *Динамічне перемішування* виникає під дією вітру (хвилювання, вітрові течії). Вертикальна щільнісна стратифікація в озерах перешкоджає динамічному перемішуванню.

5.6. Термічний режим озер

Термічний режим – це закономірні коливання температури у водних об'єктах. Температурний режим озерних вод залежить від співвідношення між надходженням і витратою тепла, від розподілу цього тепла в озерній воді, що залежить від географічного положення озера, пори року, динаміки озерних вод та інших причин.

Для більшості озер головними джерелами тепла, які надходять на водну поверхню, є такі: сонячна радіація (θ_c^+), турбулентний теплообмін з атмосферою ($\theta_{\text{атм}}^+$), надходження тепла від донних ґрунтів ($\theta_{\text{гр}}^+$), із річковим стоком ($\theta_{\text{річ}}^+$), із підземними водами ($\theta_{\text{під}}^+$), виділення теплоти при конденсації водяної пари ($\theta_{\text{конд}}^+$) та при льодоутворенні ($\theta_{\text{льод}}^+$).

Теплота витрачається в озерах на випаровування ($\theta_{\text{вип}}^-$), на ефективне випромінювання (I), при передачі тепла в атмосферу в процесі турбулентного теплообміну ($\theta_{\text{атм}}$), надходження тепла до ґрунту дна озера ($\theta_{\text{гр}}^-$), на танення льоду ($\theta_{\text{льод}}^-$), вноситься річковими ($\theta_{\text{річ}}^-$) та підземними водами ($\theta_{\text{під}}^-$).

Отже рівняння теплового балансу озера має такий вигляд:

$$(\theta_{\text{с}}^+) + (\theta_{\text{річ}}^+) + (\theta_{\text{під}}^+) + (\theta_{\text{конд}}^+) + (\theta_{\text{льод}}^+) + (\theta_{\text{атм}}^+) + (\theta_{\text{гр}}^+) = I + \theta_{\text{атм}}^- + (\theta_{\text{гр}}^-) + (\theta_{\text{вип}}^-) + (\theta_{\text{льод}}^-) + (\theta_{\text{річ}}^-) + (\theta_{\text{під}}^-) \pm \Delta\theta,$$

де $\pm \Delta\theta$ – тепловий вміст води в озері.

Унаслідок коливання основних елементів теплового балансу запаси тепла в озерах періодично змінюються, тому вода в них нагрівається або охолоджується.

Термічна класифікація озер

За термічним режимом або за класифікацією Фореля Ф. А. усі прісноводні водойми світу поділяють на три групи:

полярні (або холодні) – із температурою протягом року нижче 4°C та з переважанням зворотної температурної стратифікації;

тропічні (або теплі) – із температурою протягом усього року вище 4°C і з переважанням прямої температурної стратифікації;

озера в умовах помірною клімату – із температурою вище 4°C і з прямою температурною стратифікацією влітку та з температурою нижче 4°C і зворотною температурною стратифікацією взимку.

Д. Хатчисон, врахувавши характер вертикальної густинної циркуляції у водоймі, обумовленій нагріванням або охолодженням вод, декілька удосконалив термічну класифікацію Фореля. Він виділив озера: **аміктичні**, які перебувають увесь рік під льодом, по вертикалі ніколи не перемішуються; **голоміктичні**, піддані вертикальному перемішуванню до самого дна; **мероміктичні**, в яких із-за значної різниці в щільності поверхневих і глибинних шарів, викликаних різницею їх мінералізації, перемішування охоплює лише верхній шар. Голоміктичні озера підрозділяються на мономіктичні і диміктичні. *Мономіктичні* озера перемішуються по вертикалі лише один раз за рік: або влітку (це теплі озера за класифікацією Фореля), або взимку (холодні озера). *Диміктичні* озера перемішуються два рази за рік – навесні і восени; це озера помірною клімату за класифікацією Фореля.

Термічний режим озер в умовах помірною клімату

У режимі температури води в озері в умовах помірною клімату виділяють чотири сезони: весняного нагрівання, літнього нагрівання, осіннього охолодження, зимового охолодження. Якщо температура води з глибиною підвищується, то в озері встановлюється зворот на температуру стратифікація, яка характерна для зимового періоду. У поверхневому шарі температура близь-

ка до 0°C , у придонному шарі – біля $3-4^{\circ}\text{C}$. Якщо температура води зменшується від поверхні озера до дна – пряма температурна стратифікація, яка характерна для літа (рис. 13).

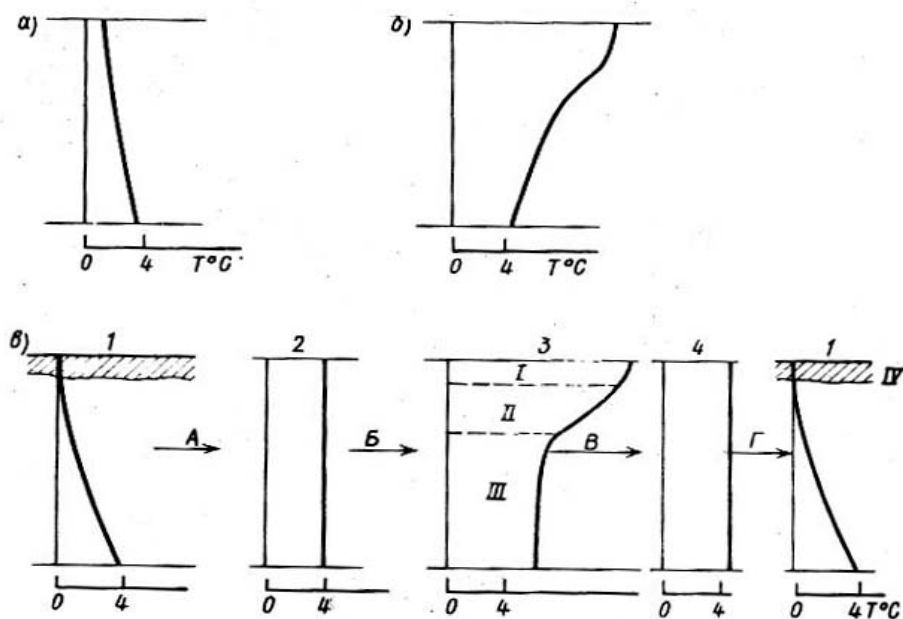


Рис. 13. Схема температурної стратифікації в озерах полярних (а), тропічних (б), помірного клімату(в): 1 – зворотна температурна стратифікація, 2 – весняна гомотермія, А – весняне нагрівання, Б – літнє нагрівання, В –осіннє охолодження, Г – зимове охолодження, I – епілімніон, II – металімніон, III –гіполімніон

Найбільш високої температури набуває поверхневий шар води (епілімніон). Нижче цього шару є проміжний шар, у межах якого відбуваються різке зниження температури та підвищення густини води зі збільшенням глибини - металімніон. Шар водної товщі, розташований нижче ніж температурний стрибок, із слабким перемішуванням води і незначною зміною температури із збільшенням глибини - гіполімніон.

Навесні та восени вся товща води має однорідну температуру. Такий стан води в озері називається гомотермією. У період весняного нагрівання температура води у поверхневому шарі підвищується. Цей процес починається, коли озеро вкрите ще кригою, і триває після танення льодового покриву. Коли температура поверхневого шару стане вище температури нижче розташованих шарів, порушиться вертикальна густина стійкість: більш тепла і більш щільна вода починає опускатися, а менш тепла і менш щільна – підніматися до поверхні. Виникає інтенсивне вертикальне конвективне перемішування, яке призведе до вирівнювання температури по вертикалі (рис. 13, в,2), настає весняна гомотермія (зазвичай при температурі від 2 до 4°).

У період осіннього охолодження температура у поверхневому шарі знижується. Після того як вона стане нижчою за температуру нижче розташованих шарів, більш щільні води починають опускатися униз, виникає активне конвективне перемішування і установлюється осіння гомотермія (рис. 13, в, 4). Гомотермія зазвичай установлюється при температурі біля 4°C , а інколи (під час си-

льного вітрового впливу на поверхню озера) і при більш вищій температурі (5-6°C і вище).

У процесі нагрівання й охолодження вод озера відмічається велика горизонтальна неоднорідність, особливо на великих озерах. На мілководді біля берега вода нагрівається швидше й швидше охолоджується. У центральних районах озера завдяки інерційності теплових процесів у великих об'ємах води температура змінюється більш повільно.

Найбільш характерна горизонтальна неоднорідність температури спостерігається в умовах помірного клімату восени та на весні. У процесі весняного нагрівання температура води біля берега швидше досягає 4° С, ніж у центральній частині озера. Під час подальшого нагрівання, між береговими водами, які нагріті більше 4° С і водами центральної частини озера, де температура нижче 4° С формується **термічний бар** – вертикальний пояс із температурою води 4° С.

Звертають на себе увагу такі основні особливості внутрірічного ходу температури води в озері. По-перше, зміни температури на поверхні води відстають від змін температури повітря. По-друге, від'ємні значення температура води у прісноводному озері приймати не може, тому середня річна температура води у поверхневому шарі озера вища, ніж середня річна температура повітря. По-третє, розмах коливань температури води у поверхневому шарі значно більший, ніж на глибині. Якщо біля поверхні ця величина може досягати 15-20°C і навіть 20-25°C, то на дні глибокого озера – лише 2-4°C. Зміни температури на глибині завжди відстають за часом від її зміни у шарах, що розташовані вище.

Добові коливання температури води, як і сезонні, також загасають з глибиною.

Перерозподіл тепла в озері, нагрівання й охолодження водної маси в ньому, відбуваються під впливом динамічного та конвективного перемішування, течій і хвилювання.

5.7. Льодовий режим озер

Озера за характером льодового режиму в залежності від кліматичних умов поділяють на чотири групи:

- 1) озера, які не мають льодових явищ;
- 2) із нестійким льодоставом;
- 3) із стійким льодоставом узимку;
- 4) із льодоставом протягом року.

В озер із стійким льодоставом виділяють три характерні періоди льодового режиму: *замерзання* (осінні льодові явища), *льодостав*, *скресання* (весняні льодові явища).

Основні льодові утворення на озері такі як і на річках. Осінні льодові явища починаються найбільш швидко в прибережних районах озера. На відмілинах біля берега виникають *забереги*. На великих озерах ці льодові утворення називають *припаєм*. Утворенню заберегів і припаю перешкоджає хвилювання.

Озерний лід має шарувату будову. Безпосередньо на поверхні води лежить прозорий *водний крист алічний лід*, на якому у випадку виходу води по тріщинах утворюється мало прозорий *водно-сніговий лід* із просоченого водою

снігу. Під час підтавання та послідуєчого змерзання снігу, що лежить на льоду, формується *сніговий лід*.

Танення і руйнування льоду на озерах відбувається під дією сонячної радіації, теплообміну льоду з атмосферою і з водою самого озера, що нагрівається, теплоти, що надходить із талими сніговими, дощовими і річковими водами. У ряді випадків помітний вплив мають і механічні фактори – течії, хвилювання, вітер. Оскільки лід на озерах сходить пізніше, ніж на річках, то на річці, яка витікає з озера можна спостерігати два льодоходи: “річковий” і “озерний”.

5.8. Хімічний склад озерних вод

Рівняння хімічного (сольового) балансу має такий вигляд:

$$R_{\text{річ}}^+ + R_{\text{підз}}^+ + R_x = R_{\text{річ}}^- + R_{\text{підз}}^- + R_{\text{вітр}} + R_{\text{ос}} \pm \Delta R,$$

де $R_{\text{річ}}^{\pm}$, $R_{\text{підз}}^{\pm}$ – надходження та витрати солі з поверхневим та підземним стоком;

R_x – надходження солі з атмосферними опадами;

$R_{\text{вітр}}$ – винесення солі з поверхні озера вітром;

$R_{\text{ос}}$ – кількість солі, що осідає на дні озера;

$\pm \Delta R$ – зміна кількості солі у воді озера за проміжок часу.

Для стічних озер найбільший внесок до сольового балансу мають надходження і витрати солі за рахунок річкового стоку.

Для мінералізованих безстічних озер посушливої зони у прибутковій частині рівняння зростає роль притоку солі з підземним стоком, а у витратній – осадження солі та винесення солі вітром.

У воді озер тундри переважають іони HCO_3^- , в озерах лісової зони – HCO_3^- і Ca^{2+} , в озерах степової зони – SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ і K^+ , в озерах пустелі – Cl^- і Na^+ .

Для зони недостатнього зволоження характерні *мінеральні озера*, у воді яких переважають окремі хімічні сполуки. Воду мінеральних озер називають *розсол* або *ропою*. За походженням ропи мінеральні озера поділяються на морські й континентальні. Склад води озер морського походження спочатку подібний до складу морської води, потім поступово він під впливом кліматичних факторів (опад, випаровування, температура тощо) і поверхневого річкового стоку змінює свій склад. 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 і підземними водами.

Окрім розчинених солей вода озер утримує біогенні речовини (сполуки азоту, фосфору, кремнію, заліза тощо), розчинені гази (кисень, азот, сірководень тощо); органічні речовини.

Гази надходять у воду або з атмосфери, розчиняючись у верхніх шарах води, або утворюються внаслідок біохімічних процесів, які відбуваються у водній масі озера. В озерну воду кисень надходить з атмосфери, а також за рахунок фотосинтезу. На глибину озера кисень проникає під час осіннього та весняного перемішування.

Збагачення товщі води киснем відбувається під час інтенсивного вертикального конвективного і динамічного перемішування (зазвичай у період весняної і осінньої гомотермії).

Вуглекислий газ утворюється в усій товщі озера, а використовується у верхніх шарах, тому його найменше біля поверхні води.

Сірководень виникає в придонних шарах деяких озер при розкладанні органічних речовин за відсутністю кисню.

Інтенсивність і спрямованість газообміну водойми з атмосферою визначається ступінню насиченості води газами, що у свою чергу залежить від розчинності газу при визначених значеннях температури і тиску. Якщо вода поверхневого шару озера не зовсім насичена, наприклад, киснем, то відбувається його поглинання з атмосфери; якщо ж вода перенасичена киснем, то частина його відходить в атмосферу.

5.9. Гідробіологічна характеристика озера

Озеро багате на водні організми (гідробіонти). Місце знаходження організмів називають біотопом. У водоймах суші виділяють два біотопи – дно (бенталь) і водну товщу (пелагіаль).

У залежності за пристосуванням біотопів до умов існування розрізняють чотири групи: нейстон, планктон, нектон і бентос.

Нейстон – це мікроорганізми, які живуть у плівці поверхневого натягу, та організми, що частково виходять за межі поверхневої плівки у повітря й воду (подібно рясці).

Планктон – це організми, які не здатні самостійно рухатися в товщі води (бактерії, водорості, макроскопічно малі істоти). Вони пасивно пересуваються турбулентним потоком.

Нектон – це організми, які здатні самостійно рухатися (риби).

Бентос – це населення дна озера, яке пристосувалося до життя на дні або на незначній від дна глибині (рослини прибережних заростей, хробаки, молюски).

Серед мешканців вод озер розрізняють організми, що живляться мінеральними речовинами і утворюють органічні речовини (автотрофи), й організми, які живляться готовими органічними речовинами (гетеротрофи).

Для озер в умовах помірного клімату типове тяжіння деяких видів водної рослинності до глибин: осока росте на березі і на глибинах, що не перевищують 10-20 см, очерет росте до глибини біля 1 м, комиш - 2, латаття – 2.5, рдест – біля 3 м.

Часто озера заростають у вигляді сплавин. Сплавини складаються з рештки різних мохів і рослин, на яких поселяються земноводні та інші рослини. Утворюються сплавини на поверхні озер лісової зони. Відмирання рослин є однією з причин підвищення дна й обміління озера, а внаслідок цього, в свою чергу, складаються несприятливі умови для проростання рослин. Завдяки цьому одна рослинна зона змінюється іншою доти, пока озерна рослинність не зміниться болотною.

Для озер в умовах помірного клімату характерні також внутрірічні зміни гідробіологічних процесів. Підвищення температури повітря і води у весняний

період приводить до початку вегетації макрофітів, у водній товщі – до розвитку фітопланктону (першому “цвітінню” води). У другій половині літа при максимальній температурі води настає новий період бурного розвитку фітопланктону і друге “цвітіння” води. Вслід за розвитком фітопланктону відбувається і збільшення кількості зоопланктону. Влітку активно розвивається і бентос. Зі зниженням температури повітря і води восени починають відмирати макрофіти, скорочується біомаса озера. Випробують сезонний цикл життєдіяльності і риби, у яких нерест відбувається зазвичай навесні та влітку; взимку багато риб впадає в так зване холодне заціпеніння.

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

Біологічна продуктивність – це властивість водойми відтворювати органічну речовину у вигляді живих організмів.

5.10. Оптичні явища в озері

Вода в озера ніколи не буває абсолютно чистою, в ній завжди є завислі мінеральні частки і розчинені солі, мікроорганізми, рештки планктону, речовини в колоїдному стані. Вода, насичена завислими частками, поглинає насамперед сині промені, а вглиб проникають зелені промені. При значній кількості наносів інтенсивно розсіюються не тільки сині, а й зелені промені, вода набуває синьо-зеленого кольору. При ще більш значній мутності починається розсіюватись і червона частина спектра, вода стає жовтого або бурого кольору.

Прозорість озерних вод – це властивість води пропускати вглиб світлові промені і залежить від фізичних властивостей води, наявності у воді завислих наносів, планктону тощо. Найбільш прозорі глибокі озера розташовані в гірських районах. Найпрозорішим озером у світі є оз. Байкал, прозорість якого становить 40.2 м.

Від прозорості води залежить її колір. Колір води різнобарвний: від синього, синьо-зеленого в глибоких озерах із чистою водою до жовто-синьо-зелених відтінків у мілководних і менш чистих озерах та коричневих – у болотних озерах.

5.11. Донні відкладення озерної улоговини

На дні та схилах улоговин озер весь час відбувається накопичення відкладів. Матеріалом для формування озерних відкладів є продукти ерозії ґрунтів, руйнування берегів, рештки відмерлих організмів, господарська діяльність людини тощо. Отже, рівняння балансу наносів має такий вигляд:

$$R_{річ}^{+} + R_{бер} + R_e + R_{від} = R_{річ}^{-} + R_{ак} \pm \Delta R,$$

де $R_{річ}^{\pm}$ – надходження та винесення наносів із річковим стоком;

$R_{бер}$ – унаслідок руйнування берегів;

R_e – еолове принесення;

$R_{від}$ – рештки відмирання живих організмів;

$R_{ак}$ – акумуляція на дні;

$\pm \Delta R$ – зміна вмісту суспензій у воді.

Акумуляція наносів на дні приводить до формування донних відкладів, які за походженням часток, що їх складають, поділяються на *теригенні* (переважно це мінеральні частки, що надходять із водозбору і берегів озера), *біогенні й хемогенні*, які є результатом гідробіологічних і гідрохімічних процесів у водній товщі озера.

За складом донні відклади поділяють на *мінеральні* (пісок, мінеральний мул, солі), *сапропелі* (біогенні мули) і *торф'янисті і мули*. *Сапропель* (гнилий мул) містить переважно рештки нижчих рослин і тварин із більш-менш значними домішками мінеральних часток та вищих рослин. Мули типу сапропелю характерні для евтрофних озер, багатих на поживні речовини, це озера лісової зони. Потужність їх мулу може досягати 30 м. Сапропель використовується як добриво, додають до корму для худоби.

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

У розподілі відкладів в озерній улоговині існує певна закономірність, що пов'язана з механічним складом наносів. Крупність наносів зменшується в напрямку від берегів до центра улоговини: галечник, галечниково-піщані відклади, мулисто-піщані відклади.

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.

5.12. Водні маси озер

Основні властивості водної маси у водоймі – її генетична однорідність. За генезисом виділяють два типи водних мас: первинні та основні.

Первинні водні маси озер формуються на їх водозборах і надходять до водойми у вигляді річкового стоку. Властивості цих водних мас залежать від природних умов водозборів і змінюються по сезонах у залежності від гідрологічного режиму. Основна особливість первинної водної маси фази повені – низька мінералізація, підвищена мутність води, достатньо високий уміст розчиненого кисню. Температура первинної водної маси в період нагрівання зазвичай вища, ніж у водоймі, і нижча в період охолодження.

Основні водні маси формуються безпосередньо у водоймі; їх характеристики відображають особливості гідрологічного, гідрохімічного і гідробіологічного режимів водойм. Частку властивостей основні водні маси спадкують від первинних водних мас, частку набувають внаслідок процесів, які відбуваються всередині водойми, а також під впливом обміну речовиною і енергією між водоймою, атмосферою та ґрунтами дна. У межах основної водної маси водойми в окремі сезони року виділяють її модифікації: поверхневу, проміжну, глибинну та придонну. Модифікації основної водної маси визначаються перш за все розходженнями за температурою води по глибині водойми, вмістом кисню і органічних речовин.

Поверхнева водна маса – це верхній найбільш нагрітий шар води (епілімніон), *глибинна водна маса* – зазвичай найбільш потужній і відносно однорідний шар більш холодної води (гіполімніон), *проміжна водна маса* відповідає шару стрибка температури (металімніон), *придонна водна маса* – це вузький шар води на дні з підвищеною мінералізацією та специфічними організмами.

Унаслідок взаємодії первинної (річкової) та основної (озерної) водних мас формується зона змішування, в якій одна водна маса трансформується в іншу. В межах цієї зони знаходиться гідрологічний фронт – це відносно вузька смуга з найбільшими горизонтальними градієнтами основних характеристик води (мінералізація, температура та ін.). Гідрофронт розділяє різні водні маси.

Контрольні запитання:

1. Що вивчає гідрологія озер?
2. Що таке озеро?
3. Класифікація озер:
 - 3.1. За походженням.
 - 3.2. За розмірами поверхні дзеркала води.
 - 3.3. За ступенем сталості.
 - 3.4. За співвідношенням складових частин рівняння водного балансу.
 - 3.5. За термічним режимом.
 - 3.6. За хімічним складом води.
 - 3.7. За умовами живлення водних організмів.
- 3.8. За характером водообміну.
4. Які основні морфометричні характеристики озера?
5. Що таке площа озера?
6. Що таке довжина та ширина озера?
7. Що таке довжина берегової лінії?
8. Що таке глибина озера?
9. Що таке ступінь порізаності берегової лінії?
10. Що таке вітрове хвилювання?
11. Що таке сейші?
12. Як виникають течії?
13. Як відбувається перемішування води в озерах?
14. Особливості термічного режиму озер.
15. Що таке епілімніон?
16. Що таке металімніон?
17. Що таке гіполімніон?
18. Класифікація Фореля Ф..А.
19. Типи озер за хімічним складом води.
20. Типи донних відкладів озерної улоговини.
21. Що таке теригенні відклади?
22. Що таке біогенні й хемогенні відклади озер?
23. Що таке мінеральні відклади?
24. Що таке сапропель?
25. Що таке торф'янистий мул?

26. Як змінюється крупність наносів у напрямку від берега до центра улоговини?
27. На які групи поділяють коливання рівня води в озерах, із причин, що їх викликають?
28. Рівняння хімічного (сольового) балансу озер.
29. Рівняння балансу наносів.
30. Формування водних мас озер.
31. Що таке первинні водні маси?
32. Що таке основні водні маси?
33. Які виділяють модифікації у межах основної водної маси водойми?
34. Що таке зона змішування?
35. Що таке гідрологічний фронт?
36. Формування основних типів берегів озер.
37. Гідробіологія озер.

Література

1. Загальна гідрологія. Підручник / Левківський С. С., Хільчевський В. К., Ободовський О. Г. та ін. – К.: Фітосоціоцентр, 2000. – 264с.
2. Богословский Б. Б. Озероведение. – М., 1960. – 335с.
3. Викулина З. А. Водный баланс озер и водохранилищ Советского Союза. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 176с.
4. Зайков Б. Д. Очерки по озероведению. – Л.: Гидрометеиздат, 1955. Ч. 1 – 271с. 1960. Ч.2 – 325с.
5. Михайлов В. Н., Добровольский А. Д. Общая гидрология: Учеб. для геогр. спец. вузов. – М.: Высшая школа, 1991. – 368с.
6. Тихомиров А. И. Термика крупных озер. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 232с.
7. Чеботарев А. И. Общая гидрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1975.–544с.

Блок 6. ГІДРОЛОГІЯ ВОДОСХОВИЩ

Водосховище – це штучна водойма, яка створена для накопичення, зберігання і подальшого використання води та регулювання стоку.

Одне зі стародавніх водосховищ – це водосховище з греблею Садд–ель–Кафара, яке було створено в Єгипті в 2950 – 2750 роках до нашої ери. В наш час на земній кулі їхня кількість більше 60 тис. (табл. 6.1). Загальна площа водосховищ світу біля 400 тис. км². Сумарний повний об'єм водосховищ досягає майже 6,6 тис. км³. Приблизно 95% об'єму усіх водосховищ світу зосереджено у великих водоймах і з повним об'ємом більше 0.1 км³. В наш час таких водосховищ більше 3000. Більшість із них розташовано в Азії і Північній Америці (по 31%), а також в Європі.

Ст авок – штучно створена водойма місткістю не більшою ніж 1 млн м³. В Україні споруджено 1150 водосховищ і 28.8 тис. ставків.

Таблиця 6.1

Найбільші водосховища світу та України

Водосховище	Країна	Об'єм, км ³		Площа, км ²
		повний	корисний	
Вікторія	Уганда, Танзанія, Кенія	205	205	76000
Братське	Росія	169	48.2	5470
Кариба	Замбія, Зімбабве	160	46.0	4450
Насер (Саддель-Аалі)	Єгипет, Судан	157	74.0	5120
Вольта	Гана	148	90.0	8480
Каховське	Україна	18.18	6.78	2150
Кременчуцьке	Україна	13.52	8.97	2250

6.1. Типи водосховищ

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

1. **За морфологією ложа водосховища** (згідно з К. К. Едельштейну) бувають:

а) *долинні* – водосховища, ложем яких є частина річкової долини. Для них характерна наявність похилого дна і збільшення глибин від верхньої частини водойми до греблі. Вони поділяються на:

- *руслові* – в межах русла та низької заплави річки;

- *заплавно-долинні* – затоплені русла, висока заплава, а інколи й надзаплавна тераса;

б) *улоговинні* – водосховища, що розташовані в западинах і пониззях місцевості і відгороджені від русла річки, від моря, затоках, лиманах, лагунах, а також у штучних кар'єрах (копанках, кар'єрах).

Водосховища, площа яких не перевищує 1 км², називаються **ставками**.

2. **За способом заповнення водою** водосховища можуть бути *загат ними* (водосховища, які заповнюються водою водотоку, на якому вони розташовані) та *наливними* (коли вода до них подається з іншого водотоку або водойми).

3. **За географічним положенням** водосховища бувають:

а) *гірські* – які створюють на гірських річках; вони вузькі, глибокі та мають напір до 300 м і більше (Нурецьке, Рогунське);

б) *передгірські* – висота напору 50-100 м (Красноярське, Братське);

в) *рівнинні* – широкі, мілкі, висота напору не більше 30 м (Куйбишевське, Волгоградське, Дніпровські водосховища);

г) *приморські* – в морських затоках, лиманах, лагунах із невеликим напором (опріснена водами Дунаю лагуна Сасик на західному узбережжі Чорного моря на Україні, водосховище Ейсселмер в Нідерландах, утворене в результаті

відділення від Північного моря затоки Зейдер-Зе та його опріснення водами Рейну.

4. За місцем у річковому басейні водосховища поділяють на *верхові* та *низові*. Система водосховищ на річці – *каскадом*.

5. За ступенем регулювання річкового стоку водосховища можуть бути *багат орічного, сезонного, тижневого, добового* регулювання.

6.2. Основні характеристики водосховищ

Основними морфометричними характеристиками водосховищ є: *площа* їхньої поверхні та *об'єм*. Улоговинні водосховища мають округлу форму, долинні – витягнену.

Водосховище розраховується на накопичення певного об'єму води в період заповнення. Підвищення рівня води до оптимальної величини (наприкінці заповнення) називають нормальним підпірним рівнем (НПР). Під час водопілля та високих паводків може спостерігатися перевищення НПР на 0,5-1 м і такий рівень називають – форсованим підпірним рівнем (ФПР). Гранично можливе зниження рівня води у водосховищі є досягання рівня мертвого об'єму (РМО).

Об'єм водосховища, що знаходиться нижче РМО називається мертвим об'ємом (МО). Об'єм водосховища, що знаходиться між НПР та РМО називається корисним об'ємом (КО). Сума корисного та мертвого об'ємів водосховищ – повний об'єм (ПО) або ємність водосховища. Об'єм води, що розташований між НПР і ФПР, – резервним об'ємом води (РО).

У межах водосховища виділяють кілька зон. *Глибоководна (нижня) зона* підходить безпосередньо до греблі. Далі йде *проміжна (середня) зона*, котра може бути глибоководною (при НПР) або мілководною залежно від рівня води. *Верхня (мілководна) зона* займає значну частину рівнинних водосховищ. У місці впадіння річки знаходиться *зона змінного підпору*.

6.3. Водний режим водосховищ

Найхарактернішим показником гідрологічного режиму є *водний баланс*, який можна характеризувати як водний баланс озер. Характерною особливістю водного балансу водосховища є переважання притоку річкових вод у прибутковій частині й переважання стоку вод у витратній частині. На долю опадів припадає лише 2-3 % прибуткової частини (за винятком водосховища Вольта, де на долю опадів припадає 22 %), на долю випаровування - не більше 10% витрат води (за винятком водосховища Вольта – 1570 мм або 25 %).

Для водосховищ, що розташовані в умовах надмірного і достатнього зволоження, $u_{пр} < u_{ст}$, тобто нижче водосховища відбувається деяке збільшення річкового стоку. Навпаки, в умовах недостатнього зволоження, $u_{пр} > u_{ст}$, у водосховищах утрачається частка стоку.

Водосховища відрізняються від озер і більш інтенсивним водообміном завдяки більшій проточності. Для більшості водосховищ СНД коефіцієнт умовного водообміну знаходиться в межах 1-10, тобто період умовного оновлення в

цих водосховищах складає приблизно від 1 року до 1 місяця. Найбільші коефіцієнти умовного водообміну для великих водосховищ такі: Насер – 0,5 - 0,6; Вольта – 0,3 – 0,4; Братське – 0,5 (вода в цих водосховищах оновлюється приблизно 2-3 рази на рік).

Залежно від зміни кількісних характеристик складових частин водного балансу відбуваються й *коливання рівнів води у водосховищах*. У період зимової межени водосховище спорожняється, що призводить до зниження рівнів води, а з настанням водопілля починається накопичення води. Найвищі рівні води бувають під час (або трохи пізніше) максимальних витрат води в річці.

На водосховищах, як і на озерах, доволі звичайні згінно-нагінні коливання рівня. Для долинних водосховищ найбільш значні згінно-нагінні коливання рівня спостерігаються тоді, коли вітер дме вздовж водосховища.

Течії у водосховищах мають багато загального з течіями озер і відрізняються більш складною просторовою структурою та нестаціонарним характером. Найбільш сильні течії інколи спостерігаються у затоплених річкових руслах, а в затоках зустрічаються застійні зони. У водосховищах, які мають велику площу поверхні, спостерігаються сильні вітрові течії, в багатьох водосховищах – густині течії.

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

6.4. Термічний і льодовий режим водосховищ

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

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

Льодовий період на водосховищах, як і в озерах, більш тривалий ніж на річках. Товщина льоду на водосховищах також більша ніж на річках. Якщо водосховище здійснює тижневе або добове регулювання стоку, то часті коливання рівня подовжують період замерзання.

6.5. Гідрохімічний і гідробіологічний режим водосховищ

Особливості гідрохімічного і гідробіологічного режимів водосховищ визначаються переважно такими обставинами: інтенсивністю водообміну, характером ґрунтів і рослинності зон затоплення, підтоплення та режимом накопичення й спрацювання вод, величиною та інтенсивністю коливання рівнів води. Контроль за режимом гідрохімічних і гідробіологічних характеристик водосхо-

вищ дуже актуальний, оскільки багато із них використовують для водопостачання, у тому числі і для пиття.

Істотно впливає на гідрохімічний і гідробіологічний режим водосховищ у перші декілька років і рослинно - ґрунтовий покрив, який залишився під водою після утворення водосховища. Розклад рослин у зоні затоплення може привести до зменшення вмісту кисню у водній товщі, що приведе до загибелі риб.

У зоні надмірного зволоження, де поверхневі води не дуже мінералізовані, а об'єм підземного притоку незначний, зміни в хімічному складі води будуть незначними. В районах недостатнього зволоження, а також у посушливих районах мінералізація води значно змінюється.

6.6. Замулення водосховищ і переформування їх берегів

Водосховища, як і озера, є акумуляторами наносів. Відкладення у чаші водосховищ дрібних (завислих) наносів називають **замуленням**, крупних (тягнених) – **занесенням**. Завдяки замуленню формується товща донних відкладів водосховища.

Інтенсивність відкладення наносів і період замулення водосховища залежить від стоку наносів річки і об'єму водосховища. У рівнинних водосховищах на річках з невеликим стоком наносів щорічне наростання дна незначне. Інтенсивність замулення невеликих водосховищ на річках з великим стоком наносів, особливо в посушливих районах, дуже велика. Наприклад, в США деякі водосховища у пустельній зоні заповнювалися наносами за 10-15 років.

Береги водосховищ за своєю еволюцією поділяють на три групи: абразивні, які зазнають постійного руйнування; стабільні, які не руйнуються; та акумулятивні, які нарощуються за рахунок перевідкладення наносів. На рівнинних річках (Волга, Дніпро) абразивними є 40-50 % берегів, стабільними – 40-50 % і акумулятивними – 5-15 %. Такий розподіл можна пояснити тим, що більшість водосховищ на цих річках достатньо “молоді”, а їхня берегова зона активно формується.

6.7. Водні маси водосховищ

6.8.

У водосховищах, як і в озерах зустрічаються дві водні маси – первинна (річкова) і основна (водна маса самого водосховища), але їх співвідношення різне. Так, в озерах на долю річкової водної маси приходить лише 10-15 % (наприклад, на Онезькому озері), а у водосховищах збільшується до 30-35 % у повінь і до 10-25 % у межень (наприклад, у Рибінському водосховищі). Водні маси водосховищ більш рухомі, ніж в озерах. У водосховищах у призагатній зоні формується специфічна придонна водна маса, як модифікація основної водної маси.

6.9. Вплив водосховищ на річковий стік і природне середовище

В Україні водосховища та ставки створювалися в давні часи, але особливо інтенсивний ріст їх кількості спостерігається у другій половині ХХ століття.

Спорудження водосховищ призвело до збільшення об'єму зарегульованих вод суші майже на 6 000 км³ й уповільнення водообміну приблизно у 5 разів, а водообмін Дніпра уповільнився в 7-11 разів.

Спорудження гребель водосховищ веде до зменшення стоку води в річках. Штучні водойми також змінюють внутрішньорічний розподіл стоку, збільшуючи при цьому меженну його складову. Так, за даними М. І. Львовича, водосховища обумовлюють збільшення меженного річкового стоку на землі на 27 %.

Суттєво зменшився і стік наносів річок у результаті спорудження гребель водосховищ та акумуляції у них наносів. Так, каскад водосховищ на р. Міссісіпі зменшив стік завислих наносів із 450 до 295 млн т.

Водосховища змінюють і термічний режим річок, спричиняють затоплення і підтоплення земель, “цвітінню” води, погіршують умови проходу риби на нерест тощо.

Конт рольні запит ання:

1. Яке призначення мають водосховища?
2. Морфометрія й морфологія водосховищ.
3. Типи водосховищ.
4. Водний режим водосховищ.
5. Водообмін і течії, хвилювання у водосховищах.
6. Термічні та льодові явища.
7. Гідрологічний, гідрохімічний та гідробіологічний режим водосховищ
8. Замулення водосховищ та переформування берегів.
9. Водні маси водосховищ.
10. Вплив водосховищ на річковий стік і природне середовище

Література

1. Авакян А. Б., Салтанкин В. П., Шарапов В. А. Водохранилища. – М., 1987. – 325 с.
2. Богословский Б. Б., Самохин А. А., Соколов Д. П. Общая гидрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 356 с.
3. Водохранилища и их воздействие на окружающую среду. – М., 1986. – 367 с.
4. Загальна гідрологія. Підручник / Левківський С. С., Хільчевський В. К., Ободовський О. Г. та ін. – К.: Фітосоціоцентр, 2000. – 264 с.
5. Кононенко Г. Д. Гідрологія ставків і малих водоймищ України. – К.: Наукова думка, 1991. – 350 с.
6. Малі річки України. – К.: Урожай, 1991. – 294 с.
7. Михайлов В. П., Добровольский А. Д. Общая гидрология. – М.: Высшая школа, 1991. – 368 с.

Блок 7. ГІДРОЛОГІЯ БОЛІТ

Болото – надмірно зволожена земельна ділянка із застоюючим водним режимом, яка має шар торфу не менше 30 см і вкрита специфічною рослинністю.

Загальна площа боліт на земній кулі становить 2.7 млн км² (2 % площі суходолу). Сумарний об'єм болотних вод світу становить близько 11 тис. км³, що у п'ять разів перевищує разовий об'єм води в руслах річок. Найбільш заболочені материки – Південна Америка (70% території) і Євразія (18%).

Загальна площа боліт із відкритою водною поверхнею в Україні становить 939 тис. га, а перезволожених і заболочених земель – 3630,5 тис. га. Найбільше боліт у поліській частині України, де пересічна заболоченість досягає понад 6% території.

До цієї категорії природних утворень відносяться також і заболочені землі.

Походження боліт пов'язане із заростанням водойм (озер, водосховищ, ставків) та із заболочуванням суші.

Заболочування – це процес, який призводить до утворення надмірно зволжених земель та боліт. Виділяють два основних види заболочування суші: затоплення і підтоплення території (рис. 14).

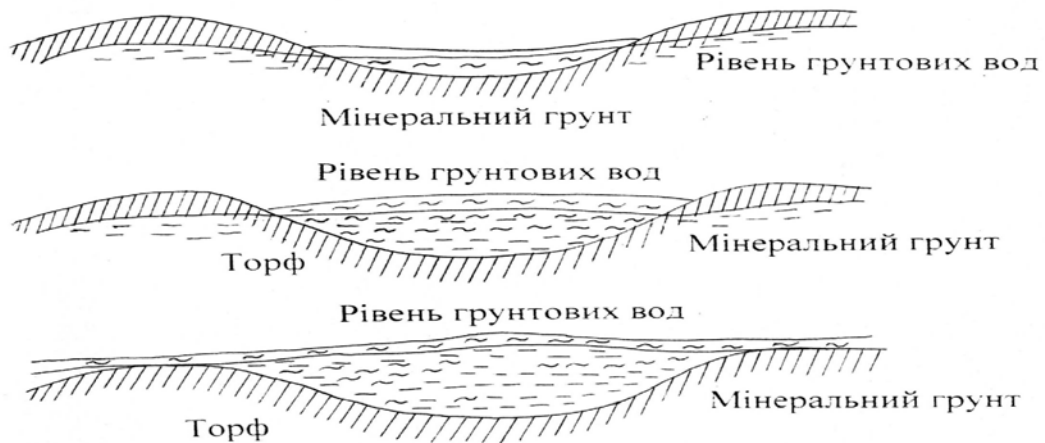


Рис. 14. Заболочування суші

Затоплення – це переважання атмосферних опадів над випаровуванням за відсутністю дренажу, або з незначним поверхневим стоком в умовах зниженого рельєфу.

Підтоплення – це підвищення рівня ґрунтових вод після спорудження гребель на річках, унаслідок надмірного зрошення значних територій та ін.

Заболочені землі – це надмірно зволожені ділянки земної поверхні із шаром торфу завтовшки менше 30 см.

7.1. Типи боліт

Болота поділяють на дві великі групи: *заболочені землі* – це землі з незначним шаром торфу (торфові болота арктичної тундри, очеретяні та осокові болота лісостепу, засолені болота напівпустелі та пустелі, заболочені тропічні ліси тощо) і *торфові болота*, які за характером водно-мінерального живлення, формою поверхні і складом рослинності поділяються на три типи: низинні, перехідні, верхові.

Низинні болота мають ввігнуту або плоску поверхню, що обумовлює застійний характер водного режиму і розповсюджені у знижених формах рельєфу, на місцях колишніх озер або в заплавах річок. Живляться болота за рахунок атмосферних опадів, стоку поверхневих вод з оточуючої території, річкових вод під час паводків і водопілля, ґрунтових вод. Для цих боліт характерна наявність евтрофної рослинності (чорна вільха, береза, осока, очерет тощо). Зольність торфу низинних боліт – 6-7 % (рис. 15,б).

Верхові болота мають опуклу або плоску поверхню. Торф накопичується в центральній частині болота швидше, ніж на краях. Зустрічаються такі болота у зоні вологого клімату і розташовуються на плоских вододілах. Живляться такі болота лише за рахунок атмосферних опадів, вони бідні на мінеральні біогенні речовини і тому до них приурочена оліготрофна рослинність (сфагновий білий мох, пухівка, журавлина тощо). Зольність торфу цих боліт менша 4 % (рис. 15,а).

Перехідні болота – це проміжні болота між низинними і верховими. Поверхня їх слабо опукла або плоска; мінеральне живлення помірне і відповідає вимогам мезотрофних рослин (береза, осока, сфагнові білі мохи).

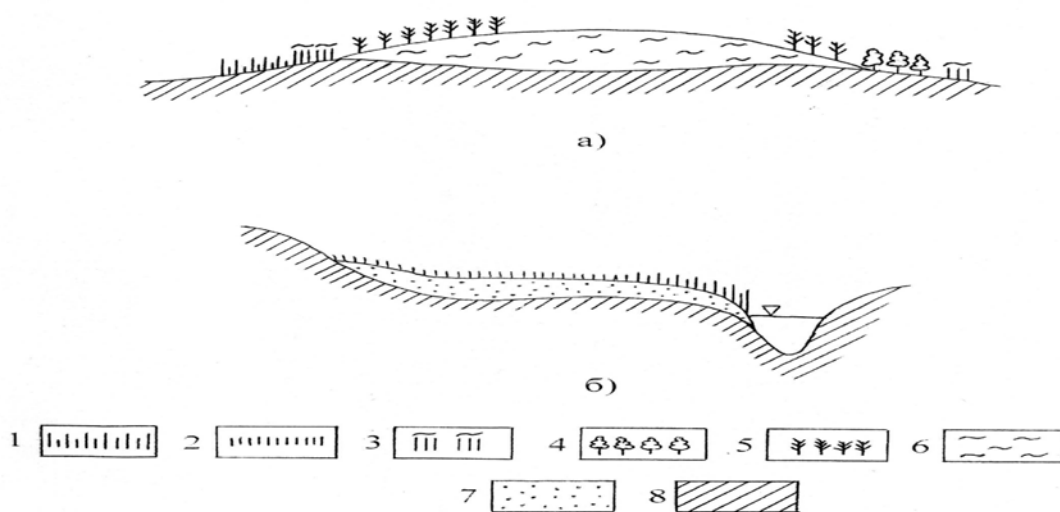


Рис. 15. Схема верхового (а) та низинного (б) торф'яного болота – мікроландшафти: 1 – осокові, осоково-очеретяні, осоково-гіпнові; 2 – сфагнуво-осокові; 3 – сфагнуво-пухівкові; 4 – вільшаники; 5 – сосново-сфагнові; 6 – поклади сфагнового торфу; 7 – поклади очеретяного та осокового торфу; 8 – мінеральний ґрунт.

7.2. Морфологія та гідрографія боліт

Стадії розвитку боліт найкраще простежити на прикладі водойми, яка після заростання перетворюється на болото. Спочатку утворюється низинне болото, багате на мінеральні солі, що сприяє розвитку рослинності. Після відмирання рослин поверхня болота підвищується, доступ вод, багатих на мінеральні солі, скорочується і тому попередня рослинність замінюється на менш вибагливу до умов живлення. З'являється сфагновий мох, що характерний для верхового болота, який живиться атмосферними опадами, бідними на мінеральні солі.

Характерними елементами рельєфу поверхні болота є:

Пасма – це окремі витягнуті в довжину підвищені ділянки болота, і які відокремлені одна від одної такими ж витягнутими в довжину значно обводненими зниженнями (мочарами). Пасма і мочари змінюються через кожні 4-6, іноді через 3-4 м, з'являються на болотних масивах у кінцевій стадії їхнього розвитку і являються наслідком підвищення рівня води в болоті. На їхній поверхні розвинена різна болотна рослинність.

Горби – їх утворення пов'язане з морозним випиранням і спостерігаються на болотах лісотундри. Утворення їх пов'язане з морозним витрищанням. Складені з торфу, під яким знаходиться вічна мерзлота.

Купини та міжкупинні зниження – утворення їх пов'язане з накопиченням торфу і нерівномірною густиною рослинного покриву.

Для болотних масивів характерна наявність внутрішньоболотних водних об'єктів.

Внутрішньоболотна гідрографічна мережа – це поєднання наявних внутрішньоболотних об'єктів: струмків, річок, озер, мікроозер, трясовин.

Струмки та річки утворилися або до заболочування території, або сформувалися в процесі болотоутворення і мають глибину 1,5-2 м, ширину русла не більше 10 м, малі витрати води та незначну швидкість течії.

Болотні озера – це відносно великі за площею (10 км²) та об'ємом води утворення, із глибинами до 10 м, мають торф'яні береги.

Мікроозера – це водойми менших розмірів, що зустрічаються великими групами серед заболоченої території і розташовані на схилах болотних масивів та у пониженнях рельєфу.

Трасовини – це перезволожені ділянки болотних масивів, які характеризуються розрідженою торфовою масою, слабою дерниною рослинного покриву та високим рівнем води. Трасовини бувають застійними, з фільтраційним рухом води та проточними.

7.3. Водний баланс боліт

Рівняння водного балансу болота має такий вигляд:

$$x + u_n + W_1 = Z + u_n + W_2 \pm \Delta u$$

де: x – атмосферні опади;

u_n – притік поверхневих вод;

W_1 – притік підземних вод;

Z – випаровування;

u_n – відтік поверхневих вод;

W_2 – підземний відтік;

$\pm \Delta u$ – накопичення вологи або її витрачання.

Для верхового болота члени u_n і W_1 дорівнюють нулю.

Джерелами живлення боліт являються атмосферні опади, поверхневий і підземний притік із-зі меж болота. Для верхових і низинних боліт співвідношення цих джерел живлення різне: верхові болота живляться переважно атмосферними опадами, низинні – поверхневими й підземними (грунтовими) водами.

Головна стаття витрат води в болотах – це випаровування з поверхні болота, включаючи транспірацію рослинністю. Найбільшу кількість води випаровують болота в умовах сухого субтропічного клімату. З плавнів у дельтах річок випаровується за рік до 1300 мм води. Багато води випаровують заболочені тропічні ліси. В умовах помірного клімату найбільшу кількість води випаровують сфагново-осокові й лісові драговини (до 600 мм за літо), найменше – сфагнові болота з чагарниками (до 300 мм за літо).

Співвідношення складових водного балансу болота змінюється в часі. Зміна умов живлення і витрат вологи у болоті приводить, згідно рівнянню водного балансу, до коливання рівня ґрунтових вод, який зазвичай знаходиться близько від поверхні болота і швидко реагує на зміни складових водного балансу. Це і визначає водний режим боліт.

7.4. Рух води в болотах

У болотному масиві виділяють два основних горизонти: верхній – активний (діяльний) та нижній – інертний.

Активний (діяльний) шар болота – це шар активного водообміну на болоті, що є перехідним від торфових покладів до поверхні не розкладених залишків рослин чи мохового покриву; із періодичними коливаннями в його межах рівнів ґрунтових (болотних) вод і змінним умістом вологи; високою водопроникністю та водовіддачею; періодичним доступом повітря в пори, які звільнилися від води під час зниження рівня ґрунтових вод; великою кількістю аеробних бактерій та мікроорганізмів, котрі сприяють процесу торфоутворення та наявністю рослинного покриву, що складає верхній шар цього горизонту.

Інертний горизонт – це горизонт із постійною кількістю води протягом року; повільним вологообміном із підстилаючою поверхнею, яка складена торф'яними відкладами; низькою водопроникністю торфу;

відсутністю доступу повітря в пори торфу та аеробних бактерій і загальним зменшенням кількості мікроорганізмів.

Рух води в болотах відбувається залежно від стану, в якому вона знаходиться. Переважна частина води перебуває у зв'язаному стані. Вільна вода знаходиться у великих капілярах, порах торфу, у руслах болотних струмків, озерах та трясовинах.

Швидкість руху води у торфовій масі залежить від водопровідності, показником якого є коефіцієнт фільтрації, який залежить від ступеня розкладання торфу. Швидкість фільтрації у діяльному шарі може досягати кількох десятків і навіть сотень метрів за добу, а в інертному шарі – максимум 6 м за рік.

7.5. Термічний режим боліт

Термічний режим торф'яних боліт визначається не тільки кліматичними факторами, але залежить і від водно-теплових властивостей торфу та мінеральних ґрунтів. Особливо велику роль відіграє теплоємність і теплопровідність торфу, які, у свою чергу, залежать від об'ємного співвідношення органічної речовини, води і повітря в торф'яному відкладі. Чим більший уміст води у торфі, тим більша його теплоємність і тим повільніше він нагрівається й охолоджується.

З глибиною коливання температури торф'яного відкладу зменшуються. В умовах помірного клімату добовий хід температури в діяльному шарі торфового болота помітний лише до глибини 15-25 см, а сезонні коливання температури – до глибини 3,0-3,5 м. На глибинах, що перевищують 35-40 см і 4-5 м, відповідно добові та сезонні зміни температури зазвичай відсутні.

Величини добових і сезонних коливань температури в торф'яному болоті менші, ніж у мінеральному ґрунті, і зменшуються зі збільшенням вологості ґрунту. Безпосередньо на поверхні болота добові коливання температури значні, внаслідок малої передачі тепла на глибину, що сприяє підвищенню випаровування в денні години і раннім осіннім заморозкам у нічні години.

Замерзання боліт в умовах холодного та помірного клімату настає через 15-17 днів після переходу температури повітря через нуль, тобто пізніше невеликих озер і річок. Болота перехідного типу починають замерзати одночасно із замерзанням мінеральних ґрунтів, а сфагнові болота – пізніше. Глибина промерзання торфоболотної маси – 19-42 см. Максимальна глибина промерзання торф'яників – до 60-65 см.

Відтавання боліт залежить від кліматичних умов, товщини мерзлого ґрунту, товщини снігового покриву і тому його строки, різні в різних болотних мікроландшафтах.

7.6. Вплив боліт на стік річок. Практичне значення боліт і їх вивчення

Вплив боліт на стік річок не однозначний. У зоні достатнього та надмірного зволоження болота практично не впливають на норму річного стоку і знижують максимальний стік річок. У районах недостатнього зволоження річковий стік за наявності болотних масивів зменшується порівняно з незаболоченими водозборами. Болотні масиви, де значні площі, зайняті озерами та мікроозерами, сприяють регулюванню стоку річок.

Вивчення боліт з метою їх освоєння проводять багато науково-дослідних інститутів, болотних станцій та інших установ. Однак болота вивчені ще недостатньо. При вивченні боліт застосовують стаціонарні та експедиційні методи дослідження з використанням аерофотозйомки.

Осушення боліт полягає в штучному зниженні рівня ґрунтових вод на болотах, що приводить до зміни співвідношення елементів водного балансу та перерозподілу стоку. Усього в Україні споруджено близько 60 осушувальних систем, які охоплюють площу в 3,2 млн га.

Крім того, болота містять великий запас теплової енергії у вигляді торфової маси (електростанції Шатурська, Каширська та ін. – Росія). Торф також широко застосовується в хімічній промисловості (із нього виробляють бітум, аміак тощо), сільському господарстві (як добриво), будівництві.

Конт рольні запит ання:

1. Що називається болотом?
2. Якого походження бувають болота?
3. Яких типів бувають болота? Які особливості їхньої будови, морфології та гідрографії?
4. Які є методи дослідження боліт?
5. Що розуміють під водним балансом боліт?
6. Що таке діяльний та інертний шари боліт?
7. Чим характеризується термічний режим боліт?
8. Як відбувається рух води в болотах?
9. Де поширені болота? Яка заболоченість окремих регіонів земної кулі?
10. Дайте визначення осушення боліт.
11. Як болота впливають на стік річок?
12. Народногосподарське значення боліт.

Література

1. Богословский Б. Б., Самохин А. А., Соколов Д. П. Общая гидрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 356с.
2. Загальна гідрологія. Підручник / Левківський С. С., Хільчевський В. К., Ободовський О. Г. та ін.. – К.: Фітосоціоцентр, 2000. – 264с.
3. Кац Я. Я. Болота земного шара. – М.: Наука, 1971. – 295с.

4. Михайлов В. П., Добровольский А. Д. Общая гидрология. – М.: Высшая школа, 1991. – 368с.

5. Справочник по водным ресурсам / Под ред. Б. И. Стрельца. – К.: Урожай, 1987.

6. Чеботарев А. И. Общая гидрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 544с.

Блок 8. ГІДРОЛОГІЯ ЛЬОДОВИКІВ

8.1. Походження льодовиків та їх поширення на земній кулі

Льодовик – це маса фірну і льоду з постійним закономірним рухом, розміщений в основному на суші, має певну форму, значні розміри й утворений унаслідок накопичення та перекристалізації твердих атмосферних опадів.

Головне джерело живлення льодовика – тверді опади, які накопичуються на дні, а також на схилах западин. Для існування льодовиків потрібний вологий клімат із від’ємними температурами взимку та влітку. Якщо влітку спостерігаються позитивні температури, то період із теплою погодою має бути коротким, щоб сніг, який випав, не встиг розтанути. Звісно, що в холодну пору року на суші йде накопичення твердих атмосферних опадів, а в теплий період – їх танення. У будь-який момент часу можна знайти межу між поверхнею, яка вкрита снігом, та поверхнею, де снігу немає. Ця межа має назву *сезонної снігової лінії*.

Снігова лінія – це лінія, яка поділяє ділянки з позитивним та від’ємним балансом снігу. Вище снігової лінії прибуток снігу більший за витрати, тому відбувається його накопичення, а нижче – втрати снігу перевищують надходження, тому сніговий покрив там буває періодично.

Кліматична снігова лінія – це середнє положення снігової лінії і визначається кліматичними умовами місцевості. Вище неї у середньому за рік снігу може накопичуватися більше, ніж танути чи випаровуватись; нижче увесь сніг, що випав узимку, може повністю розтанути влітку. Вище кліматичної снігової лінії спостерігається *позитивний сніговий баланс*, нижче – *від’ємний*, а на самій лінії – *нульовий сніговий баланс*. Сніг накопичується до певної висоти, нижче якої знову встановлюється рівновага.

Частина тропосфери, що розташована вище кліматичної снігової лінії, в межах якої сніговий баланс позитивний і відбувається накопичення твердих атмосферних опадів, називають **хіоносферою**.

Висотне кліматичне положення снігової лінії визначається кліматичними умовами. Найвище снігова лінія розміщена в субтропіках (на висоті - 6500 м), де спостерігається найбільш висока температура повітря, недостатня кількість атмосферних опадів і підвищена сухість повітря в цих широтах. На екваторі вона розміщена на висоті 4900 м. Найнижче

снігова лінія, розміщена в полярних районах, опускаючись в Антарктиді до рівня моря, що пояснюється низькими температурами. У Південній півкулі, для якої характерний морський клімат і випадає більше опадів, кліматична снігова лінія розташована нижче, ніж у Північній півкулі.

Якщо в тому або іншому районі земна поверхня має висоти, котрі перевищують висоту кліматичної снігової лінії, то саме тут накопичення снігу приводить до його перетворення в фірн і лід та виникає льодовик. Так, вище кліматичної снігової лінії виявляється вся Антарктида, вершини Анд і Кордильєр, деякі гори Аляски тощо. На навітряних (більш вологих і засніжених схилах) снігова лінія лежить нижче, ніж на схилах підвітряних.

Таким чином, головна причина зледеніння – кліматична. Основною умовою існування льодовиків є позитивний сніговий баланс, тобто переважання накопичування снігу над його витратами, чому сприяє велика кількість твердих атмосферних опадів і тривалий період від'ємних температур повітря.

Окрім кліматичних умов утворенню льодовиків сприяють і умови орографічні та геоморфологічні: значні висоти, експозиція схилів (північна у Північній півкулі і південна у Південній), сприятлива орієнтація гірських хребтів по відношенню до напрямку перенесення вологих повітряних мас, плоскі або увігнуті форми рельєфу. Наприклад, на північних схилах Джунгарського Алатау кліматична снігова лінія розташована на висотах біля 3000 м, а на південних схилах – на висотах біля 3500 м.

Накопичення снігу вище кліматичної снігової лінії не може тривати нескінченно, і він повинен якимось чином “розвантажуватися”. Розвантаження накопиченого снігу відбувається постійно шляхом сповзання утворених льодовиків або сходом лавин.

Лінія з нульовим сніговим балансом на тілі самого льодовика проходить трохи нижче, ніж кліматична снігова лінія в даному районі Землі. Це можна пояснити як додатковим надходженням снігу на поверхню льодовика шляхом заметілі та лавинного перенесення, так і охолоджуючим впливом самого льодовика.

З багаторічним положенням снігової лінії на поверхні льодовика приблизно співпадає так звана фірнова лінія. **Фірнова лінія** – горизонтальна лінія, яка відділяє поверхню фірну від поверхні льоду.

За даними Атласу сніжно-льодових ресурсів світу (1997) площа сучасного зледеніння на планеті (площа, що зайнята багаторічним льодом і снігом) складає 16.25 млн км², або 10.9 % поверхні суші. Запаси води в усіх льодовиках світу складають 25.78 тис. км³ (табл.8.1).

Таблиця 8.1

Області сучасного зледеніння земної кулі

Області зледеніння	Площа льоду, тис. км ²
Антарктида (материкова частина)	13943
Гренландія	1803
Острова Східної Канади	147.0
Узбережжя Аляски	63.31
Острови російської Арктики	56.4
Архіпелаг Шпіцберген	34.89
Гімалаї	26.52
Тянь-Шань в межах СНД	8.31
Каракорум	15.41
Берегові хребти Північної Америки	15.4
Ісландія	11.75
Куньлунь	11.64
Паміро-Алтай в межах СНД	9.82

Лавина – це снігові маси, які сповзають із похилої підстилаючої поверхні гірських схилів, захоплюючи із собою нові маси снігу. Лавини, характерні для гірських масивів, де крутість схилів понад 15⁰, потужність снігу перевищує 0,5 м і можуть утворюватися як у холодну пору року, так і в теплу. Лавини бувають: сухі та мокрі, або ґрунтові.

Сухі лавини – снігова маса зривається від найменшого струсу повітря чи підстилаючої поверхні (постріл, порив вітру, різкі звуки) у місцях, де кут похилу поверхні понад 45⁰, швидкість руху – до 80 – 100 м/с. Це зимові лавини.

Мокрі, або ґрунтові лавини – рухаються перекочуванням по змоченій талою водою поверхні ґрунту або снігу, обростають новими масами снігу, захоплюють каміння, землю, дерева тощо. Мокрі лавини дуже часто мають постійні шляхи руху, які називають *лотками*. Мокрі лавини характерні для теплої пори року.

8.2. Типи льодовиків

Розрізняють два основних типи льодовиків: материкові та гірські.

1. **Материкові льодовики** поширені на материках або великих островах (Нова Земля, Земля Франці-Йосифа та ін.). Форма материкових льодовиків майже не залежить від рельєфу підстилаючої поверхні землі і в основному обумовлена розподілом снігового живлення льодовика. Напрямок руху цих льодовиків зумовлений розподілом тиску і похилом його поверхні незалежно від похилу ложа льодовика. Абляція в материкових льодовиках незначна. Зменшення площі льодовика відбувається за рахунок обламування кінцевих частин льодовика, котрі сповзають у море. Ці уламки утворюють айсберги.

Айсберг – це льодова гора, яка підіймається над рівнем моря не менше, як на 5 м, за меншої висоти – це уламок айсберга. На 4/5 свого об'єму він занурений у воду, оскільки щільність льоду менша за густину морської води.

Материкові льодовики поділяються на *льодовикові куполи* (опуклі льодовики потужністю до 1 000 м); *льодовикові щити* (великі опуклі льодовики потужністю більше 1000 м і площею поверхні понад 50 тис. км²); *вивідні льодовики* (це швидко рухомі льодовики, через які здійснюється основна витрата льоду материкових льодовиків; вони закінчуються у морі, утворюючи плавучі льодовикові язики, що дають початок багаточисельним айсбергам); *шельфові льодовики* (плавучі або ті, що частково спираються на морське дно льодовики, вони є продовженням льодовикових покривів суші, рухаються вони з берега до моря і утворюють великі айсберги).

2. Гірські льодовики – це льодовики, які характеризуються невеликими розмірами, залежністю форми льодовика від форми трогів, чіткою різницею між зоною живлення і зоною стоку, спрямованим лінійним рухом. Швидкість руху таких льодовиків значна, а температура льоду наближається до температури його танення. Найбільш поширеними типами гірських льодовиків є:

Льодовики вершин: кальдерні льодовики – льодовики у кратерах згаслих вулканів; *зіркоподібні льодовики* – льодовики, які мають кілька язиків з одного фірнового басейну, розташованого на вершині гори.

Льодовики схилів: карові льодовики – невеликі льодовики, розміщені в заглибленні на схилах; *висячі льодовики* – льодовики на крутих схилах, у неглибоких западинах і які не мають чіткого обмеження з боків; *присхиліві* – витягнуті вздовж гірського підніжжя;

Долинні льодовики – льодовики, що розташовані у верхніх і середніх частинах гірських долин і поділяються на: *прості*, або *альпійські* – це льодовики, які складаються з одного потоку або льодовикового язика (Альпи); *складні*, або *кавказькі* – льодовики, які мають льодовикові потоки з притоками, поширені на Кавказі; *туркестанські* – формування льодяного матеріалу відбувається за рахунок снігових лавин, мають малу площу живлення і велику площу стоку (Середня Азія); *деревоподібні* або *тянь-шанські* – льодовики, які за зовнішнім виглядом нагадують дерево, характеризуються великими запасами води.

8.3 Утворення льодовиків та їх будова

На кожному льодовику можна виділити дві області: верхню, де відбувається накопичення снігу, фірну і льоду і нижню, де лід, який перемістився із першої області, тане. Ці області називають відповідно *областю живлення (аккумуляції)* і *областю абляції (витрат)*.

Тверді атмосферні опади, які накопичуються в увігнутих формах рельєфу, із часом змінюють свій первісний вигляд. Під дією сонячних променів свіжий сніг у поверхневому шарі розтає. Тала вода просочу-

ється в глиб снігу, замерзає, утворює льодяні кристали. Уночі поверхня талого снігу вкривається льодяною кіркою, яка називається **настом**. Одночасно з цим сніг ущільнюється й осідає. В міру подальшого накопичення снігу його нижні шари під тиском верхніх ще більше ущільнюються і переходять у пухирчасту сіро-білу масу, яка складається з деформованих льодяних зерен. Це так званий **фірн**. Щільність фірну – 450-800 кг/м³ (у середньому близько 650 кг/м³).

Усе, більш ущільнюючись, фірн переходить у білий фірновий лід (щільність якого 850 кг/м³), а далі – в чистий прозорий лід блакитного кольору (із щільністю 800 -920 кг/м³), який називається **глетчерним льодом**. Зміна кольору та щільності льоду при утворенні льодовиків спричинена видаленням із маси льоду пухирців повітря. Так, свіжий сніг містить до 90 % повітря, фірн – 60 %, фірновий лід – 30 %, глетчерний – 15 %.

Важливе значення при утворенні льодовиків має **режеляція** – це замерзання окремих брил льоду при стиканні. При температурі 0°C режеляція відбувається при нормальному тиску, а при більш низьких температурах – при підвищеному. Повторне замерзання талої води на поверхні льоду – **конжеляція**. Важливою властивістю льоду є **пластичність** – здатність текти під дією сили ваги, і, яка залежить також від температури і тиску. Під дією сили ваги та пластичності льодовики рухаються.

Таким чином, в льодовиках спостерігається три принципово різних способи утворення льоду – шляхом рекристалізації снігу та фірну (під тиском), шляхом замерзання талої води в товщі фірну (інфільтраційний лід), шляхом замерзання талої води на поверхні льоду (конжеляційний лід).

У різних кліматичних умовах, а також у різних частинах одного льодовика процес льодоутворення відбувається по-різному.

За П. Шумським та А. Крекне можна виділити декілька зон льодоутворення, які відрізняються по характеру танення щорічного снігу, ступені водовіддачі та вигляду льодоутворення :

1. **Снігова (рекристалізаційна) зона** – зона, в якій танення та водовіддача відсутні. Льодоутворення відбувається шляхом рекристалізації. Товщина фірну 50 - 150 м. Нижня межа зони відповідає середній річній температурі біля - 25⁰ С. Зона поширення - внутрішня частина Антарктиди (вище 900-1350 м над рівнем моря), Гренландії (вище 2000-3000 м), вершини Паміру (вище 6 200 м).

2. **Снігово-фірнова (рекристалізаційно - режеляційна) зона** – зона, де танення снігу відбувається тільки в теплу пору року, водовіддача практично відсутня. Льодоутворення відбувається в основному шляхом рекристалізації. Товщина фірну – 20 - 100 м. Зона характерна для периферії льодовикового покриву Антарктиди (на висоті 500 – 1 100 м), Гренландії, для високих гір Паміру (вище 5 800 м).

3. **Холодна фірнова (холодна інфільтраційно-рекристалізаційна) зона** – зона, де танення і водовіддача із річного ша-

ру снігу помірні. У нижніх шарах вода знову замерзає. Льодоутворення відбувається на 2/3 шляхом замерзання інфільтраційної води і на 1/3 шляхом рекристалізації. Температура льодовика нижче 0° С. Ця зона поширена в горах з континентальним кліматом.

4. **Тепла фірнова (тепла інфільтраційно-рекристалізаційна) зона** – зона, де танення та водовіддача значні, формується інтенсивний стік. Льодоутворення відбувається як шляхом інфільтраційного замерзання так і рекристалізації. Товщина фірну – 20–40 м. Температура льодовика біля – 0° С. Ця зона поширена в горах і на арктичних островах в умовах морського клімату.

5. **Фірново-льодяна (інфільтраційна) зона** – танення і водовіддача значні. Льодоутворення в основному інфільтраційне. Товщина фірну не більше 5 - 10 м. Зона характерна для гірських льодовиків в умовах континентального клімату.

6. **Зона льодяного живлення (інфільтраційно-конжеляційна)** – танення і водовіддача інтенсивні. Льодоутворення відбувається шляхом інфільтрації та конжеляції. Фірну в цій зоні немає. Зона типова для гірських льодовиків в умовах континентального клімату.

Поступове накопичення снігу в області живлення льодовика призводить до того, що під дією сили тяжіння та градієнтного тиску надлишок льоду, який має певну пластичність, переміщується в область абляції, де починає танути. Ця область не має фірну і складається лише з льоду. Область абляції у гірських льодовиків часто називають *язиком льодовика*.

Відношення площі області живлення льодовика (F_n) до площі області абляції (F_a) називають *льодовиковим коефіцієнтом*:

$$k_{л} = F_n / F_a$$

Значення льодовикового коефіцієнта буває різним для різних льодовиків. У сучасних умовах долинні льодовики Альп, Кавказу, Скандинавії мають льодовиковий коефіцієнт від 1 до 2. У карових льодовиків цей коефіцієнт дорівнює 0.5-1.

У тілі великих льодовиків є складна гідрографічна мережа, яка утворена системою взаємозв'язаних порожнеч, гротів, тріщин, колодязів, каверн, повністю або частково заповнених водою, лінз води та струмків.

У місцях зміни рельєфу ложе льодовика (розширення або перегини ложа) при русі льодовика виникають відповідно поздовжні та поперечні тріщини.

На поверхні, у товщі льодовика та поблизу нього зустрічаються накопичення уламкового матеріалу – **морени**.

8.4. Живлення та абляція льодовиків

Живлення льодовика. Основними джерелами живлення льодовиків являються тверді атмосферні опади. Окрім них у живленні льодовиків беруть участь дощові рідкі опади; заметільне перенесення, тобто, при-

несення вітром снігу на поверхню льодовика із суміжних гірських схилів; лавини, що приносять додаткові об'єми снігу на льодовик; конденсація водяної пари у тверду фазу (сублімація) або так звані “наростаючі” опади – паморозь та іній; “накладений лід”, тобто знову замерзаючи талі води сезонного снігу.

За даними В.М.Котлякова доля основних складових живлення долинних льодовиків така: твердих атмосферних опадів 80% загальної акумуляції, “наростаючих” опадів – 0-2%, заметільних перенесень – 15%, лавин – 5%.

Абляція льодовиків – зменшення льодовика відбувається як шляхом стоку талої води з льодовика, випаровування з його поверхні, так і внаслідок видування снігу вітром (механічна абляція).

Розрізняють три види абляції:

1) **поверхнева абляція** - зменшення снігу, фірну і льоду на поверхні льодовика внаслідок безпосереднього нагрівання льоду, яке спричинене сонячними променями, теплим повітрям та дощами, які випадають на поверхню льоду;

2) **внутрільодовикова абляція** відбувається всередині льодовика за рахунок тертя окремих часток льоду, циркуляції повітря та води в порожнинах і тріщинах льодовика;

3) **підльодовикова абляція** виникає на межі льодовика з ложем внаслідок надходження тепла від поверхні гірських порід, які мають більш високу температуру, ніж льодовик, а також при підвищенні тиску на нижній межі льодовика. Найбільше значення у гідрологічних процесах має поверхнева абляція.

На процес абляції впливає сонячна радіація, температура та вологість повітря, випаровування і конденсація, атмосферні опади. Тверді опади, сніг – збільшують альbedo поверхні льодовика і послаблюють процес танення, рідкі опади приводять до прискорення процесу танення.

Абляцію зазвичай висловлюють у масових або об'ємних одиницях (млн т на рік або млн м³ води за рік), окрім того часто використовують поняття питомої абляції (т/м² на рік) або шар абляції (мм/рік).

Розміри льодовиків змінюються внаслідок зміни інтенсивності абляції. Так, у сучасну епоху льодовики знаходяться в стані **регресії**, тобто відступання. Відступають вони майже у всіх районах північної півкулі, що пов'язано із загальним потеплінням клімату та його циклічними коливаннями.

8.5. Баланс льоду і води в льодовику

Рівняння балансу льоду:

$$X_{\text{ТВ}} + Y_{\text{М}} + Y_{\text{Лав}} + Y_{\text{Зам}} + Z_{\text{Кон}} = Y_{\text{Т}} + Z_{\text{Вип}} \pm \Delta U_{\text{Л}},$$

де $X_{\text{ТВ}}$ – тверді опади;

$Y_{\text{М}}$ – заметільне перенесення;

$Y_{\text{Лав}}$ – лавинне перенесення;

$Y_{\text{зам}}$ – замерзання води;
 $Z_{\text{кон}}$ – конденсація водяної пари;
 $Y_{\text{т}}$ – стік талої води з льодовика;
 $Z_{\text{вип}}$ – випаровування снігу та льоду;
 $\pm \Delta U_{\text{л}}$ – зміна об'єму льоду в льодовику.

Рівняння балансу води в льодовику:

$$X_{\text{р}} + Y_{\text{т}} = Y_{\text{ст}} + Y_{\text{зам}} \pm \Delta U_{\text{в}},$$

де: $X_{\text{р}}$ – рідкі опади;
 $Y_{\text{т}}$ – танення снігу, фірну й льоду на поверхні та в товщі льодовика;
 $Y_{\text{ст}}$ – стік води за межі льодовика;
 $Y_{\text{зам}}$ – повторне замерзання талої та дощової води;
 $\pm \Delta U_{\text{в}}$ – зміна запасів рідкої води в льодовику.

Рівняння балансу маси льодовика:

$$X + Y_{\text{м}} + Y_{\text{лав}} + Z_{\text{конд}} = Y_{\text{т}} + Z_{\text{вип}} \pm \Delta U;$$

де $\pm \Delta U$ – зміна маси льодовика за інтервал часу

Рівняння балансу маси льодовика може застосовуватися як до льодовика в цілому, так і до окремих його частин. В області живлення спостерігається позитивний баланс маси льоду, нижче від'ємний. Межа живлення льодовика може збігатися з **фірною лінією** (межа поверхонь фірну та льоду), або може знаходитися нижче неї. У цьому випадку між межею фірну та межею льоду знаходиться смуга “накладеного льоду”, яка утворена в результаті повторного замерзання талої води (зона льодовикового живлення).

8.6. Режим та рух льодовиків

Під *режимом льодовика* розуміють сукупність усіх процесів, що відбуваються на поверхні і в товщі льодовика, включаючи зміни його об'єму (маси) і форми, наступи і відступи. Якщо акумуляція в льодовику дорівнює абляції, $\Delta U_{\text{л}} = 0$ і льодовик є стабільним. Якщо акумуляція перевищує абляцію, $\Delta U_{\text{л}} > 0$ і льодовик наростає та наступає. Якщо абляція перевищує акумуляцію, $\Delta U_{\text{л}} < 0$, маса льоду зменшується і льодовик відступає.

Наступання і відступання льодовика часто запізнюються в часі по відношенню до зміни маси льодовика. Щоб льодовик став рухомим, необхідна наявність надлишкового накопичення льоду. Крім того, особливості руху льодовиків зумовлені не тільки кліматичними умовами, а й механічними факторами, як це, наприклад, спостерігається у пульсуючих льодовиків.

Наступ і відступ льодовиків має різну тривалість, яка визначається інтервалами часу геологічного, вікового, багаторічного, сезонного й інших масштабів.

Коливання льодовиків – це режим їх наступу та відступу, що пов'язані, перш за все, зі змінами умов живлення та абляції льодовиків. Наступ льодовиків зазвичай спостерігається в холодні та вологі періоди,

відступ – у теплі та сухі. Колювання льодовиків відзначаються і в сучасну геологічну епоху.

Причиною наступу льодовиків у XVI-XIX ст. було загальне похолодання клімату, які навіть називають “малим льодовиковим періодом”. Після 1850 р. льодовики Європи почали майже повсюдно відступати, завдяки потеплінню клімату.

За даними В.М. Котлякова, пік відступу гірських льодовиків приходить на 1930-1940 рр. У наступні десятиріччя відступання льодовиків змінилося їх стабілізацією і навіть деяким наступом. Так, наприклад, в Австрійських Альпах з 1965 до 1975 рр. доля льодовиків, які наступають, зросла з 30 до 58%. Однак, за деякими даними, в останні десятиріччя XX ст. і в наш час відмічається тенденція відступання льодовиків, особливо у полярних районах у зв'язку з потеплінням.

Від наступу і відступу льодовиків слід вирізнити **рух льодовиків**, який проявляється у переміщеннях самих мас льоду. Руху льодовиків сприяє велика потужність льодовика, значні похили його поверхні і ложа, відносно підвищена температура повітря (і льоду). Вважають, що помітний рух льодовика починається тоді, коли товщина їх досягне критичної пружності. Зазвичай критична товщина льоду становить 15-30 м.

Швидкість руху льодовиків збільшується при підвищенні температури повітря та у звуженнях долини. Середня швидкість руху льодовика - 0,5 м/добу. Найбільшу швидкість руху мають льодовики Гренландії - 40 м/добу. Середня частина льодовика та його поверхневі шари рухаються швидше, ніж окраїнні та глибинні. Улітку та вдень швидкість руху більша, ніж узимку та вночі.

Тимчасове прискорення руху льодовика називають **посуванням** льодовика. За швидкістю руху льодовиків їх можна поділити на три основні групи. *Льодовики першої групи* мають невелику (до 100-200 м/рік), мало зміну швидкість руху впродовж року. Це більшість гірських льодовиків та льодовикові щити. *Льодовики другої групи* мають практично постійно велику швидкість руху (до 10-20 км/рік і більше). Це деякі вивідні льодовики Антарктиди та Гренландії. *Льодовики третьої групи* (пульсуючі) зазвичай мають невелику швидкість руху, але в окремі нетривалі періоди різко прискорюють свій рух (до 100 м/добу). Для них властивий нестійкий динамічний режим посування: тривале накопичення льоду супроводжується різкими зміщеннями льодовика. Для початку посування характерним є перевищення поздовжніх напруг над схилами тертя вздовж ложа льодовика.

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 різна. Так, в центральних частинах льодовика поперечні тріщини можуть досягати глибини 250 м (при середніх глибинах до 50 м). Знизу тріщини звужуються і замикаються. Після того, як льодовик перейшов різкий уступ,

поперечні тріщини змикаються, змерзаються й утворюють на поверхні льоду шви.

8.7. Робота льодовиків

Стікаючи по схилах гір, льодовики за допомогою вмерзлого в них каміння та через нерівність дна, виконують велику руйнівну роботу – спричиняють **льодовикову ерозію**. Наслідком якої є утворення специфічного ландшафту – куполоподібних пагорбів та “баранячих лобів” (яйцеподібних пагорбів). Такі форми рельєфу характерні для Північноамериканського материка, Скандинавії, Кольського півострова. На схилах гір утворюються **кари** (плоскі заглиблення на крутих схилах) та **льодовикові цирки** (чашоподібні крутостінні ніші).

Для льодовикових долин характерна значна зміна похилів і наявність ділянок із зворотним похилом.

Долини мають коритоподібну форму із широким плоским дном та крутими схилами. Такі долини називаються **трогами** (рис. 16).

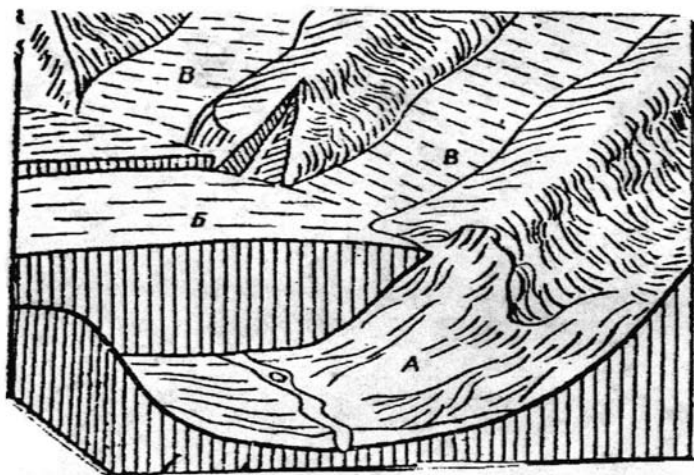


Рис. 16. Схема льодовика:

А – трог; Б – льодовик; В – бокові льодовики

Продукти руйнування гірських порід (від найдрібніших часточок пилу до великих кам'яних брил), що потрапили в тіло льодовика, називають **моренами**. Морени поділяють на **рухомі морени** (морени, які рухаються разом із льодовиком) та **відкладені морени** (морени, що припинили рух).

Морени в тілі рухомого льодовика поділяють на поверхневі, внутрішні та донні.

Поверхневі морени – морени, що виникають у результаті накопичення на поверхні льодовика уламків гірських порід із схилів долини, пилу, принесеного з навколишньої місцевості тощо.

Внутрішня морена – морена, що формується з поверхневого матеріалу, який поглинається тілом льодовика.

Донна морена – це матеріал, який льодовик вибрав із дна, а також частково поглинені внутрішня і поверхнева морени; для неї характерний обкатаний матеріал, валуни.

Морена, що формується в кінцевій частині льодовика називається *кінцевою мореною*.

Бокова морена – це вали, які утворилися по боках льодовика.

8.8. Поширення та значення льодовиків

Льодовики вкривають близько 10 % поверхні Землі. Основні райони зледеніння знаходяться в Західній Арктиці – це острови Нова Земля, Земля Франца-Йосифа, які вкриті льодом на 87-90 %. По мірі просування на схід площа зледеніння на островах Арктики зменшується і на архіпелазі Де-Лонга, льодовий покрив зустрічається тільки на трьох північних островах.

Серед гірських районів за площею зледеніння перше місце посідає Середня Азія (близько 2500 льодовиків загальною площею понад 17 000 км²), друге – Кавказ (майже 1400 льодовиків загальною площею 1970 км²). Значне зледеніння характерне для Камчатки, Алтаю, північного та південно-східного Сибіру тощо.

Льодовики мають велике значення в живленні річок; є важливим джерелом водних ресурсів, особливо в районах зрошуваного землеробства (Середня Азія); являються сховищами найчистіших прісних вод.

Однак, крім користі, льодовики можуть спричинити великі катастрофи: повені, селі.

Контрольні запитання:

1. Як відбувається перетворення снігу в глетчерний лід? Як утворюється льодовик?
2. Що таке лавини, їхні різновиди, де вони виникають?
3. Що таке снігова, кліматична снігова, орографічна снігова, фірнова лінії?
4. Класифікація льодоутворення за характером танення снігу, ступеня водовіддачі та вигляду льодоутворення.
5. Що таке абляція, її види?
6. Рівняння балансу льоду і води в льодовику.
7. Рівняння балансу маси льодовика.
8. Режим льодовиків.
9. Рух льодовиків.
10. Робота льодовиків.
11. Типи льодовиків.
12. Поширення, роль льодовиків у режимі річок і господарське значення льодовиків.

Література

1. Богословский Б. Б., Самохин А. А., Иванов К. Е., Соколов Д. П. Общая гидрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 356с.
2. Гляциологический словарь. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 527с.

3. Голубев Г. Н. Гидрология ледников. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 247с.
4. Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б. Ледники.– М., 1989. – 447с.
5. Загальна гідрологія. Підручник / Левківський С. С., Хільчевський В. К., Ободовський О. Г. та ін. – К.: Фітосоціоцентр, 2000. – 264с.
6. Михайлов В. Н., Добровольський А. Д. Общая гидрология: Учеб. для геогр. спец. вузов. – М.: Высшая школа, 1991. – 368с.
7. Лосев К. С. Лавины СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. –131с.

Блок 9. ГІДРОЛОГІЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД

Підземні води – це води, які знаходяться в товщі земної кори, заповнюючи різноманітні пустоти гірських порід (пори, тріщини, каверни тощо). Підземні води є складовою частиною гідросфери, вони перебувають у тісному зв'язку з атмосферними опадами, водами річок, озер, морів, різних штучних водойм та водотоків.

Підземні води України відіграють велику роль у водопостачанні країни. Вони забезпечують понад 50% господарсько-питного водопостачання. Загальна прогнозна ресурси прісних підземних вод України становлять 22516,9 млн м³. Запаси підземних вод дуже нерівномірно розподілені по території України: 65% ресурсів зосереджено в Дніпровсько-Донецькому та Волино-Подільському артезіанських басейнах. Причорноморський артезіанський басейн та інші гідрогеологічні райони мають менш сприятливі умови формування підземних вод.

9.1. Теорії походження підземних вод

Екзогенні підземні води попадають у гірські породи або при процесах інфільтрації поверхневих вод і конденсації водяної пари, або в результаті седиментації (осадконакопичення). Ці води часто називають відповідно інфільтраційними, конденсаційними і седиментаційними.

Інфільтраційна теорія походження підземних вод – підземні води формуються за рахунок атмосферних опадів, які через дрібні канали в гірських породах проникають у шари Землі, де й накопичуються. Ця теорія була сформульована в 1717 р. французьким фізиком Маріоттом.

Коли атмосферні опади випадають на поверхню тріщинуватих порід (базальтів, гранітів, пісковиків, особливо закарстованих), то на глибину вони проникають безпосередньо по тріщинах. Підземні води, що утворились завдяки просочуванню атмосферних вод у породи крізь великі тріщини називаються **інфлюаційними**.

Конденсаційна теорія походження підземних вод – підземні води, що виникають у породах та тріщинах гірських порід із водяної пари. Ця теорія була висунута німецьким гідрологом Фольгером у 1877 р.

Седиментаційні підземні води утворюються із вод того водного об'єкта, де відбувався процес седиментації, тобто відкладання наносів.

Ювенільна теорія походження підземних вод – підземні води утворюються на великих глибинах із пари і, можливо, із дисоційованих атомів водню та кисню. Початок цим водам дають газові виділення магми або води, що входять до багатьох мінералів у вигляді кристалізаційних або хімічно зв'язаних. Запропонував цю теорію в 1902 р. австрійський геолог Е. Зюсс.

Інфільтраційні, конденсаційні, седиментаційні, дегідратаційні та ювенільні води при своєму перемішуванні в гірських породах змішуються, утворюючи **змішані** за походженням підземні води.

Теорія похованих вод – це певна частина підземних вод, яка сформувалася за рахунок вод стародавніх морських басейнів. З певних геологічних процесів ці води потрапляють у гірські породи, які з часом перекриваються більш молодими нашаруваннями, в чому і полягає “поховання” таких вод.

9.2. Фізичні властивості порід

До основних фізичних властивостей ґрунту відносяться його щільність, гранулометричний склад і пористість.

Щільність гірської породи – це відношення її маси до його об'єму:

$$\rho_{\text{гр}} = m_{\text{гр}} / V_{\text{гр}}$$

Розрізняють щільність сухої породи і щільність породи за природної вологості. Порода складається зі скелета, що являє собою частки власне породи та пустоти між цими частками. Такі пустоти заповнюються повітрям, водою або льодом. Щільність такої породи завжди менше щільності її скелета. Усі пустоти в породах називають порами, вони і зумовлюють пористість породи.

Пористість – відношення об'єму порот до об'єму всієї породи:

$$n = U_n / U,$$

де n – пористість;

U_n – об'єм пор;

U – об'єм породи.

У скельних масивних породах ці пустоти виражені тріщинами; у розчинних породах (вапняках, доломітах, соленосних відкладах) пустоти являють собою каверни і канали; у пухких осадових породах пористість обумовлена нещільним притяганням часток, які складають ці породи.

Коефіцієнт пористості – відношення об'єму порот до об'єму її скелета (твердих мінеральних часток, які входять до складу порід):

$$e = U_n / U_c,$$

де e - коефіцієнт пористості; U_n – об'єм пор; U_c – об'єм скелета породи.

Пористість вивержених порід коливається від 0,05 до 6-7 %, у вапняків і доломітів – від 0,2 до 34 %, у пісковиків – від 3,5 до 28 %, у торфу - 76 - 89 %.

Пористість пухких осадових порід збільшується зі зменшенням часток, які їх складають. Так, у пісків залежно від їхньої зернистості пори-

стість досягає 48%, а у суглинків і глин нерідко становить 50-60%, оскільки вони складені з глинуватих часток.

Гранулометричний склад порід - це характеристика осадових утворень за розміром часток, із 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 (від 10 до 100 мм діаметром).

9.3. Види води в порах ґрунту

В залежності від фізичного стану, рухомості й характеру зв'язка з ґрунтом підземні води поділяють на кілька видів:

1. **Фізично зв'язана вода** утримується на поверхні мінералів та частинках ґрунту молекулярними силами і виділяється з ґрунту при температурі не менше 90-120° С. Цей вид води поділяють на гігроскопічну і плівкову.

Гігроскопічна (або міцно зв'язана) вода утворюється внаслідок адсорбції частками ґрунту молекул води. На поверхні часток гігроскопічна вода утримується молекулярними й електричними силами. Лише при нагріванні до 105-110°С вона відокремлюється від породи. Здатність породи утримувати гігроскопічну воду називають *гігроскопічністю*. Розрізняють *неповну гігроскопічність*, коли водяна пара вкриває породу несучільним шаром, і *максимальну гігроскопічність*, коли частка породи обволікається суцільним одномолекулярним шаром (рис. 17).

Плівкова вода утримується на поверхні часток гірської породи завдяки електромолекулярним силам і обволікає частки ґрунту суцільним шаром у кілька рядів молекул. Це рихлозв'язана вода, яка перебуває лише в рідкому стані і здатна переміщуватись у породі з однієї частки на іншу в напрямку від більш вологих ділянок до сухіших.

2. **Капілярна вода** утворюється в порах ґрунту після насичення її плівковою водою, заповнює частково або повністю капілярні породи і переміщається в породах під дією капілярних сил. Капілярна вода має різновиди.

Капілярно-підвішена вода – вода, яка формується у верхній частині ґрунтового шару за рахунок атмосферних опадів і не зв'язана з ґрунтовими водами, що залягають нижче.

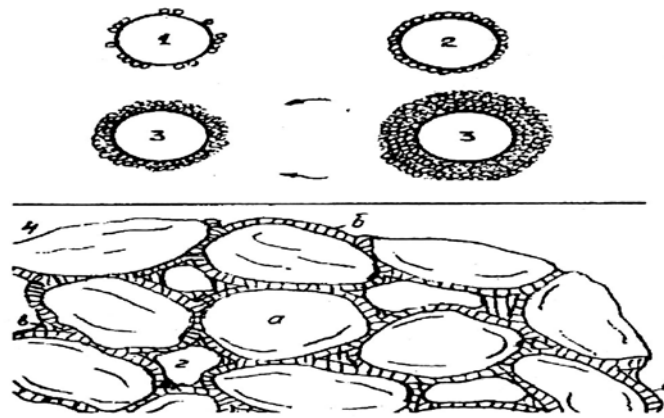


Рис. 17. Види води в породах: 1, 2 – частки породи з гігроскопічною водою (1 – неповна гігроскопічність, 2 – максимальна гігроскопічність); 3 – плівкова вода (стрілками, показаний напрям переміщення плівкової води); 4 – розміщення деяких видів води між частками породи; а – частка породи; б – плівкова вода; в – вода кутів пор; г – повітря у порах породи.

Капілярно-піднята вода – вода, яка розміщується над горизонтом ґрунтових вод і формується завдяки підняттю вологи від їхнього рівня.

Капілярно-роз'єднана вода – вода, яка розміщується в останній товщі породи.

Швидкість і величина капілярного підняття вологи залежить від гранулометричного складу породи (табл. 9.1). Максимальні значення швидкості характерні для крупнозернистих пісків, мінімальні – для суглинкових і глинистих порід.

Таблиця 9.1

Висота капілярного підняття води залежно від розміру часток породи

Порода	Висота капілярного підняття, мм	Розмір часток, мм
Гравій, жорства	16	8 – 4
Гравій, жорства	26	4 – 2
Пісок крупнозернистий	84	2-1
Пісок крупнозернистий	155	1-0.5
Пісок середньозернистий	270	0.5-0.25
Пісок дрібнозернистий	592	0,25 – 0,10
Пісок тонкозернистий	1012	0.10-0.05
Пил	2011	0.05-0.01

3. Гравітаційна вода (або вільна вода) – вода в рідкому стані, яка заповнює всі порожнечі та тріщини земної кори, і переміщується під дією сили ваги і градієнтів гідростатичного тиску. Ця вода бере участь у кругообігу води в природі.

4. Вода у твердому стані (лід) – це гравітаційна вода, що замерзла при температурі 0°C і нижче; перебуває у гірських породах у вигляді кристалів, прошарків чи лінз льоду. При замерзанні гірської породи не вся вода переходить у твердий стан. Гігроскопічна, плівкова та частково

капілярна вода залишається у рідкому стані, тому що температура замерзання цих різновидів води значно нижча за 0°C . Так, гігроскопічна вода замерзає лише при температурі -78°C .

5. Пароподібна вода – це вода в пароподібному стані, водяна пара, яка разом із повітрям заповнює не зайняті водою пустоти, куди надходить із наземного повітря або за рахунок процесів підземного випаровування інших видів води. Така вода завжди перебуває в русі і рухається від місць із більшою пружністю водяної пари до місць із меншою пружністю. Пароподібна вода за відповідних температурних умов частково конденсується в краплинорідку воду і поповнює гравітаційну воду. Ця вода бере активну участь у кругообігу води в природі.

6. Хімічно зв'язана вода входить до складу деяких мінералів, наприклад гіпсу, мірабіліту, мідного купоросу. Вода з таких мінералів може бути вилучена лише при нагріванні до $300 - 400^{\circ}\text{C}$.

9.4. Водні властивості ґрунтів

Водні властивості ґрунтів визначаються їх фізичними властивостями і вмістом в них води. До основних водних властивостей ґрунтів відносяться вологість, вологоємність, водовіддача, водопроникність, капілярність.

Природна вологість - це вміст води в породі за природних умов і виражається відношенням маси води в породі до маси породи після її висушування при температурі $105 - 110^{\circ}\text{C}$:

$$W = (m_b / m_c) \cdot 100 \% = [(m_n - m_c) / m_c] \cdot 100 \%,$$

де W – вологість, m_b – маса води в породі, m_c – маса сухої породи, m_n – маса проби породи до висушення.

Вологість породи, яка визначається відношенням маси води в породі, до маси сухої породи називається **ваговою вологістю**. Розрізняють ще:

Об'ємну вологість – це відношення об'єму води, що міститься в породі, до об'єму всієї породи;

Відносну вологість – відношення об'ємної вологості до пористості породи показує ту частину пор, яка зайнята водою. В абсолютно сухій породі відносна вологість дорівнює нулю, а при цілковитому заповненні пор водою - одиниці.

Вологоємність – здатність порід уміщати й утримувати в собі певну кількість води. Розрізняють породи досить вологоємні (торф, глини, суглинки), слабо вологоємні (крейда, пухкі пісковики), невологоємні (скельні породи, галечник). Розрізняють вологоємність повну, капілярну, найменшу (або польову) та максимальну молекулярну.

Повна вологоємність – це сумарний уміст у ґрунті води при повному насиченні її пор. Повна вологоємність – це максимально можлива вологість для даного ґрунту.

Капілярна вологоємність – це найбільша кількість води, яка утримується в капілярах породи при повному її насиченні.

Максимальна молекулярна вологоємність – це найбільша кількість гігроскопічної та плівкової води, що утримується лише силами молекулярного притягання часток породи.

Найменша, або польова вологоємність – максимальна кількість води, яка утримується в породі при неповному насиченні незалежно від механізму її утримання.

Дефіцит вологи, або нестача насичення – це кількість води, яка може додатково вміститись у породі в природних умовах вологості і визначається за різницею між повною вологоємністю і природною вологістю.

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 залежить від гранулометричного складу або розміру та стану тріщин і пустот.

Водопроникністю ґрунтів називають їх здатність пропускати через себе воду під дією сили ваги або градієнтів гідростатичного тиску. Водопроникність залежить від розміру і форми часток ґрунту, від розміру і кількості пор і тріщин у ґрунті, його гранулометричного складу. Кількісно водопроникність визначається величиною коефіцієнта фільтрації, який відображає швидкість фільтрації води при напірному градієнті, рівному одиниці і виражається в м/добу, см/с, м/с (табл. 9.2). Розуміння суті цього коефіцієнта 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):

$$Q = \frac{khF}{L}$$

Падіння напору (h) – це різниця рівнів ($h = H_1 - H_2$) у двох точках підземного потоку.

За фільтраційними властивостями, всі гірські породи поділяють на три групи: водопроникні (галька, гравій, добре відсортований чистий пісок, закарстовані та тріщинні породи); напівпроникні (глинисті піски, торф, скельні, напівскельні та закарстовані породи, пустоти і тріщини яких заповнені дрібнозернистими і глинистими відкладами); водонепроникні, або водотривкі (глини та масивно-кристалічні породи).

Величини коефіцієнта фільтрації різних порід
(за В .О. Приклонським)

Породи	Коефіцієнт фільтрації, м/добу
Галечник промитий	100
Галечник з піском	100 – 20
Піски	50 – 2
Піски глинисті та супіски	2 – 0,1
Суглинки	0,1
Глини	0,001

Капілярністю ґрунту називають його здатність утримувати і пропускати капілярну воду. Висота капілярного підняття залежить від розміру капілярних пор, гранулометричного складу породи, температури води та інших характеристик. Висота капілярного підняття може змінюватися від нуля (гравій, галька) до 12 м (деякі види глини).

9.4.Класифікація підземних вод

1. За характером знаходження в гірських породах підземні води поділяються на: *порові*, що заповнюють піски, гравій та інші сипкі породи; *пластові*, що залягають в шарах осадових гірських порід; *тріщинні*, або *жилні* – у скельних породах; *карстові* – в розчинних гірських породах (вапняках, гіпсах, доломітах).

2. За гідравлічними умовами підземні води поділяють на напірні (артезіанські та глибинні) і безнапірні (ґрунтові).

3. За температурою підземні води поділяють на *виятково холодні* (нижче 0° С), *дуже холодні* (4-20° С), *теплі* (20-37° С), *гарячі* (37-42° С), *дуже гарячі* (42-100° С), *виятково гарячі* (понад 100° С). До *термальних* вод відносять води з температурою більше 20° С. Такі води зустрічаються, наприклад, на Кавказі і на Камчатці.

4. За мінералізацією підземні води поділяють на *прісні* (до 1 ‰), *солонуваті* (1-25 ‰), *солоні* (25-50 ‰) і *розсоли* (більше 50 ‰). Склад прісних підземних вод часто близький до складу пов'язаних із ними поверхневих вод (переважають іони HCO_3^- , Ca^{2+} ; HCO_3^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} ; рідко SO_4^{2-} , HCO_3^- , Ca^{2+}). Солонуваті підземні води частіше можна віднести до гідрокарбонатного або сульфатного класу, переважають катіони Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} . Солоні підземні води і розсоли можуть бути пов'язані із сучасними або стародавніми морськими басейнами, а також утворюватись під час вилуговування легкорозчинних солей NaCl , KCl , CaCl_2 та ін. Переважають іони Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} .

Підземні води, що чинять бальнеологічний вплив на організм людини, називають мінеральними. Вони поділяються на вуглекислі (боржомі, нарзан), сульфідні, або сірководневі (води Мацести), залізисті і

миш'яковисті (мінеральні води Кавказу, Закарпаття та ін.), радонові води (Цхалтубо, П'ятигорська) та ін.

5. За характером залягання підземні води на Землі можна поділити на дві великі групи: підземні води суші і підземні води під океанами і морями. Останні вивченні не достатньо.

Підземні води суші можна поділити на підземні води зони аерації та зони насичення. Зона аерації охоплює верхні, не насичені водою шари ґрунтів, включаючи ґрунт від денної поверхні до рівня ґрунтових вод. Через цю зону здійснюється зв'язок підземних вод з атмосферою. Зона насичення характеризується тим, що пори і пустоти в її межах повністю заповнені рідкою водою. Зверху ця зона обмежена зоною аерації або зоною багаторічномерзлих ґрунтів, знизу – глибиною критичних температур, при яких існування рідкої води неможливе. У зоні насичення на континентах знаходяться підземні води трьох типів – безнапірні ґрунтові, напірні артезіанські і глибинні.

Під океанами і морями зона аерації відсутня, а в зоні насичення присутні напірні води, що або гідравлічно зв'язані з підземними водами континентів, або не зв'язані з ними.

9.6. Рух підземних вод

Відповідно до характеру пористості порід у природі існує два види руху гравітаційних підземних вод – ламінарний та турбулентний.

Ламінарний рух – окремі струмені води переміщуються паралельно, із незначними швидкостями, утворюючи суцільний потік, і спостерігаються в породах із малими порами (тріщинами). Ламінарний рух підлягає закону Дарсі, згідно якого швидкість фільтрації води прямо пропорційна коефіцієнту фільтрації (K) і напірному градієнту (i): $V = Ki$.

Турбулентний рух – характеризується великими швидкостями, завихреннями, порушеннями суцільного потоку і спостерігається в тріщинуватих породах із широкими тріщинами. У природі він узгоджується із закономірністю Шезі-Краснопольського, за якою швидкість руху виражається формулою:

$$V = C \sqrt{Ri},$$

де V – швидкість руху підземних вод, м/добу; C – емпіричний коефіцієнт; R – гідравлічний радіус, м; i – градієнт.

Турбулентний рух у природі спостерігається дуже рідко – лише у великих тріщинах, при надходженні води в гірничі виробки чи водозабірні споруди.

9.7. Умови залягання підземних вод

У верхній частині земної кори виділяють дві зони: зону аерації і зону насичення.

I. Зона аерації – це крайня верхня частина земної кори; вона характеризується наявністю атмосферного повітря і водяної пари в пустотах

гірських порід і частковим заповненням пустот гравітаційною водою. В цій зоні відбувається: інфільтрація дощових і талих вод, формування ґрунтової води і верховодка, фільтрація гравітаційної води і десукція вологи рослинністю з послідуною її транспірацією.

Верховодка – це тимчасове, сезонне накопичення підземних вод, які залягають поблизу земної поверхні (у зоні аерації). Основні риси верховодки – невтримність у вертикальному розрізі і по площі, нестійкість у часі та незначна потужність обводнених порід. Верховодка накопичується переважно на поверхні глин, суглинків та інших слабопроникних порід і зазнає різного роду змін, спричинених гідрометеорологічними умовами. До верховодки О.М.Овчинніков відносить капілярні води зони аерації, води піщаних масивів і дюн, такирів, бугристих пісків та, із певною умовністю, болотні води.

Води ґрунтового шару – це тимчасове накопичення вільної (гравітаційної) і капілярної води в товщі ґрунту. Ці води мають зв'язок з атмосферою і живлять рослини.

II. Зона насичення – пори, тріщини та інші пустоти гірських порід цілком заповнені гравітаційною водою.

Ґрунтові води – це підземні води першого від поверхні постійного водоносного горизонту, що залягає на першому водотривкому пласті; залягають, як правило, у пухких відкладах четвертинного періоду, проте можуть залягати і між водотривкими горизонтами порід різного віку, а також у дочетвертинних скельних утвореннях аж до кристалічних порід докембрійського періоду включно.

Ґрунтові води, які знаходяться в тріщинних скельних породах, називають *тріщинно - ґрунтовими*, а в порожнинах закарстованих порід – *карстовими*.

Поверхня ґрунтових вод називається *дзеркалом ґрунтових вод*.

Водотривкий горизонт – це водонепроникні породи, які підстеляють ґрунтові води.

Потужність або товщина горизонту ґрунтових вод – це відстань між дзеркалом ґрунтових вод і водотривким горизонтом.

Глибина залягання ґрунтових вод – це відстань від земної поверхні до дзеркала ґрунтових вод. На території України глибина залягання ґрунтових вод коливається від 0,0 – 0,5 м (у болотних і алювіальних відкладах у північно-західній її частині) до 10 – 20 м, рідше до 25 м (у лесованих суглинках у південних районах).

Ґрунтові води тісно зв'язані з водами річок, озер, водосховищ, морів, а також штучно створених каналів. Виділяють три типи взаємодії ґрунтових вод із поверхневими (рис. 18):

1. **Наявність постійного гідравлічного зв'язку** поділяють на два підтипи:

- наявність *одностороннього гідравлічного зв'язку* – низьке положення водотривкої породи і рівня ґрунтових вод протягом року; річка за таких умов постійно живить ґрунтові води;

- наявність двостороннього гідравлічного зв'язку – більш високе положення водотривкої породи; річка живить ґрунтові води лише в період водопілля, а в межень, навпаки річка живиться ґрунтовими водами.

2. **Наявність тимчасового гідравлічного зв'язку** – ще більш високе положення водотривкої породи; річка живить ґрунтові води в період водопілля, а в межень – ґрунтові води живлять річку і на схилах русла в цей період виникають мочажини, джерела або ключі.

3. **Відсутність гідравлічного зв'язку** – при дуже високому положенні водотривкої породи як у період водопілля, так і в межень гідравлічного зв'язку між ґрунтовими і поверхневими водами немає.

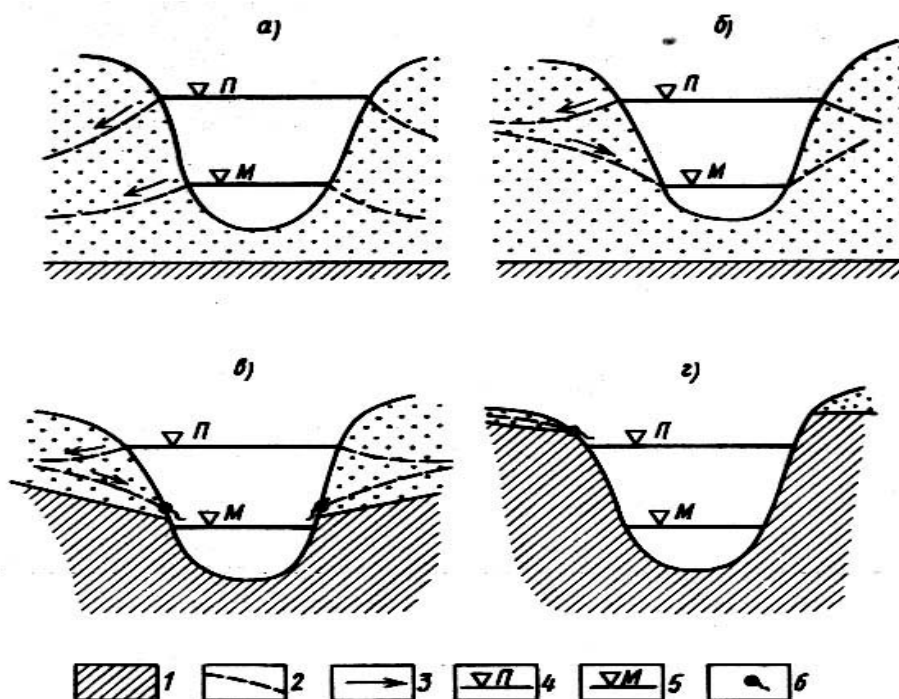


Рис. 18. Схема взаємодії річкових і ґрунтових вод:

а – постійний односторонній гідравлічний зв'язок, б – постійний двосторонній гідравлічний зв'язок, в – тимчасовий гідравлічний зв'язок г – відсутність гідравлічного зв'язку; 1 – водотривкі породи, 2 – рівень ґрунтових вод, 3 – напрямок руху ґрунтових вод, 4 – рівень води в річці в період водопілля, 5 – рівень води в річці в межень, 6 –джерела.

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

Артезіанські води – це підземні води, які залягають між водотривкими горизонтами, перебувають під напором, при розкритті їх буровими свердловинами, піднімаються вище подошви верхнього водотривкого горизонту. Одержали свою назву в XII ст. від провінції Артуа у Франції.

Артезіанські води нерідко мають підвищену мінералізацію. Зазвичай вони менш підвернені забрудненню у порівнянні з ґрунтовими водами.

Артезіанський басейн – гідрологічні структури синклінального типу, які утримують один або декілька водоносних горизонтів із напірними водами. Артезіанський басейн складається з трьох областей: живлення, напору і розвантаження підземних вод (рис.19).

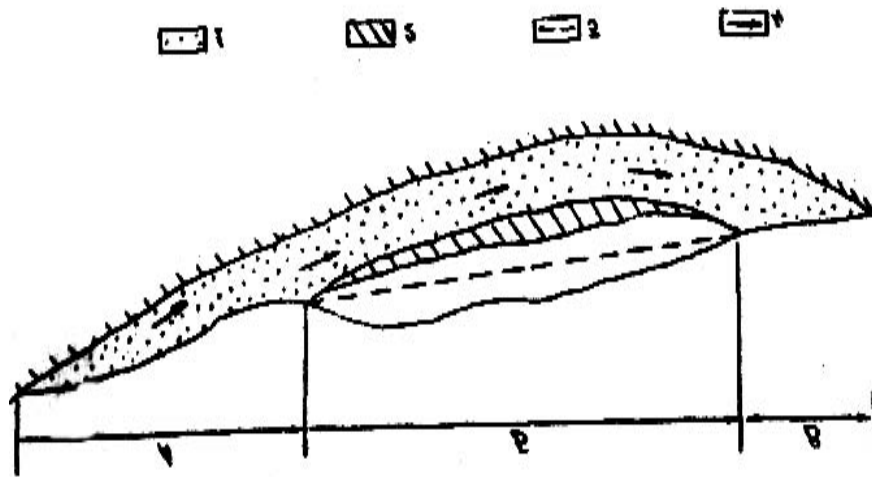


Рис. 19. Схема артезіанського басейну (за О. М. Овчинніковим)
 А – область живлення; Б – область напору; В – область розвантаження (стоку); 1 – водоносні породи; 2 – водотривкі породи; 3 – рівень води; 4 – напрям руху води.

Область живлення артезіанського басейну – область, де підземні води поповнюються за рахунок атмосферних опадів та поверхневих вод. В області живлення артезіанського басейну поширені лише ґрунтові або слабо напірні підземні води.

Область напору - це та частина артезіанського басейну, в якій рівень підземних вод може піднятися вище підшви водотривкої покрівлі водоносного горизонту. Відстань від водотривкої підшви до рівня напірних вод по вертикалі, називається напором, або п'езометричним рівнем.

Область розвантаження артезіанського басейну – це та частина басейну, де напірні води виходять на денну поверхню у вигляді джерел або потрапляють у річки, озера, моря. В гіпсометричному відношенні вона розташована нижче області живлення та напору.

Артезіанські та ґрунтові води часто перебувають у тісних взаємозв'язках, що залежить від геологічної будови території поширення підземних вод. Так, в одних випадках ґрунтові води поповнюють напірні водоносні горизонти, а в інших – останні підживляють ґрунтові води.

Джерело – це природний вихід на денну поверхню ґрунтових (безнапірних) вод. За характером виходу на поверхню джерела бувають такі:

Низхідні джерела – вихід ґрунтових вод на денну поверхню, вода вільно збігає в товщі водоносної породи з підвищених ділянок рельєфу на нижчі.

Висхідні джерела – це джерела біля виходу на поверхню напірних вод, вони формуються з вод, які піднімаються вгору з нижніх водоносних шарів.

За іншими ознаками джерела поділяються на постійні, періодичні, сезонні, прісні, мінеральні, холодні, термальні, карстові, тріщинні тощо.

Глибинні підземні води – це напірні води, які залягають на великих глибинах; розвантажуються шляхом надходження по тектонічних тріщинах або розломах у водоносні горизонти, що залягають вище, або виходять безпосередньо на денну поверхню у вигляді джерел.

9.8. Водний баланс і режим підземних вод ***Водний баланс підземних вод***

Рівняння водного балансу для поверхні басейну:

$$X = U_{\text{пов}} + U_{\text{інф}} + Z_{\text{пов}} \pm \Delta u_{\text{пов}},$$

де X – опади, що випали на поверхню басейну;

$U_{\text{пов}}$ – поверхневий стік;

$U_{\text{інф}}$ – вода, яка надходить до зони аерації у процесі інфільтрації;

$Z_{\text{пов}}$ – випаровування з поверхні басейну;

$\pm \Delta u_{\text{пов}}$ – зміна запасів води на цій поверхні.

Рівняння водного балансу для зони аерації:

$$U_{\text{інф}} + Z_{\text{гр.в}} = U_{\text{грунт.}} + U_{\text{жив.гр.в}} + Z_{\text{тр}} + Z_{\text{з.а}} \pm \Delta u_{\text{з.а}},$$

де $U_{\text{інф}}$ – надходження води в процесі інфільтрації з поверхні;

$Z_{\text{гр.в}}$ – випаровування з поверхні ґрунтових вод;

$U_{\text{грунт.}}$ – стік у ґрунтовому шарі;

$U_{\text{жив.гр.в}}$ – вода, яка надходить із зони аерації до ґрунтових вод і бере участь у їхньому живленні;

$Z_{\text{тр}}$ – поглинання води із зони аерації кореневою системою рослин, яка витрачається потім на транспірацію, а частково на збільшення біомаси рослин;

$Z_{\text{з.а}}$ – підземне випаровування води із зони аерації і витрати її в атмосферу;

$\pm \Delta u_{\text{з.а}}$ – зміна запасів води в зоні аерації.

Рівняння водного балансу для водоносного горизонту:

$$U_{\text{жив.гр.в}} = U_{\text{гр.в}} + Z_{\text{гр.в}} \pm U_{\text{гл}} \pm \Delta u_{\text{гр.в}},$$

де $U_{\text{жив.гр.в}}$ – живлення ґрунтових вод із зони аерації;

$U_{\text{гр.в}}$ – стік ґрунтових вод;

$Z_{\text{гр.в}}$ – випаровування з поверхні ґрунтових вод;

$\pm U_{\text{гл}}$ – живлення ґрунтових вод із глибини напірних горизонтів або розвантаження ґрунтових вод у ці глибинні горизонти;

$\pm \Delta u_{\text{гр.в}}$ – зміна запасів води у водоносному горизонті ґрунтових вод.

Водний режим зони аерації

Водний режим зони аерації визначається режимом надходження до неї інфільтруючих вод після дощів або сніготанення. Зміна вмісту води в зоні аерації залежить від співвідношення складових частин рівняння водного балансу.

Розрізняють три основних типи водного режиму зони аерації: промивний, компенсований та випарний.

Промивний тип водного режиму – величина інфільтрації ($y_{\text{інф}}$) перевищує втрати на десукцію кореневої системи рослин ($z_{\text{тр}}$) і підземне випаровування ($z_{\text{з.а.}}$): $y_{\text{інф}} > z_{\text{тр}} + z_{\text{з.а.}}$.

При компенсованому типі водного режиму: $y_{\text{інф}} \sim z_{\text{тр}} + z_{\text{з.а.}}$.

Випарний тип режиму характеризується переважанням транспірації і підземного випаровування над інфільтрацією: $y_{\text{інф}} < z_{\text{тр}} + z_{\text{з.а.}}$.

Режим підземних вод

Режим підземних вод – це зміна їхніх рівнів, температури та хімічного складу в просторі і часі під впливом метеорологічних, гідрологічних, геологічних, геоморфологічних, біогенних факторів та діяльності людини. Г.М. Каменський виділяє кілька типів режиму підземних вод у залежності від того, який з факторів або група їх є головними у формуванні режиму.

1. Прибережний тип режиму – властивий підземним водам, які тісно пов'язані з поверхневими водами; формується під впливом змін рівнів, температури та хімічного складу, які відбуваються в річках, озерах, морях або інших водоймах.

2. Вододільний тип режиму характерний для підземних вод тих частин вододілів, які значно віддалені від річок та інших поверхневих водойм і формується переважно під впливом кліматичних факторів, серед яких головне місце займають атмосферні опади.

3. Мішаний тип режиму – це результат накладання коливань, які спричинені коливаннями рівнів поверхневих вод і атмосферними опадами. Спостерігається такий тип режиму на ділянках, що розташовані між частинами вододілу, на яких формуються прибережний та вододільний типи.

4. Карстовий тип режиму утворюється в зоні інтенсивного поглинання поверхневих вод у карстових районах. Д. С. Соколов виділяє чотири зони циркуляції підземних вод у вертикальному розрізі закарстованих порід.

Перша зона – *зона аерації* – це зона, в якій здійснюється інфільтрація води (просочування атмосферних вод у породи крізь великі тріщини).

Друга зона – *зона сезонних коливань рівня підземних вод* – рух карстових вод залежно від пори року може відбуватись і в горизонтальному, й у вертикальному напрямку. В засушливі періоди року вони рухаються

переважно зверху вниз, у багатоводні періоди - рухаються в горизонтальному напрямку.

Третя зона – *зона повного насичення* – підземні води в цій зоні рухаються лише в бік найближчої дренаючої долини.

Четверта зона – *зона глибокої циркуляції підземних вод* – рух підземних вод обумовлюється загальними геолого-структурними особливостями регіону і підпорядкований положенню загального базису стоку.

5. Мерзлотний тип режиму підземних вод має місце в зоні багаторічної мерзлоти. Н. І. Толстихін підземні води цієї зони поділяє на три категорії: надмерзлотні, міжмерзлотні і підмерзлотні.

1. *Надмерзлотні підземні води* – це підземні води, які залягають вище товщі порід багаторічної мерзлоти. Це ґрунтові води, які пов'язані переважно з четвертинними пухкими породами. Живлення їх відбувається за рахунок атмосферних опадів та відтавання діяльного шару і тому коливання рівнів цих вод збігається з коливаннями температури повітря й атмосферних опадів. Узимку надмерзлотні підземні води можуть промерзати цілком, а влітку – поєднуються із шаром порід, які розтанули.

2. *Міжмерзлотні підземні води* залягають у товщі порід багаторічної мерзлоти і можуть перебувати у твердому й рідкому стані.

Талики – ділянки, де в шарах багаторічної мерзлоти вода перебуває в рідкому стані. Талики служать каналами, які з'єднують надмерзлотні та підмерзлотні води і по яких відбувається живлення підмерзлотних вод за рахунок атмосферних опадів.

3. *Підмерзлотні підземні води* – це підземні води в рідкому стані і які залягають під шарами багаторічної мерзлоти; вони здебільшого мають напір і за умовами залягання та циркуляції не відрізняються від напірних артезіанських вод за межами районів багаторічної мерзлоти.

6. Штучний тип режиму підземних вод – цей режим формується під впливом штучних водойм та в районах проведення різних видів водної меліорації (зрошення, обводнення, осушення тощо). В районах зрошення та обводнення часто підвищуються рівні ґрунтових вод, а в районах осушувальної меліорації – знижуються.

9.9. Роль підземних вод у фізико-географічних процесах

Під дією підземних вод розвиваються фізико-географічні процеси, які ведуть до формування складних форм рельєфу. Найбільш відомими явищами є такі: карст, суфозія, зсуви, заболочування.

Карст – це природне явище, спричинене взаємодією води з вапняками, доломітами, гіпсами, солями, що призводить до поступового розчинення і руйнування цих порід. Унаслідок розвитку карстового процесу виникають поверхневі та підземні карстові форми рельєфу, карстові порожнини, карстові відклади. В Україні карст відомий у Криму, на Волині, Поділлі, Донецькому Кряжі та в інших місцях.

Суфозія – це просідання земної поверхні на певних ділянках у результаті вилуговування і винесення розчинних складових гірських порід підземними водами.

Зсуви – сповзання перенасичених вологою мас гірських порід під дією сили земного тяжіння. В Україні зсуви відомі у Карпатах, Криму, на узбережжі Чорного й Азовського морів, на берегах Дніпра та інших річках.

Заболочування – це місця, де рівні ґрунтових вод залягають близько від поверхні Землі або підземні води виходять на денну поверхню у вигляді джерел і часто формуються болота та перезволожені землі.

Полої – це підняті ділянки, які утворюються в результаті сукупної дії процесів замерзання гірських порід і частин підземних вод, циркуляції води, утворення горбів, розтріскування їх, виливів води та наступного її замерзання. Поширені у районах багатовікової мерзлоти.

9.10. Розповсюдження підземних вод

Розповсюдження підземних вод – це поширення підземних вод у товщі земної кори як по площі, так і у вертикальному розрізі. Зумовлене – це поширення геологічною будовою території та її кліматичними умовами. За ознаками геологічної будови територію поширення підземних вод можна віднести до артезіанського басейну або до складчастої області.

Складчаста область поширення підземних вод – це підвищена тектонічна структура, складена тріщинуватими кристалічними або метаморфічними породами. На території України поширені такі складчасті області: Донецька, Українського кристалічного щита, Гірського Криму й Українських Карпат.

Артезіанський басейн – це тектонічна структура у вигляді прогину, вивпнена різновіковими нашаруваннями гірських водоносних та водотривких осадових порід, що перемежуються і створюють горизонти підземних артезіанських вод. На території України поширені такі артезіанські басейни: Дніпровсько-Донецький, Волино-Подільський і Причорноморський.

Певна закономірність поширення ґрунтових вод у земній корі, із характерними для них особливостями в кожному ландшафті, називається **зональністю ґрунтових вод**.

Ця зональність була виявлена ще в 1914 р. П. В. Отоцьким, який визначав, що в міру поширення ґрунтових вод на південь вони заглиблюються і мінералізуються.

У вертикальному розрізі геологічних структур виявлені закономірності поширення підземних вод. М. К. Ігнатович виділив такі три зони:

Зона активного водообміну – це зона впливу дренажу водоносних порід річковою системою. Ця зона досягає глибини до 300 м і більше. Підземний стік у цій зоні бере участь в активному водообміні з поверхнею.

Зона ускладненої циркуляції – це зона, яка охоплює глибокі частини артезіанських басейнів і тектонічних порушень у складчастих областях. Водобмін у цій зоні уповільнений, а підземний стік ускладнений. Глибина цієї зони в артезіанських басейнах 500 – 600 м, а в складчастих областях – 1 000 – 2 000 м (термальні води).

Зона застійного водного режиму – це зона глибокого залягання осадового комплексу артезіанських басейнів. Водобмін у цій зоні проходить у масштабах геологічного часу, а її глибина – 1 000 м і більше. Саме з цією зоною поєднують наявність похованих підземних вод.

Контрольні запитання:

1. Які води називаються підземними?
2. Теорії походження підземних вод.
3. Види води у порах ґрунту.
4. Які фізичні властивості порід?
5. Які водні властивості порід?
6. Які фільтраційні властивості порід?
7. Що таке водопроникні та водотривкі гірські породи?
8. Класифікація підземних вод за характером залягання.
9. Які води належать до зони аерації та зони насичення?
10. Які води називають ґрунтовими, чим вони відрізняються від напірних?
11. Що таке артезіанський басейн?
12. Рух підземних вод.
13. Закон фільтрації Дарсі.
14. Закон Шезі-Краснопольського.
15. Що таке режим підземних вод?
16. Які основні особливості хімічного складу підземних вод?
17. Які основні закономірності розповсюдження підземних вод у товщі земної кори?
18. Взаємодія поверхневих і підземних вод.
19. Водний баланс підземних вод:
 - для поверхні;
 - для зони аерації;
 - для водоносного горизонту.
20. Класифікація типів режиму підземних вод за факторами формування режиму.
21. Які основні закономірності розповсюдження підземних вод у товщі земної кори?
22. Роль ґрунтових вод у живленні річок.

Література

1. Гидрогеология / Под ред. В. М. Шестакова, М.С. Орлова. – М.: Высшая школа, 1984. – 317 с.
2. Загальна гідрологія. Підручник / Левківський С. С., Хільчевський В. К., Ободовський О. Г. та ін. – К.: Фітосоціоцентр, 2000. – 264 с.
3. Михайлов Л. Е. Гидрогеология. – Л.: Гидрометеоздат, 1985. – 263 с.
4. Михайлов В. Н., Добровольский А. Д. Общая гидрология: Учеб. для геогр. спец. вузов. – М.: Высшая школа, 1991. – 368 с.
5. Мороз Э. А., Яковенко П. И., Беседа И. Г. Рациональное использование и охрана подземных вод. – К.: Будівельник, 1981. – 135 с.
6. Пиннекер Е. В. Подземная гидросфера. – Новосибирск, 1984. – 159 с.
7. Плотников Н. И. Подземные воды – наше хозяйство. – М.: Недра, 1990. – 206 с.

МОДУЛЬ 3. ГІДРОЛОГІЯ ОКЕАНІВ І МОРІВ

Блок 10. ГІДРОЛОГІЯ ОКЕАНІВ І МОРІВ

Світовий океан та його частини

Світ овий океан – безперервна водна оболонка Землі, яка оточена материками та островами і володіє спільністю сольового складу.

Океан – частина Світового океану, яка розміщена між материками, має великі розміри, самостійну циркуляцію вод і атмосфери та особливий гідрологічний режим.

За розрахунками І.Суттєвої, загальна площа Землі становить 510.08 млн км².

При цьому на Світовий океан припадає 361.26 млн км² (або 71 % поверхні планети), а на сушу – 149.02 млн км² (29 %). Інакше кажучи, на кожен квадратний кілометр суші припадає 2.4 км² води. У північній півкулі на океан припадає 60.7 % всієї поверхні Землі, в південній – 80.9 %. Отже, обидві півкулі, особливо південна, є переважно океанічними.

Світовий океан, хоч і єдиний, проте ділиться на більш-менш самостійні частини, що має істотне значення для розв'язання наукових практичних завдань.

У 1650 р. голландський географ Бернгард Вареніус у своїх працях уперше запропонував поділити Світовий океан на п'ять океанів: Тихий, Індійський, Атлантичний, Північний Льодовитий, Південний Льодовитий. У 1845 р. Британське королівське географічне товариство прийняло той самий поділ.

Наш видатний океанограф Ю. М. Шокальський у класичній праці

“Океанографія”, яка вийшла в 1917 р., пропонував виділити три океани: Тихий, Атлантичний, Індійський. Північний Льодовитий океан він відносив до Атлантичного як море.

У 1967 р. Світовий океан стали поділяти на чотири частини: Тихий, Атлантичний, Індійський, Північний Льодовитий (табл. 10.1).

Таблиця 10.1

Основні морфометричні характеристики океанів

Характеристики	Океани				
	Тихий	Атлантичний	Індійський	Північний Льодовитий	Світовий
Площа поверхні, млн км ²	178.68	91.66	76.17	14.75	361.26
Об'єм, млн км ³	710.36	329.66	282.65	17.07	1340.74
Середня глибина, м	3976	3597	3711	1225	3711
Найбільша глибина, м	11022 Маріанський жолоб)	8742 (жолоб Пуерто-Рико)	7209 (Яванський жолоб)	55 27 (Гренландське море)	11022 (Маріанський жолоб)

В результаті тривалих досліджень встановлено великі відмінності антарктичних вод від інших океанів і пропонується виділити п'ятий океан – Південний Льодовитий. Але деякі спеціалісти не підтримують цих доводів, виходячи з того, що океани з усіх боків мають оточувати материки і тому відповідні райони Південного Льодовитого океану вони відносять до тихоокеанського, атлантичного та індійського секторів.

Якщо так важко прийти до єдиної думки щодо поділу Світового океану на окремі океани, то ще складнішою є справа з виділенням морів, заток і проток. За даними Географічного управління виділено 140 морів, заток і проток, із них 44 належить до Атлантичного, 29 – до Північного Льодовитого, 50 – до Тихого і 17 – до Індійського океану.

Складовими частинами океанів є моря, затоки, протоки.

Море – це порівняно невелика частина океану, яка врізається в сушу чи відмежована від нього берегами материків, півостровами та островами; має певні геологічні, гідрологічні та інші риси, що суттєво відрізняються від відповідних рис океану.

За розташуванням відносно суші моря поділяються на внутрішні, окраїнні та міжострівні.

Внутрішні моря (внутрішньоматерикові і міжматерикові) – це моря, що мають ускладнений водообмін з океаном через порівняно вузькі протоки.

Міжматерикові моря – це моря, що розташовані між різними материками (наприклад, Середземне, Червоне моря).

Внутрішньоматерикові моря – це моря, що знаходяться всередині одного материка (наприклад, Чорне, Біле, Балтійське, Азовське моря).

Окрайні моря відокремлюються від океану островами чи заходять у материк і мають відносно вільний зв'язок з океаном (наприклад, Чукотське, Баренцове моря).

Між ост рівні моря – це моря, що розміщені серед великих островів або архіпелагів (наприклад, моря Банду, Фіджі). Основні морфометричні характеристики деяких морів наведені в табл. 10.2.

Зат ока – частина океану чи моря, яка врізається в сушу і слабо відмежована від моря чи океану (Аляска в Тихому океані тощо).

Бухт а – невелика затока, яка чітко відділена мисами чи островами від океану чи моря, добре захищена від вітрів (Севастопольська бухта в Чорному морі).

Лиман – затока, що відокремлена від моря піщаною косою (пересипом), в якій є вузька протока, котра з'єднує лиман із морем. Найчастіше **лиман** – це затоплена частина найближчої до моря ділянки річкової долини (наприклад, Дніпровський, Дністровський).

Губа – затока, яка глибоко врізається в сушу (Обська в Карському морі).

Фіорд – вузька та глибока затока з високими крутими берегами (Согнефіорд у Норвезькому морі).

Прот ока – водний простір, який розділяє дві ділянки суші та з'єднує окремі океани і моря чи їхні частини (Берингова).

10.1. Основні особливості будови земної кори під морями та океанами

Земна кора під морями та океанами складається з двох шарів: осадового і магматичного (базальтового). Загальна товща земної кори під океаном – близько 6 км; товща в п'ять разів менша, ніж під материками. Середня потужність океанічних осадів – від 300 до 1000 м, але є місця, де їх дуже мало чи зовсім немає, як, наприклад, серединно-океанічні хребти. Потужність базальтового шару на континентах досягає 40 км, а за його межами – від 3 до 10 км.

Вирізняють також два перехідні типи: субокеанічний, який має більшу товщу осадової оболонки (15-20 км) і субконтинентальний, який окрім осадової оболонки, має гранітно-базальтову оболонку, потужністю 15-20 км. Перший тип, характерний для крайніх і внутрішніх морів, другий – для великих океанічних островів та острівних дуг.

Таблиця 10.2

Основні морфометричні характеристики морів

Море	Площа тис. км ²	Об'єм во- ди, км ³	Середня глибина, м	Найбільша гли- бина морів, м
<i>Тихий океан</i>				
Коралове	4068	10038	2468	9174
Південно-Китайське	3537	3623	1024	5560
Берингове	2315	3796	1640	4097
Охотське	1603	1316	821	3351
Японське	1062	1631	536	3699
Східнокитайське	836	258	309	2719
Банда	714	1954	2337	7440
Яванське	480	22	45	89
Жовте	416	16	38	106
Сулу	348	553	1591	5576
Молукське	291	554	1902	4870
Серам	187	227	1209	5319
Флорес	121	222	1829	5123
Балі	119	49	411	1296
Саву	105	178	1701	3370
<i>Атлантичний океан</i>				
Карибське	2777	6745	2429	7090
Середземне	2505	3603	1438	5121
Мексиканська затока	1555	2366	1522	3822
Північне	565	49	87	725
Балтійське	419	21	50	470
Чорне	422	555	1315	2210
Азовське	39	0,3	7	13
<i>Індійський океан</i>				
Аравійське	4832	14523	3006	5803
Бенгальська затока	2172	5616	2585	5258
Арафурське	1017	189	186	3680
Тіморське	432	188	435	3310
Андаманське	602	660	1096	4198
Червоне	460	201	437	3039
<i>Північний Льодовитий океан</i>				
Баренцове	1424	316	222	600
Норвезьке	1340	2325	1735	3970
Гренландське	1195	1961	1641	5527
Східносибірське	913	49	54	915
Карське	883	98	1 11	600
Гудзонова затока	819	92	100	274
Баффіна	530	426	804	2414
Лаптевих	662	353	533	3385
Чукотське	595	42	71	1256
Біле	90	6	67	350

10.2. Рельєф дна океанів

Основні елементи рельєфу дна океану (рис. 20):

1. підводна окраїна материка (22 % площі дна):
 - 1.1. шельф або материкова відмілина (0-200 м);
 - 1.2. материковий схил (200-2 000 м);
 - 1.3. материкове підніжжя (2 000-2 500 м);
2. перехідна зона:
 - 2.1. улоговини окраїнного глибоководного моря;
 - 2.2. острівні дуги;
 - 2.3. глибоководні жолоби;
3. ложе океану (2 500-6 000 м):
 - 3.1. океанічні улоговини;
 - 3.2. океанічні підняття;
 - 3.3. серединно-океанічні хребти.
4. океанічні жолоби (глибиною більше 6 000 м).

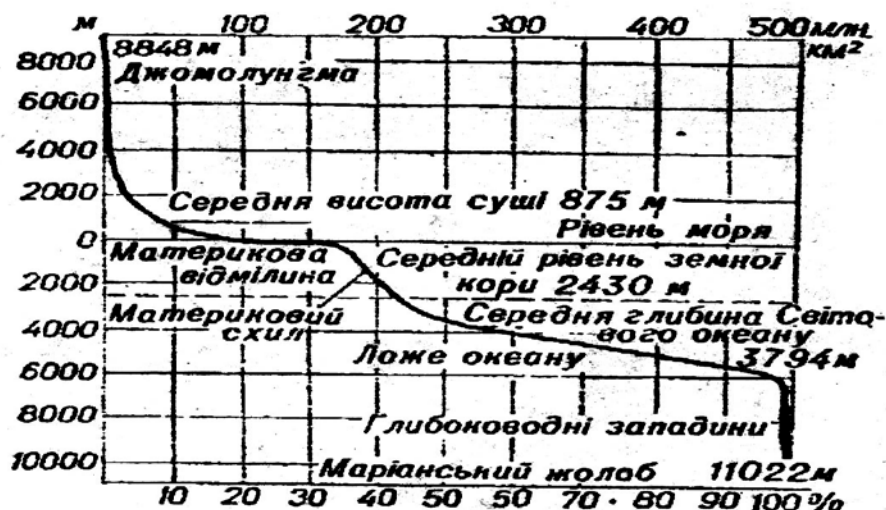


Рис. 20. Гіпсографічна крива

Підводна окраїна материків

Шельф – мілководна частина підводної окраїни материків та великих островів (із глибинами в середньому до 200 м, інколи до 400 м), яка має відносно вирівняну поверхню і материковий тип будови земної кори. Найбільша ширина шельфу вздовж північних берегів Євразії, найменша – у Тихому океані вздовж західних берегів Північної та Південної Америки.

Шельфам притаманний переважно рівнинний рельєф дна, із поступовим зниженням до континентального схилу. Але шельфи є з виступами, терасами, пагорбами, западинами, давніми річковими долинами тощо.

Мат ериковий схил – це частина підводної окраїни материка між шельфом і материковим підніжжям, розповсюджується до глибини 3,5 км. Материковий схил має великі похили (у середньому – 4-7°, інколи – 30°). У деяких місцях океану материковий схил прорізаний глибокими підводними каньйонами.

Підводні каньйони починаються здебільшого на зовнішньому шельфі. Багато з них є продовженням наземних річкових долин: Сенегалу, Оріноко, Парани, Сан-Франциску (Південна Америка); Міссісіпі, Св. Лаврентія, Юкону, Колумбії, Колорадо (Північна Америка).

Окремі каньйони сягають 3-5 км глибини і вриваються в континентальний схил на 1000 м, як перед гирлом Св. Лаврентія, Параною чи навіть до 1500 м – перед гирлом Конго.

Чимало каньйонів проходять дном океанів, не маючи початку на шельфі. За розмірами вони найрізноманітніші. Два велетні каньйони, виявлені в Північній Атлантиці – Північно-Західний, який проходить від Девісової протоки до паралелі 40° пн. ш. і простягається на 3200 км; каньйон Морі – східна частина Північної Атлантики, звивається по дну на 2600 км до Азорських островів.

Мат ерикове підніжжя – це межа між материковим схилом та ложем океану з глибинами до 4000 м; акумулятивна слабо нахилена рівнина. У структурному відношенні – глибокий прогин на стику континентальної та океанічної кори, заповнений постійним шаром пухких осадів. Тут зустрічаються конуси виносу каньйонів.

Перехідна зона

Улоговини окраїнного моря – це значні за площею замкнуті зниження дна з порівняно пологими схилами та плоским дном. Улоговини мають вирівняну поверхню з могутнім шаром осадів на дні (Берингове, Охотське моря), горбистий гірський рельєф (підняття Ямато), для них характерна сейсмічність.

Острівні дуги – лінійно орієнтовані гірські споруди, що відділяють улоговини окраїнних морів від глибоководних жолобів. Основою острівних дуг є підводні хребти (завширшки 40-400 км, довжиною до 1000 км і більше), переважно вулканічні, із численними вершинами, які виступають над рівнем моря у вигляді пасма чи “гірлянди” островів (наприклад, Алеутські, Курильські, Японські острови). Зазвичай, дуги орієнтовані паралельно глибоководним жолобам, дугоподібні. Для острівних дуг характерні різкі диференційовані гравітаційні та магнітні поля, підвищені значення теплового потоку, активний вулканізм і сейсмічність.

Глибоководні жолоби – довгі та вузькі поглиблення дна з дуже крутими схилами (5-6° у верхній частині схилів, 15-20° – у нижній). Довжина глибоководних жолобів досягає декількох тисяч кілометрів, ширина – десятки і сотні кілометрів, в їх межах знаходяться найбільші глибини Світового океану (Маріанська западина – 11 022 м). Глибоководні жолоби зазвичай розташовані із зовнішнього боку острівних дуг (наприклад, Алеутський, Філіппінський, Курило-Камчатський жолоби) або простягаються вздовж гірського узбережжя (наприклад, Перуанський, Чилійський жолоб). Тільки западина Романш знаходиться посередині океану. Області розвитку глибоководних жолобів відзначаються ви-

сокою сейсмічністю, часто – виявленням вулканічної діяльності. Дно глибоководного жолоба часто плоске, є областю інтенсивного осадконакопичення (потужність пухкого осадкового покриву може досягати 2-3 км), а в місцях розташування глибинних розломів схили інколи прямовисні.

Ложе океану

Ложе океану – один із головних елементів рельєфу дна Світового океану. Займає найнижчий рівень земної поверхні (крім глибоководних жолобів) – від 4 тис. до 6-7 тис. м глибини – розташоване між материковим підніжжям і серединно-океанічними хребтами. Складається земною корою океанічного типу, відрізняється слабким виявленням сучасного вулканізму та сейсмічністю, невеликими швидкостями вертикальних рухів земної кори подібно платформам материків. У рельєфі переважають плоскі акумулятивні і складнорозчленовані горбисті рівнини, які розділені підняттями різних типів.

Для ложа океану характерні як підвищені, так і понижені форми рельєфу.

До позитивних форм відносяться: серединно-океанічні хребти, підводні плато, окремі підводні гори – гайоти (та підводні вулкани).

Підводні плато – це плоскі, або слабо нахилені підвищення дна океану з відносно рівною поверхнею та значні за площею (Новозеландське, Бермудське).

Гайоти – ізольовані плосковершинні підводні гори, зазвичай вулканічного походження. Вважається, що вирівнювання вершин зумовлено абразією чи денудацією з наступним опусканням давніх вулканічних островів у води океану. Найбільше їх у Тихому океані.

До понижених форм рельєфу дна океанів належать улоговини й океанічні жолоби (глибиною понад 6 000 м).

Серединно-океанічні хребти – великі підводні гірські споруди в межах дна океану, здебільшого посередині океанів. Ця система простягається через усі океани. Сумарна довжина біля 75 тис. км, ширина до 2000 км, відносна висота 1-3 км. До системи серединно-океанічних хребтів входять хребет Гаккеля в Північно-Льодовитому океані, Серединно-Атлантичний і Центрально-Індійський (разом з Аравійсько-Індійським хребтом), Східно-Тихоокеанське підняття (останнє в структурному відношенні є скоріше океанічним валом). Окремі вершини піднімаються над рівнем океану у вигляді вулканічних островів (Трістанда-Кун'я, Буве, Св. Олени тощо). Серединно-океанічні хребти характеризуються широким розвитком розривних порушень земної кори, в тому числі значними поперечними розломами і зсувами, активним вулканізмом й високою сейсмічністю. В поперечному перерізі виділяється складне чергування окремих хребтів і знижень. Гіпотеза тектоніки плит припускає, що біля серединно-океанічних хребтів відбувається розсування літосферних плит і нарощування їх за рахунок речовини, яка піднімається з на.

10.3. Донні відкладення 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 осідають на дно і формують донні осади, чи донні відклади.

Донні осади, залежно від матеріалу, із якого вони утворюються, поділяються на теригенні, органогенні чи біогенні, хемогенні, вулканогенні, космогенні, еолові.

Теригенні відклади – це завислі та донні наноси, які виносяться річками, а також продукти руйнування берегів (абразія). Ці відклади займають одну четверту всієї площі дна океанів. Основна маса теригенних відкладів у Світовому океані представлена мулами: у високих широтах зустрічається голубий мул; у Тихому та Індійському океанах – синій; біля берегів Південної Америки – червоний; біля східного узбережжя США, у берегів о. Пуерто-Ріко, півострова Каліфорнія тощо – зелений; чорний – в Чорному морі; сірі мули у вулканічних областях; біля коралових островів – білого кольору.

Органогенні чи біогенні відклади формуються з решток відмерлих планктонних організмів (скелети тварин, черепашки). Найбільш розповсюджені вапнякові та кремнієві відклади.

Вапнякові відклади представлені такими різновидностями: форамініферовими і птероподовими. Основну частину **форамініферових** (глобігерінових) мулів складають черепашки планктонних форамініфер і особливо глобігерин. Ці мули в Тихому океані займають 34,4 % площі всього дна океану, в Атлантичному – 67,2 %, в Індійському – 54,3 %. **Пт ероподові** мули складені з вапнякових залишків планктонних молюсків птеропод і гетеропод. Ці відклади мало поширені – переважно в Атлантичному океані, в Червоному, Середземному морях, у Тихому океані та в Кораловому морі.

До кремнієвих відкладів відносять діатомові, діатомово-радіолярієві мули та кремнієво-губкові відклади. **Діат омові мули** – це глибоководні кремнієві біогенні осади, які збагачені опаловими панцирами діатомових водоростей та їх уламків. Найбільш поширені в південних частинах Тихого, Індійського й Атлантичного океанів у вигляді суцільного кільця біля Антарктики, зустрічаються також у деяких затоках (наприклад, у Каліфорнійській). **Діат омово-радіолярієві мули** – це переважно пелітові мули зі значними домішками теригенного глинистого матеріалу; найбільш поширені в тропічному поясі Тихого та Індійського океанів. **Кремнієво-губкові** відклади складаються з накопичення уламків “скляних” губок, нерідко виражені пісками; частіш за все зустрічаються на шельфі Антарктики, відомі також в Охотському морі.

Вулканогенні відклади, пов’язані з надходженням в океан лави, попелу, вулканічного пилу з вулканів, як на дні океану, так і на суші.

Хемогенні відклади – це результат біохімічних процесів на дні та в придонних водах океану (залізо-марганцеві, фосфоритні конкреції, ооліти, глауконітові піски).

Глауконіт ові піски та мули – це осади різного складу з домішками глауконіту (специфічного матеріалу повторного генезису). Вони зустрічаються на

атлантичних та тихоокеанських підводних окраїнах Північної Америки, на підводних окраїнах Південної та Південно-Західної Африки, біля південного узбережжя Австралії та на Новозеландському підводному плато.

Ооліт и – складаються з кальциту або арагоніту, вони добре поширені там, де відбувається перенасичення морської води CaCO_3 , тобто переважно в теплих морях (на коралових банках Карибського моря, у Каспійському, Аральському морях, Перській затоці, на Сухумському шельфі).

Залізо-марганцеві конкреції – стягнення гідроокисів заліза і марганцю з домішками різних інших сполук, які зустрічаються як включення в червоній глині, рідше в інших глибоководних відкладах і місцями утворюють значні накопичення. Конкреції мають невірну сфероїдальну форму, розміри яких варіюють у межах 1-25 см у поперечнику, але в деяких випадках можуть зустрічатись крупні конкреції. Наприклад, одна з піднятих конкрецій із дна Філіппінської улоговини мала вагу до 850 кг.

Космогенні відклади на дні океану представлені переважно космічним пилом, “космічними кульками”, метеоритами.

Червона глина – це глинисті мули коричневого кольору різних відтінків, які залягають на глибинах більше 4 км. Червона глина зустрічається в зоні розвитку карбонатних відкладів, але на глибині, де останні відсутні. Хімічний склад червоної глини: Al_2O_3 – 15,94 %, SiO_2 – 54,48 %, TiO – 0,98 %. Важливою особливістю червоної глини є пристосування до них основної маси залізо-марганцевих конкрецій, особливо це відноситься до Тихого океану.

Болові відклади – це відклади, які принесені вітрами із суші.

10.4. Хімічний склад вод Світового океану

О. О. Алекін речовини, які входять до складу морської води, умовно поділяє на п'ять груп: головні іони (Cl^- , SO_4^{2-} , HSO_3^- , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}), розчинені гази (O_2 , N_2 , CO_2 , H_2S , CH_4 тощо), біогенні елементи (сполуки азоту, фосфору, кремнію та інших елементів), мікроелементи, органічні речовини.

Головні іони – визначають солоність води і складають 99,9 % загальної маси солей у морській воді, причому серед головних іонів на хлористі сполуки натрію й магнію припадає 88,7 % (табл. 10.3).

Таблиця 10.3

Основні іони морської води

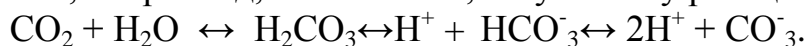
Іон	Концентрація, г/кг	Іон	Концентрація, г/кг
Хлорид	19.3534	Натрій	10.7638
Сульфат	2.7007	Магній	1.2970
Бікарбонат	0.1427	Кальцій	0.4080
Бромід	0.0659	Калій	0.3875
Фторид	0.0013	Стронцій	0.0083
Борат	0.0265		

Розчинені гази – гази, які утворюються за рахунок обміну з атмосферою, біологічної діяльності у воді та інших процесів (кисень, азот, вуглекислий газ, іноді сірководень). Найбільше у морській воді азоту й кисню. *Кисень* надходить у морську воду або з повітря, або в результаті фотосинтезу морських речовин переважно:



Витрачається кисень на дихання морських організмів і на окислення різних речовин. На поверхні океану концентрація розчиненого кисню, зазвичай, залишається на постійному рівні насичення або дуже близька до нього, але, оскільки концентрація кисню у воді збільшується зі зменшенням температури, то вона коливається від 4.5 мл/дм³ у тропічних широтах до 8 мл/дм³ і більше у полярних районах. Між поверхнею й рівнем компенсації концентрація може перевищувати рівень насичення, але нижче цієї глибини кількість розчиненого кисню зменшується. У глибини кількість розчиненого кисню зменшується. У внутрішніх морях, ізольованих від океану, в нижніх шарах води і заглибленнях океанічного дна часто спостерігається нестача кисню і навіть повне його зникнення.

Двоокис вуглецю поглинається під час фотосинтезу, а виділяється при диханні живих організмів і рослин. Для того щоб пояснити характер розподілу CO₂ в океані, крім цих факторів (а також того, що двоокис вуглецю, що утримується в атмосфері, розчиняється в морській воді), необхідно брати до уваги *карбонатну систему*. Двоокис вуглецю, взаємодіючи з водою, утворює вуглекислоту. Остання, а також іони карбонату кальцію, що надходять в океани з річками, які протікають, наприклад, по вапняках, вступають у реакцію:

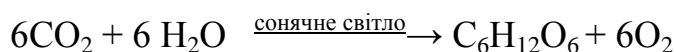


Перенасичення води іонами карбонату кальцію приводить до поглинання його живими організмами, залишки яких відкладаються на дні океану. Нестача насичення води цими іонами викликає розчинення таких осадків. Підвищення розчинності карбонату кальцію зі збільшенням тиску також приводить до помітного падіння вмісту карбонату кальцію в осадках, особливо це помітно на глибині нижче чотирьох кілометрів. Океан, таким чином, є гігантським резервуаром двоокису вуглецю, який завдяки наявності на дні карбонатних осадків дуже ефективно перешкоджає зміні концентрації двоокису вуглецю в атмосфері.

Азот у поверхневих шарах моря знаходиться майже у повній рівновазі з азотом атмосфери. Кількість вільного розчиненого азоту на глибині визначається утворенням і розпадом органічних речовин та діяльністю бактерій.

Сірководень утворюється на дні морів унаслідок процесів розкладу органічних речовин, а також у результаті життєдіяльності бактерій. Цей газ є сильною отрутою для водних організмів. Прикладом зараження глибинних шарів сірководнем є Чорне море, в якому 87% об'єму води отруєно цим газом.

Біогенні елементи – це сполуки (азоту, фосфору, кремнію та інших елементів), які переробляються дрібними рослинними організмами – фітопланктоном. Він знаходиться у воді в завислому стані і має здібність до фотосинтезу вуглеводів із діоксиду вуглецю і води, наприклад:



Для того щоб здійснювати цю реакцію, фітопланктон повинен залишатись там, де достатньо сонячного світла. Навіть у відносно прозорій морській воді фітопланктон знаходиться у верхніх шарах (100- 200 м). Саме в цьому шарі відбувається поглинання біогенних елементів. Фітопланктон утворює основу для харчового ланцюга океану, і біогенні елементи переміщуються вздовж цього ланцюга, по мірі, того як відбувається поглинання їжі – у цілому. У будь-якій з ланок цього ланцюга біогенні елементи можуть знову потрапити до води під час відмирання й розкладу морських організмів, це, звичайно, відбувається в процесі подальшого занурення їх нижче зони фотосинтезу. Таким чином, в океані здійснюється перенесення біогенних елементів зверху вниз – починається з поглинання їх фітопланктоном, у подальшому вони знову потрапляють у воду в розчиненому стані. Для того щоб у зоні фотосинтезу зростання фітопланктону не припинялося, необхідно, щоб біогенні елементи знову потрапили у верхні шари океану. Тому таке важне значення для “родючості” океанічних вод мають зони апвелінгу.

У шельфових морях помірних широт концентрація біогенних елементів більш залежить від пори року, ніж від глибини. Навесні, коли сонячна радіація збільшується фітопланктон починає активно рости. Таке явище називається “весняним цвітінням фітопланктону”. Цвітіння може відбуватись майже до повного зникнення у морській воді одного або відразу декількох біогенних елементів, що у свою чергу, викликає призупинення росту фітопланктону. Інколи у морській воді може знову накопичитись достатня кількість біогенних елементів, і тоді розпочнеться повторне, літнє, цвітіння фітопланктону. Це може бути викликано, наприклад, збільшенням прозорості води, що дає можливість сонячному світлу проникати на більші глибини. Узимку, однак, ріст фітопланктону майже не відбувається, і завдяки перемішуванню водної товщі спостерігається перерозподіл біогенних елементів, які в результаті розкладу морських організмів потрапляють у воду від самої поверхні до самого дна. Таким чином, підготовлюється нове весняне цвітіння фітопланктону.

Мікроелементи – сумарна концентрація яких менша 0,01 % суми головних іонів. У морській воді у найбільших кількостях міститься літій, рубідій, йод, а в найменших – золото та ін.

Органічні речовини – постійно продукуються в океані у вигляді первинної продукції – зеленої маси рослин, яка споживається, відмирає, розкладається. Це пектинові, гумусові, амінокислоти, вуглеводи, жири.

Забруднювальні речовини (нафтопродукти, феноли, детергенти)

– це надходження в океан сторонніх сполук, які не характерні для його природного складу.

10.5. Солоність вод Світового океану

Солоність морської води – це сумарне утримання твердих мінеральних розчинених речовин, які утримуються в 1 л морської води (г/кг, ‰).

Солоність морської води визначають за вмістом хлору або за електропровідністю води. **Хлорність** – це сумарний уміст (у грамах на 1 кг морської води) галогенів (хлору, бром, фтору та йоду) при перерахунку на еквівалентний уміст хлору. Визначається за формулою:

$$S = 1,80655 Cl (\text{‰}).$$

Солоність зменшується в напрямку від низьких до високих широт. Це можна пояснити незначним випаровуванням, значною кількістю опадів, великим річковим стоком (у північній півкулі), таненням льоду. З наближенням до тропіків солоність помітно збільшується і досягає максимальних величин у зоні поміж 20 і 25° широти. Підвищена солоність у тропічному поясі обумовлена великим випаровуванням і малою кількістю опадів. Широтний розподіл солоності води на поверхні Світового океану порушують течії, річки та лід (рис. 21).

Середня солоність вод Світового океану – 35 ‰. До більш солоних відносяться поверхневі води Атлантичного океану (35,4 ‰). Менш солоні вода в Тихому (34,9 ‰) та Індійському (34,8 ‰) океанах. Значно опріснена вода верхніх шарів у Північному Льодовитому океані (29 – 32 ‰, а біля берегів 1 – 10 ‰). Із загальної схеми розподілу солоності води на поверхні Світового океану випадають внутрішні моря. В одних морях дуже великий опріснюючий вплив річок, тому солоність вод незначна – Чорного моря (16-18 ‰), Азовського (10-12 ‰), Балтійського (10-12 ‰). В інших прісна складова водного балансу невелика, а випаровування води значне, тому солоність вод може досягати 38-39 ‰ (Середземне море, Перська затока) і навіть 40-42 ‰ (Червоне море).

З глибиною солоність зростає, але існує дуже складна картина вертикального розподілу солоності.

У високих широтах, особливо в полярних районах, солоність із глибиною (до 200 м) спочатку зростає досить швидко, а далі солоність практично не змінюється.

У помірних широтах спочатку солоність із глибиною (до 100 м) зростає, потім зменшується, досягаючи мінімуму в певному шарі, нижче якого знову збільшується. В екваторіальних широтах спочатку солоність із глибиною (до 100 м) збільшується, а потім із глибиною (до 1 500 м) зменшується, досягаючи мінімуму.

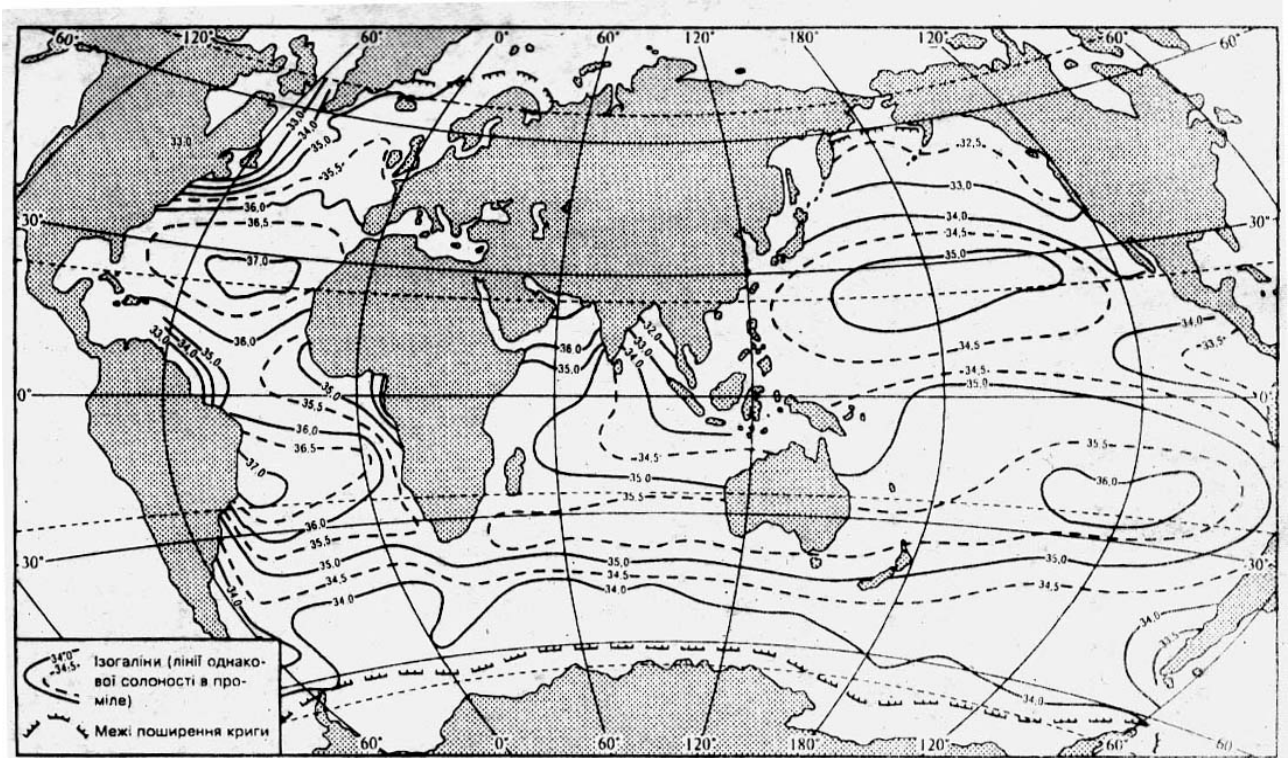


Рис 21. Середня річна солоність води поверхні Світового океану (за В. М. Степановим)

10.6. Водний баланс Світового океану

Загальне рівняння водного балансу Світового океану має вигляд:

$$x_0 + y_0 = Z_0 \pm \Delta W,$$

де x_0 - середня багаторічна сума опадів, що випали на поверхню океану;

y_0 - середній багаторічний стік із суші;

Z_0 - середнє багаторічне випаровування з поверхні океану;

$\pm \Delta W$ - зміна рівня, чи об'єму океану.

Атмосферні опади становлять 90.7% прибуткової частини водного балансу Світового океану, а випаровування - усі 100% його витратної частини.

Особливості розподілу опадів, випаровування та різниці між ними такі: збільшення опадів і випаровування від полярних до низьких широт; існування перевищення опадів над випаровуванням: у високих широтах Північної півкулі (арктичний, субарктичний і частково помірний кліматичний пояси), у високих широтах Південної півкулі (антарктичний, субантарктичний і частково помірний кліматичний пояси) та в екваторіальних і субекваторіальних кліматичних поясах Північної півкулі; існування двох зон перевищення випаровування над опадами в обох півкулях (тропічний і субтропічний кліматичні пояси).

Таким чином, у зонах, де $x - y > 0$, спостерігається розведення морської води прісною, зменшення її солоності, причому надлишок води має викликати відтік поверхневих вод з цих районів океану; у зонах, де $x - y < 0$, відбувається

осолонення води, втрата води повинна приводити до її компенсації шляхом притоку води ззовні.

10.7. Густина і тиск морської води

Морська вода відрізняється від прісної. Її густина збільшується під час зниження температури майже до точки замерзання, а температура замерзання морської води нижча, ніж прісної.

Густина морської води – маса води, що вміщується в 1 см³. Для зручності було введено поняття умовної густини, яка визначається за формулою:

$$d = (S - 1) \times 10^3.$$

Питома вага морської води – співвідношення ваги одиниці її об'єму з будь-якої температури до ваги одиниці об'єму дистильованої води з тієї самої температури і визначається за формулою:

$$\rho_{17,5} = (S \frac{17,5}{17,5} - 1) \times 10^3.$$

Густина морської води залежить від температури, солоності й тиску, тобто від глибини, на якій вода знаходиться. Формально цю залежність можна висловити формулою $\rho = f(S, T, P)$.

Температура найбільшої густини води океану (солоність біля 35 ‰) дорівнює – 3,4 С.

В цілому, густина збільшується від екватора до полюсів. Пов'язано це з тим, що головна роль у формуванні густини води при порівняно високій її температурі належить саме останній, і тому розподіл густини від екватора до полюсів наслідок розподілу температури води. Умовна густина поблизу екватора збільшується з 22-23 кг/м³ до 26-27 кг/м³ до 50 - 60° широт північної і південної широти. Густина дещо зменшується в більш високих північних широтах у результаті зменшення солоності (табл. 10.4).

Таблиця 10.4

Середні величини густини поверхневих вод океанів і деяких морів

Океани	Густина, кг/м ³	Моря	Густина, кг/м ³
Тихий	1,02427	Середземне	1,02090
Атлантичний	1,02543	Чорне	1,0135
Індійський	1,02488	Північне	1,0264
Північний Льодовитий	1,02525	Балтійське	1,0066

З глибиною густина води в океанах збільшується (*пряма стратифікація*), саме цим забезпечується *вертикальна рівновага вод*. При порушенні *прямой стратифікації* виникає конвекція і перемішування шарів. *Зворотна стратифікація густини* – зменшення густини води з глибиною, явище дуже короткочасне. Спостерігається іноді повна однорідність шарів – *нейтральна рівновага*.

В екваторіальній зоні найбільш різке зростання густини з глибиною відмічається на нижній межі верхнього опрісненого і найбільш прогрітого шару до глибини 100 - 200 м. У помірних широтах розподіл густини з глибиною рів-

номірний, а у високих широтах знову 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/см^2 . Із зануренням нижче поверхні води до тиску повітря додається тиск верхнього стовпа води. На кожні 10 м глибини тиск збільшується приблизно на 1 атм.

10.8. Термічний режим океанів і морів

Світовий океан нагрівається і охолоджується повільно. Основними факторами, які впливають на зміну температури води океанів і морів є:

- надходження тепла від Сонця;
- теплообмін з атмосферою ($0,38 \text{ млрд Дж/м}^3$);
- вертикальний теплообмін (надходження тепла з вище і нижче розміщених шарів води);
- приплив тепла в результаті горизонтального переміщення повітряних і водних мас, або адвекції.

Тепловий баланс моря – це сума тепла, яка надходить у воду або витрачається нею в результаті всіх теплових процесів.

Річний хід температури залежить від співвідношення прибуткової і витратної частини теплового балансу протягом року.

Рівняння теплового балансу:

$$Q \pm Q_{\text{еф}} \pm Q_{\text{в}} \pm Q_{\text{т.т}} + Q_{\text{л}} + Q_{\text{ст}} + Q_{\text{о}} + Q_{\text{адв}} = \pm Q_{\text{т}}$$

де Q – сумарна сонячна радіація;

$Q_{\text{еф}}$ – тепло, яке надходить або витрачається при ефективному випромінюванні;

$Q_{\text{в}}$ – тепло, яке витрачається на випаровування або надходить при конденсації;

$Q_{\text{т.т}}$ – тепло, яке надходить або віддається під час турбулентного теплообміну з повітрям;

$Q_{\text{л}}$ – тепло на льодоутворення або танення;

$Q_{\text{ст}}$ – тепло вод материкового стоку;

$Q_{\text{о}}$ – тепло атмосферних опадів;

$Q_{\text{адв}}$ – тепло внаслідок теплообміну;

$\pm Q_{\text{т}}$ – різниця між притоком та витратами тепла.

Середня температура води на поверхні Світового океану – $17,5 \text{ }^\circ\text{C}$, Тихого – $19,4 \text{ }^\circ\text{C}$, Індійського – $17,3 \text{ }^\circ\text{C}$, Атлантичного – $16,5 \text{ }^\circ\text{C}$, а у Північному Льодовитому – мінус $0,8 \text{ }^\circ\text{C}$. Максимальну температуру на поверхні Світового океану має вода в Перській затоці ($35,6 \text{ }^\circ\text{C}$) (рис. 22).

У північній півкулі температура води на поверхні вища, ніж на відповідних широтах південної півкулі.

Найбільші річні амплітуди (до $3\text{-}5 \text{ }^\circ\text{C}$) спостерігаються біля 40° пн. ш і 30° пд. ш, а найменші – у приекваторіальній зоні до ($1 \text{ }^\circ\text{C}$).

Добовий хід температури води пов'язаний з відповідною зміною надходження сонячної радіації: максимум через 2,5-3 годин після полудня, а мінімум – перед сходом Сонця. Амплітуда добових коливань температур дуже мала – 0,2-0,3°, біля тропіків – 0,3-0,4°.

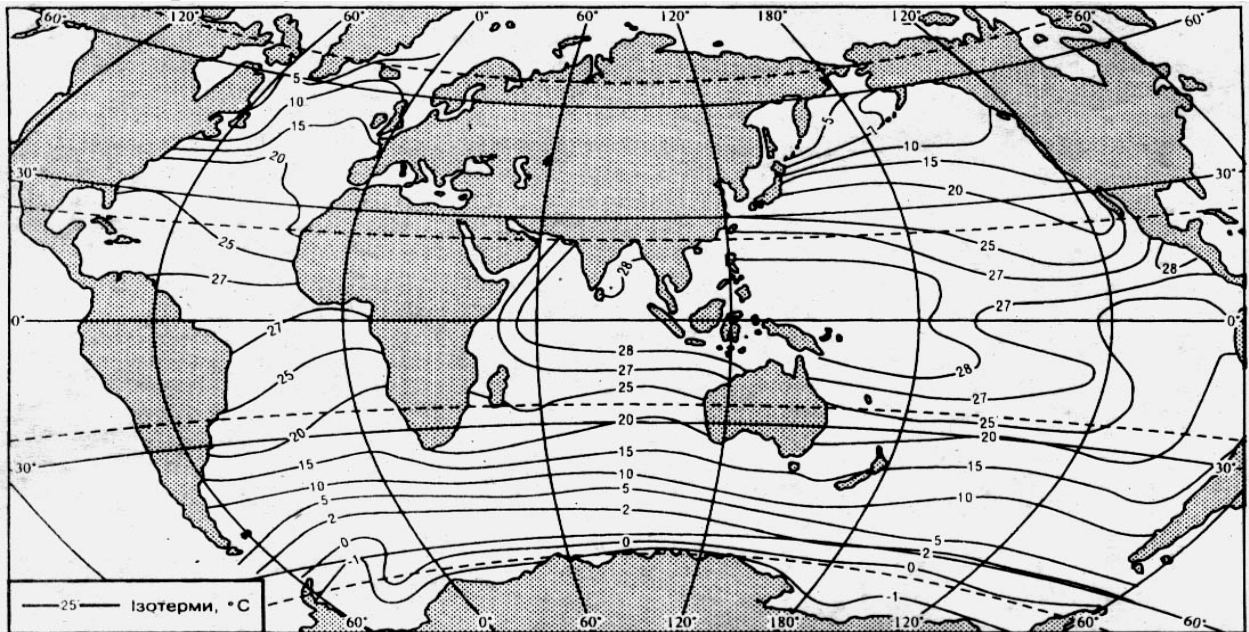


Рис. 22. Середня річна температура води на поверхні Світового океану (за В. М. Степановим)

Найбільш висока температура води на поверхні Світового океану спостерігається в екваторіальному поясі, декілька на північ від екватора. Лінія найвищої температури води (27-28°C) називається **термічним екватором**.

Загальний зональний розподіл температури порушується течіями, річками та льодом. З глибиною температура води в океанах і морях знижується. Тому, глибинні води Світового океану мають температуру значно нижчу ніж поверхневі, за винятком полярних областей і районів океанів, де існує приплив глибинних вод ззовні.

В реальному розподілі температури води в товщі вод океану виділяють кілька типів (табл. 10.5).

Таблиця 10.5

Середньорічні значення температури води за кліматичними типами

Кліматичний тип температури води	Глибина, м						
	0	100	200	500	1 000	3 000	5000
Екваторіально-тропічний	26,6	19,5	13,0	8,1	4,93	2,00	1,6
Тропічний	26,06	23,48	18,06	8,82	4,62	1,87	1,51
Субтропічний	20,3	17,15	14,87	10,0	4,93	2,0	1,55
Субполярний	8,2	5,76	4,83	3,56	2,77	1,40	0,86
Полярний	1,7	0,55	1,29	1,83	1,55	0,44	0,57

Сезонні коливання температури охоплюють тільки тонкий поверхневий шар (зазвичай не більше 200-400 м). Нижче розташовуються відносно холодні

води з температурою від -1 до $+2^{\circ}\text{C}$. Між верхнім шаром перемішування з найбільш високою температурою і глибинною холодною водою лежить *шар скачка температури*, шар з найбільшими вертикальними градієнтами. Шари скачка створюються переважно сезонним літнім прогрівом поверхневого шару. Шар найбільших градієнтів температури називається *головним термоклинном*. Сезонні коливання температури в морях зростають із віддаленням від океану. Так, у Чорному морі різниця літньої і зимової температури становить $14-20^{\circ}\text{C}$, в Азовському – $25-28^{\circ}\text{C}$.

Надходження води з більш глибоких шарів до поверхні моря – дуже поширене явище у Світовому океані. Воно називається *апвелінгом*. В районах апвелінгу утворюються області зниженої температури на поверхні – від'ємні температурні аномалії, в яких температура води нижче, причому інколи на декілька градусів, ніж середня температура на цій широті. Аномалії пов'язані також і з районами притоку більш холодних вод (із більш високих широт у більш низькі). Райони апвелінгу існують біля західних берегів материків: Перуансько-Чилійський, - біля Південної Америки, Каліфорнійський – біля Північної Америки, Бенгальський – біля Південно-Західної Африки, Канарський – біля Західної Африки.

Існують аномалії й позитивні. У таких районах температура води вище середньої для тієї же широти. Позитивні аномалії пов'язані з припливом теплих вод, що приносять теплі течії із низьких широт в більш високі. Найбільш значні аномалії температури в районі Гольфстріму в Атлантичному океані, Куросіо – у Тихому, Шпіцбергена – у Північному Льодовитому. Аномалії мають відносне, а не абсолютне значення. Так, тепла аномалія біля Шпіцбергена (біля 80° пн.ш.) має температуру 3°C , а холодна біля берегів Перу (біля 5° пд.ш.) – $22-24^{\circ}\text{C}$.

Температура води на поверхні океанів і морів вимірюється звичайним ртутним термометром або дистанційними термографами, які безперервно фіксують температуру води в будь-якій точці. Для вимірювання температури води на глибинах використовують глибоководні (перекидні) термометри. Ці термометри вставляють у спеціальну рамку й опускають на задану глибину, де тримають 5-7 хв., а потім посилають по тросу важок і перекидають їх, ртуть при цьому розривається. Висота розриву відповідає заміряній температурі, яка відлічується по шкалі термометра.

10.9. Лід в океанах і морях

Площа, яка зайнята кригою в Арктиці досягає майже 11 млн km^2 (квітень), в Антарктиці - майже 20 млн km^2 (вересень).

У процесі замерзання морської води велику роль відіграє солоність. Для морської води солоністю більше 24,7 ‰ температура найбільшої густини нижча, ніж температура замерзання і тому до самого замерзання поверхневий шар води завдяки охолодженню стає все більш важким, що спричиняє перемішування і піднімання тепліших вод на поверхню. Ця вертикальна циркуляція протікає до тих пір, поки уся товща води не охолонуть до точки замерзання. У відкритому океані з глибинами у декілька тисяч метрів навіть у високих широтах уся маса води за зимовий період не може охолонуть до точки замерзання,

тому і утворення льоду в океанах ускладнено. Іншою причиною, через яку сповільнюється замерзання морської води – низька температура її замерзання. Так, при солоності 24,7 ‰ температура замерзання складає $-1,33^{\circ}\text{C}$, а при солоності 35 ‰ вона дорівнює $-1,9^{\circ}\text{C}$. Крім того, при льодоутворенні, внаслідок випадіння солей осолонюється поверхневий шар моря, що приводить до нового перемішування, а отже, й до уповільненого наростання льоду.

Початкові стадії утворення льоду такі:

Льодові голки – кристали чистого льоду завдовжки від 0,5 - 2 см до 10 см.

Сало – змерзання льодових голок між собою і утворення плямки плівок сіруватого кольору.

Внутрішньоводна крига – накопичення льодових кристалів у товщі води або на дні океану.

Сніжура – сніг, що випадає на поверхню моря, ущільнюється і перетворюється в кашоподібну масу.

Нілас – якщо море спокійне, із сала утворюється суцільний тонкий льодовий покрив завтовшки до 5 см, він еластичний, має матову поверхню.

Склянка – у розпріснених водах льодовий покрив має вигляд прозорої блискучої кірки.

Млинчастий лід - під час невеликого хвилювання утворюються невеликі крижини у вигляді дисків діаметром 30 - 50 см.

Шуга – під час сильного хвилювання шар сала разом із внутрішньоводною кригою утворюють не моноліт, а кашоподібну кригу.

Молодий лід – рівний лід сірого кольору утворюється з наростанням склянки і ніласу, а також при замерзанні сніжури і млинчастого льоду.

Пак – багаторічна крига у високих широтах Арктики. Для нього характерний блакитний колір.

Класифікація морської криги

1. **За походженням** лід океанів і морів поділяється на *морський*, який безпосередньо утворюється з морської води; *річковий*, який виноситься в море річковими водами і *материковий* чи *глетчерний*, який з'являється в результаті сповзання льодовиків із суші (айсберги) або при відколюванні великих масивів від шельфового льоду узбережжя полярних країн (льодові острови).

2. В залежності від різної стадії **розвитку льоду** (за віком): початкові форми (льодові голки, сало, сніжура тощо); ніласовий (молодий) лід, сірий, білий, однорідний, дворічний, багаторічний (арктичний пак).

3. За **характером рухомості** лід поділяється на *нерухомий* (прикріплений до берега, острова – *припай*) і *плавучий* або *дрейфуючий* – не зв'язаний з берегами лід, який рухається під дією вітру й течії і поділяється на *битий лід* і *льодові поля*. До битого льоду належить крупнобитий (у поперечнику $-20 - 100$ м) і дрібнобитий (2 - 20 м). Льодові поля за площею бувають гігантські (у поперечнику більше 10 км), великі (2 - 10 км) і дрібні (0,5 - 2 км). Часто на рівній льодовій поверхні внаслідок поштовхів або стискування льоду утворюються нагромадження з уламків крижин, які називаються торосами.

Кількість льоду на поверхні моря оцінюється в балах: 10 балів – поверхня, яка повністю покрита льодом; 0 балів – чиста вода; 1 бал – 10 % акваторії зайнято льодом; 5 балів – 50 %.

3. За класифікацією Назарова В. С., Истошина Ю. І. за характером льоду моря поділяються на:

- *моря з епізодичним льодом* – лід у морях буває не щороку, може з'явитись і зникати кілька разів узимку (Північне і Чорне моря);
- *моря із сезонним льодом* (Охотське, Японське, Біле, Балтійське);
- *моря, в яких завжди є лід*. Цю групу можна розділити на дві підгрупи: а) моря, в яких більша частина льоду тоне влітку, а частина залишається (Карське, Баренцове); б) моря, в яких лід існує цілий рік (Східносибірське, Чукотське, Центральна частина Північного Льодовитого океану, більшість морів Антарктики).

Фізичні властивості морського льоду

Солоність морського льоду – це кількість солей у грамах на 1 кг води, одержаної при його розтоплюванні. Солоність морського льоду залежить від солоності морської води та швидкості льодоутворення. Чим старіший лід, тим менша його солоність. Солоність морського льоду коливається від 0 до 18 ‰, а середні значення – 3 - 8 ‰.

Солоність морського льоду залежить від умов, за яких відбувається льодоутворення. Чим нижча температура повітря, при якій утворюється лід, тим вища його солоність, тому що при швидкому наростанні льоду в товщу розсолу не встигає стікати, а залишається всередині льоду.

Солоність льоду з віком зменшується, тому що розсіл із часом поступово стікає. Тому багаторічний лід частіш за все прісний; особливо сильно опріснюється лід під час танення внаслідок того, що розсіл стікає по капілярах униз. У помірних широтах, до кінця весни, а в полярних областях наприкінці літа вода, що одержана з розтопленого льоду може бути використаною для питних і технічних потреб.

Другою важливою властивістю морського льоду є щільність. **Щільність і плавучість** морського льоду залежить від температури, солоності, умов льодоутворення і пористості, а також від кількості пухирців повітря, що включені в лід.

Щільність морського льоду коливається від 0.85 до 0.94 г/см³. Чим старіший лід, тим щільність менша. Щільність чистого прісного льоду дорівнює 0.9176 г/см³ при температурі 0С і 0.9377 при -25°С. Чим більший вік льоду, тим менша щільність.

У зв'язку з різною щільністю і структурою підвищення льоду над поверхнею води (*плавучість*) може коливатись в межах від 1/6 до 1/15 його загальної товщини. Плавучість льоду тим більша, чим більша його товщина, і щільність води і чим менша щільність льоду.

Теплове розширення морського і прісного льоду різні. Прісний лід при підвищенні температури розширюється, а морський, навпаки, збільшується в об'ємі при зниженні температури від 0 до -23°С. Пояснити це можна так, в межах вказаного температурного інтервалу одночасно діють два взаємнопротиле-

жних процеси: процес нормального зменшення об'єму за рахунок зниження температури і процес збільшення об'єму за рахунок виморожування із сольового розсолу додаткових порцій льоду, що утримуються в льоді.

З заступанням тепла відбувається термічне розширення льодового покриття. Тиск, що виникає внаслідок термічного розширення, поширюється в горизонтальному напрямі, супроводжується сильним зміщенням льоду і може викликати великі пошкодження причалів, пірсів та інших портових гідротехнічних споруд, а також суден, що стоять у порту або дрейфуючих у кригах.

Механічні властивості морського льоду: пружність, твердість і пластичність. Механічні властивості морського льоду залежать від його солоності, температури і густини. Морський лід менш міцний, ніж річковий.

Рух льоду

Лід рухається під дією вітру та течій. Закономірність руху льоду (за Ф. Хансеном):

1. Швидкість льоду менша швидкості вітру в 50 разів, тобто

$$V_{\text{л}} = 0,02 W,$$

де $V_{\text{л}}$ – швидкість льоду;

W – швидкість вітру.

2. Лід рухається не за напрямком вітру, а відхилюється праворуч від нього на 30° у північній півкулі у зв'язку з дією сили Коріоліса.

Правило Зубова М. М.:

1. Лід рухається вздовж ізобари (лінії однакового атмосферного тиску) так, що високий тиск лежить праворуч відносно руху льоду (у північній півкулі).

3. Швидкість руху льоду пропорційна горизонтальному градієнту атмосферного тиску.

10.10. Водні маси океану

Водна маса – порівняно великий об'єм води, що відрізняється від оточуючої водної товщі індивідуальними фізичними, хімічними і біологічними ознаками, які набули у визначених районах океанів і морів і котрі зберігаються при переміщенні за межі області свого формування. В кожній водній масі виділяють її ядро з найбільш чітко вираженими показниками. 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 із сусідніми водними масами.

Зональна трансформація – перехід водної маси з однієї кліматичної зони в іншу (холодні й теплі течії).

Сезонна трансформація – водна маса пов'язана із сезонною зміною гідрометеорологічних характеристик на місці і тому новоутворену водну масу можна назвати модифікацією першої, наприклад, літня модифікація.

Трансформація змішування – в результаті перемішування двох водних мас утворюється третя з проміжними значеннями характеристик.

Суміжна область двох мас називається *фронтальною зоною* чи *фронтом*.

У Світовому океані виділяють основні й вторинні водні маси. **Основні водні маси** займають великі простори і мають однорідну будову на великій протяжності. Центри формування цих мас зв'язані з головними рисами клімату земної кулі, океанічною і атмосферною циркуляцією. Тому виділяють такі основні водні маси: екваторіальні, тропічні, субтропічні, помірних широт, субполярні і полярні (табл. 10.6, рис. 23).

Таблиця 10.6

Характеристики поверхневих водних мас Світового океану
(за В. Степановим)

Водні маси	Товщина шару, м	Температура, °C	Солоність ‰	Густина, ум. од.	Вміст кисню, мг/л	Вміст фосфатів, мг/л
Екваторіальні	150-300	+26, +28	33 – 35	22 – 23	3-4	0,5-0
Тропічні	300-400	+18, +27	34,5 – 35,5	24 – 26	2-4	1,0-2,0
Субтропічні	400-500	+15, +28	35 – 37	23 – 26	4-5	0,5
Субполярні	300-400	+15, +20	34 – 35	25 – 27	4,6 – 6,0	0,5 – 1,5
Полярні	100 - 200	+5, -1,8	32 – 34	27 – 28	5 – 7	1,5 – 2,0

Оскільки водні маси у різних океанах за умовами формування неоднакові, їх виділяють і по кожному океану. У вертикальному напрямі розрізняють чотири структурні водні зони: поверхневу, проміжну, глибинну і придонну.

Поверхнева зона (на глибині 100-400 м) – надзвичайно динамічна. Мінливість властивостей вод зумовлена сезонними коливаннями температури і вітровим хвилюванням. Об'єм води у поверхневій зоні 68,4 млн км³, або 5,1 % від загального об'єму Світового океану.

У *проміжній зоні* (200-2000 м) поверхнева циркуляція води змінюється глибинною, в якій переважає меридіональне переміщення водних мас. Об'єм води в цій зоні 414,2 млн км³, або 31 %.

Глибинна зона (2000-4000 м) – це зона меридіонального перенесення води та енергії, водообміну між океанами. У глибинній зоні зосереджено понад половини (50,7 %) усієї водної маси океанів – 680,0 млн км³.

Придонна зона (понад 4000 м) утворюється водами полярного походження. Найпотужніша вона в Антарктиці через високе положення її верхньої межі. Об'єм води в придонній зоні – 176,3 млн км³, або 13,2 %.

Вторинні водні маси – це води змішування основних водних мас і вод, які принесені в океан з інших водойм (наприклад, середземноморська водна маса в північній частині Атлантичного океану).

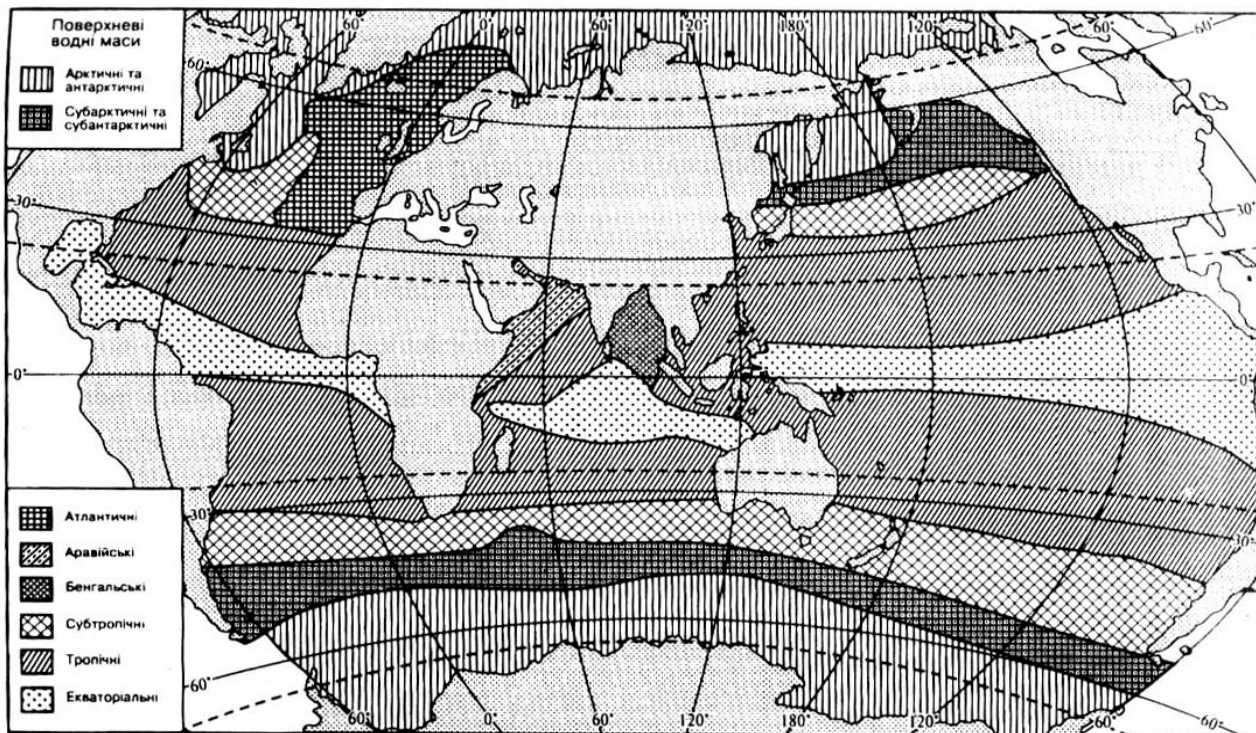


Рис. 23. Области поширення поверхневих водних мас(за В. М. Степановим)

10.11. Оптичні та акустичні властивості морської води

До оптичних характеристик відносять лише оцінку кольору і прозорості води.

Прозорість води – це властивість води пропускати світлові промені. Прозорість моря залежить від характеру вбирання і розсіювання світла в морській воді; від розмірів і кількості завислих у воді часток органічного і неорганічного походження. Морська вода є напівпрозорим середовищем, тому світло не проникає на великі глибини океану. Найбільшу прозорість в Атлантичному океані має Саргасове море - 66,5 м; у Тихому океані в районі острова Кука (Полінезія) вона досягає 67 м, в Індійському – 45м.

Колір води пов'язаний з вибірковістю процесів поглинання і розсіювання сонячного світла. Короткі хвилі – фіолетова і синя частина спектра – розсіюються сильніше, а поглинаються слабкіше, ніж довгі хвилі – червона та інфрачервона частина спектра. Цим і зумовлюється власний колір води як речовини – синій чи зелений. У морській воді багато домішок, які впливають на зміну кольору води. Колір води визначають за еталонними стандартними шкалами колірності.

По освітленості в океані можна виділити чотири яруси. Перший – *світловий*, займає верхні 100-150 м, найкраще освітлений. Саме в цьому шарі можуть існувати зелені водорості. Другий ярус – *напівсвітловий* (від 150 до 500 м), в якому можуть існувати водорості, але не зелені. Третій ярус - *тінювий* (500-1500 м), де водоростей немає, але достатня кількість живих організмів, можна проводити промисел. Нижче 1500 м знаходить четвертий ярус – *без світла*, в якому також мешкають глибоководні тварини, але дуже розрізнено.

Акустичні властивості морської води – вода має властивості добре проводити звук. Швидкість звуку залежить від температури, солоності води, тиску. Так, при підвищенні температури на 1°С швидкість звуку в морі збільшується на 4 м/с у холодній воді (нижче 10°С) і на 35 м/с у теплій (вище 25°С). Швидкість звуку в морі приймається рівною 1 500 м/с.

Підводний звуковий канал - шар, в якому концентрується енергія розходження звуку. Існування звукового каналу дає можливість користуватись ним із метою зв'язку: акустика в морі замінює радіо, оскільки радіовипромінювання у воді дуже швидко поглинається.

Вісь каналу звуку – шар найменшої швидкості звуку.

10.12. Рівень океанів і морів

Рівень моря – це висота фактичної рівневої поверхні моря над деякою відліковою поверхнею і вимірюється в сантиметрах.

Коливання рівнів бувають:

-*періодичні* (сейші, вітрові хвилі);

-*напівперіодичні* – коливання рівня, спричинені згінно-нагінними явищами мусонних і бризових вітрів;

-*неперіодичні* – коливання рівня внаслідок зміни атмосферного тиску в окремих циклонах і антициклонах, що проходить над морями.

Тимчасові коливання рівнів можуть бути спричинені сильними змінами атмосферного тиску і вітру, пов'язаними з проходженням над морем циклонів і антициклонів.

Сезонні (внутрішньорічні) коливання рівня – визначаються зміною об'єму води у басейні, що у свою чергу, може бути викликано зміною маси води (водним балансом) чи зміною густини води, тобто її температури і солоності без зміни маси води та вплив сезонних коливань атмосферного тиску і вітрів. Ці коливання невеликі і змінюються в межах 20 - 30 см.

Середні річні рівні – ці коливання відображають мінливість такого ж характеру в атмосфері, а їх природа ще не встановлена так само, як і природа тривалих кліматичних змін. Розмах річних коливань моря знаходиться в межах 20 - 30 см.

Вікові коливання рівня – коливання рівня, які вимірюються періодами в кілька десятиліть і сотень років. Такі коливання вивчені ще менше.

Періоди коливання геологічного масштабу – коливання, які вимірюються тисячоліттями і мільйонами років і пов'язані як зі зміною маси води в океані, так і з повільним рухом земної кори. Перші зв'язані, головним чином із зміною об'єму материкових льодовиків, а другі - із тектонічними процесами і зміною форми та розмірів океанів.

10.13. Хвилювання в океанах і морях

Хвилювання – це один із різновидів хвильових рухів, які існують в океані, і супроводжується відхиленням поверхні від своєї рівноваги.

Морські хвилі бувають: *вітрові; припливно-відпливні*, що виникають під дією сил притягання Місяця і Сонця; *сейсмічні (цунамі)*, що виникають у результаті динамічних процесів у земній корі (землетруси, вулканічні виверження); *анемобаричні*, які пов'язані зі зміною поверхні океану від положення рівноваги під дією вітру й атмосферного тиску; *корабельні*, що утворюються при русі корабля.

За розміщенням відносно вільної поверхні рідини хвилі розрізняють:

- хвилі, що утворилися на поверхні моря, – *поверхневі хвилі*;
- хвилі, що виникають на деякій глибині і майже не проявляються на поверхні розділу маси рідини – *внутрішні хвилі*.

За формою розрізняють хвилі *поступальні* (прогресивні), в яких спостерігається видиме переміщення хвилі, і *стоячі* (типу сейш), у яких такого переміщення не буває.

За обрисом хвильового профілю хвилі бувають:

- *плоскі*, чи *двовірні* хвилі, елементи яких визначаються координатами на площині (у двох вимірах);
- *просторові*, чи *тримірні* хвилі, елементи яких змінюються за усіма трьома координатами.

Хвилі *брижі* утворюються рухом часток води по орбітах, що мають форму окружності, причому точки, які знаходяться на одному і тому ж горизонті, рухаються по окружностях однакового радіуса, але з послідовним зрушенням фази на кожній орбіті, а ті, що знаходяться на одній вертикалі рухаються в одній і тій же фазі, але по орбітах із зменшенням радіуса з глибиною.

Вітрові хвилі бувають:

- *капілярні вітрові хвилі* – це щойно народжені хвилі, які мають вигляд рябі; існування таких хвиль пов'язане з поверхневим натягом;
- *гравітаційні вітрові хвилі* – капілярні хвилі при стійкому вітрі інтерферуються, збільшуються за розміром, перш за все по довжині.

При пологому дні і незмінній прибережній смузі передній схил хвилі стає крутішим, гребінь досягає передньої підшви і навалюється, утворюючи *прибій*.

Гребінь хвилі направляєється на сушу, виникає *заплеск*.

Якщо берег крутий і дно глибоке, може відбутись відбиття хвиль та інтерференція падаючої і відбитої хвиль, тобто утворення *стоячої* хвилі. Якщо неподалік від урізу води на дні є гряда з меншими глибинами (наприклад, рифи), то хвиля, не доходячи до берега, руйнується і утворює *бурун*.

Хвилі ще поділяються на *короткі* – довжина хвилі менша за глибину моря і *довгі* - довжина хвилі більша за глибину моря.

Розрізняють такі елементи хвилі:

- 1) *гребінь хвилі* – найвища точка хвильового профілю;
- 2) *підощва хвилі* – найнижча точка хвильового профілю;
- 3) *висота хвилі* – відстань по вертикалі від найвищої до найнижчої точки хвильового профілю;
- 4) *довжина хвилі* – горизонтальна відстань між двома послідовно розміщеними найнижчими точками в напрямку розходження хвилі (чи між двома гребенями двох послідовних хвиль);
- 5) *фронт хвилі* – лінія, яка проходить уздовж гребеня хвилі і перпендикулярна до напрямку переміщення хвиль.

Цунамі – одиночні хвилі чи невеликі серії хвиль заввишки від десятків сантиметрів до 30 - 35 м і навіть більше; виникають у результаті землетрусів на дні океану, зсувів на крутих схилах дна і вулканічних вивержень. Період цих хвиль від 2 до 40 хв., довжина хвилі - від 20 до 400 - 600 км, швидкість розходження - сотні кілометрів за годину. Найчастіше цунамі бувають біля берегів Японії, Чилі, Перу, Алеутських і Гавайських островів.

10.14. Течії в океанах і морях

Течія – поступальний рух часток води з одного місця океану чи моря в інше (рис.24).

Класифікація течій за походженням:

Густинні течії – течії, що зумовлені нерівномірним горизонтальним розподілом густини води по горизонталі.

Фрикційні (вітрові і дрейфові) течії – течії, спричинені силою тертя рухомого повітря. Прикладом дрейфових течій є пасатні, Північноатлантична, течія Західних Вітрів.

Теорія дрейфових течій була розроблена Екманом, який для спрощення приймав океан безмежним, глибини нескінченно великими, а вітер, що діє на поверхню моря, постійним. В результаті Екман дійшов висновку, що поверхнева течія відхиляється від напрямку вітру на 45° вправо в північній півкулі, а в південній – вліво. Причому це відхилення не залежить ані від швидкості вітру і течії, ані від географічної широти.

На глибині система течій відрізняється від поверхневої. На глибині кількох сотень метрів спостерігаються протитечії, спрямовані в протилежний бік від поверхневих течій; швидкість течій дуже уповільнюється і становить лише 4 % швидкості поверхневої течії.

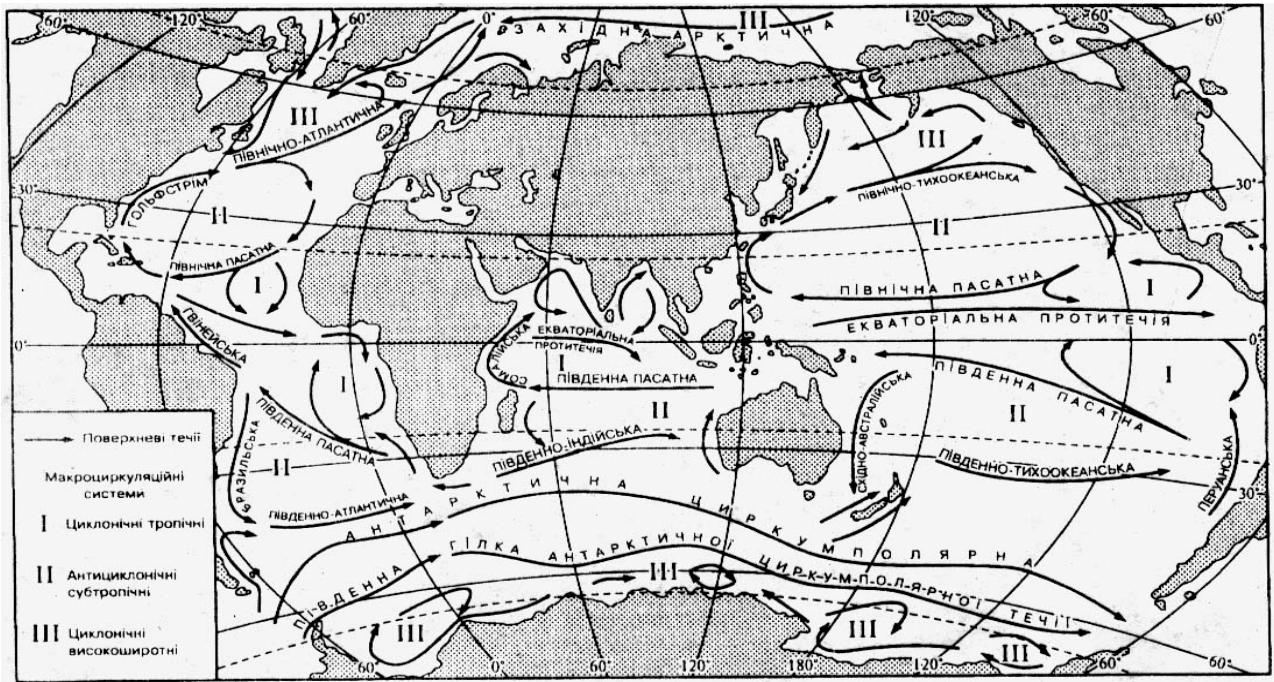


Рис. 24. Найважливіші поверхневі течії і макроциркуляційні системи у Світовому океані (за В. М. Степановим)

Припливно-відпливні течії – течії, зумовлені дією періодичних припливноутворювальних сил Місяця і Сонця.

Стокові течії – течії, що утворюються за рахунок підвищення рівня в прибережних ділянках у результаті річкового стоку або значних опадів (Флоридська течія). Окрім того, стокову течію може викликати вітер у зв'язку зі згоном або нагоном води у прибережних районах.

Класифікація течій за стійкістю:

Постійні течії мало змінюють швидкість і напрямок протягом року або сезону (пасатні течії, Гольфстрім, Куро-Сіо тощо).

Періодичні течії – це течії, що повторюються через однакові проміжки часу в певній послідовності (припливно-відпливні).

Тимчасові течії – течії, що виникають внаслідок неперіодичної взаємодії зовнішніх сил, насамперед вітру.

Класифікація течій за глибиною розміщення:

Поверхневі течії – це течії, які поширюються на глибину до 100 м.

Глибинні течії – течії, які зустрічаються на різних глибинах від поверхні моря.

Придонні течії – течії, що поширені в шарі, прилеглому до дна.

За характером руху виділяють **прямолінійні** і **криволінійні** течії, які поділяються на **циклонічні** й **антициклонічні**.

За фізико-хімічними властивостями розрізняють **теплі** й **холодні**, **солоні** й **розпріснені** течії.

Загальна схема течій в Світовому океані

Загальна схема течій у Світовому океані формується, головним чином, під впливом складних процесів взаємодії океану та атмосфери. Сучасні уявлення про океанічні течії сформувалися на підставі багатьох вимірювань під час тривалих спостережень. Загальна схема течій у Світовому океані приблизно відповідає циркуляції нижніх шарів атмосфери. Уся система поверхневих течій — це закономірна зміна кругообігів. Ця схема характеризується наявністю антициклонічного (у низьких широтах) та циклонічного (який у північних полярних областях знову змінюється на антициклонічний) кругообігів у північній та південній півкулях і змінюючих одна одну за годинниковою та проти годинникової стрілки.

У тропічній зоні, де переважають стійкі пасати, виникають потужні пасатні течії західного напрямку. Зустрівши на своєму шляху східні береги материків, вони роздвоюються; менша частина води повертає до екватора, а більша — до полюсів. На сорокових широтах обох півкуль під впливом західних вітрів і сили Коріоліса ці течії повертають на схід. Поблизу західних берегів материків вони також роздвоюються; частина води спрямовується до екватора, замикаючи коло тропічної циркуляції, частина течії повертає в північній півкулі до полюса, даючи початок самостійним циркуляціям помірних широт. У південній півкулі між 40 та 55° південної широти, де немає суходолу, під впливом західних вітрів води рухаються лише на схід, утворюючи три струмені течії Західних Вітрів (Антарктичної Циркумполярної). Це Прибережна Антарктична, південний струмінь Антарктичної Циркумполярної та сама Антарктична Циркумполярна. Зону течії Західних Вітрів через часті та сильні шторми називають “ревучими сороковими” широтами.

Між течіями пасатних зон виникають протитечії, спрямовані на схід. Вони виникають у результаті нерівномірності розподілу вітру, який зароджується в тропічній зоні, а також різницею густини води та зміною рівнів води у західній і східній частинах океанів (наприклад, Міжпасатна протитечія). Разом з пасатними течіями ці протитечії утворюють приекваторіальні кругообіги.

У помірних широтах (між 45 та 65°) північної частини Атлантичного та Тихого океану течії утворюють кільця циркуляції проти годинникової стрілки, але вони не є стійкими. Винятком є течії, які утворилися в результаті існування постійного нахилу рівня моря від екватора до полюсів (наприклад, Північноатлантична).

У Північному Льодовитому океані загальний рух води відбувається проти годинникової стрілки.

Крім великих, в океані існують вихори менших розмірів, від 100 до 400 км у поперечнику. Такі мезоциркуляційні системи відкриті у 1970 р. і названі синоптичними вихорами. Вони охоплюють значну товщу води, період їх існування від кількох місяців до 5 років. Зустрічаються скрізь — навіть у таких течіях, як Гольфстрім і Куросіо. У великих течіях синоптичні вихори обертаються швидше і краще виражені, ніж в інших частинах океану. Їх назвали рингами. Ринги бувають циклональні та антициклональні. У циклональних рингах відбувається спливання глибинних вод, а в антициклональних — поринання

поверхневих вод. Вважають, що саме в синоптичних вихорах сконцентровано не менше 90% кінетичної енергії океану.

Реально циркуляція водних мас Світового океану є набагато складнішою. Течії вигинаються, утворюючи гігантські меандри, поділяються на окремі струмені, ускладнюються вихорами і навіть змінюють напрямок руху на протилежний.

Завдяки дослідженням встановлено, що під Південною Пасатною течією Тихого океану на схід рухається вузький і швидкий потік течії Кромвеля. Вона простягається від району Нової Гвінеї до Галапагоських островів на 15000 км. Під Південною Пасатною течією в Атлантичному океані діє течія Ломоносова протяжністю 5000 км, а в Індійському океані - у смузі між 2° пд. ш. і 2° пн. ш. уздовж екватора на схід прямує течія Тарєєва .

10.15. Припливи і відпливи

Припливи – це складні хвильові рухи водної товщі, що зумовлені силами всесвітнього тяжіння і виражені в періодичних змінах рівня та течій, виникають у результаті дії сил притягання Місяця і Сонця. Наочно це явище спостерігається у вигляді періодичних коливань рівня біля берегів, де саме відбувається то підвищення рівня – приплив, то зниження – відплив.

Повна вода – це крайнє положення рівня в кінці припливу. **Мала вода** – крайнє положення рівня в кінці відпливу. Різниця цих рівнів називається *величиною припливу*.

Період припливу – проміжок часу між двома послідовними повними чи малими водами.

Залежно від періоду розрізняють припливи:

1. Півдобові – період припливів у середньому дорівнює 12 год. 25 хв. і при цьому припливі (протягом місячної доби) регулярно спостерігається дві повних і дві малих води.

2. Добові – це коли за місячну добу спостерігається одна повна і одна мала вода.

3. Змішані – коли протягом місяця явище змінює свою періодичність, наближаючись, то до півдобового, то до добового типу.

Повна вода настає приблизно в момент проходження Місяця через меридіан даного місяця з деяким запізненням і цей момент називається *кульмінацією Місяця*.

Місячний проміжок – проміжок часу між кульмінацією Місяця і моментом настання найближчої повної води.

Середня величина місячного проміжку називається *прикладним часом порту*.

Коли Місяць і Сонце знаходяться на одній лінії із Землею, величини припливів найбільші – **сизигійні припливи** . Найбільший сизигійний приплив часто не збігається з моментом сизигії. Проміжок часу між сизигіями і сизигійними припливами називається *віком припливу*.

Коли Місяць і Сонце видно із Землі під прямим кутом, величини припливів стають найменшими – **квадратурні припливи**.

Є кілька теорій походження припливів: статична та динамічна теорії. *Статична (теорія рівноваги) теорія припливів* розроблена на основі закону всесвітнього тяжіння Ньютона. За цією теорією, поверхня океану набуває фігури рівноваги в полі припливоутворювальної сили. 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 і в протилежний бік. Поверхня еліпсоїда двома випуклостями («горбами») піднімається вище середнього рівня океану, а між ними широким поясом, який охоплює увесь твердий шар, лежить нижче середнього рівня пояс малих вод. 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.

Добавить

10.16. Ресурси Світового океану та їх використання

Води океанів і морів мають значні запаси біологічних, хімічних, мінеральних, енергетичних ресурсів, які використовуються нерівномірно.

Морська вода є середовищем, яке сприяє розвитку життя, тому води океанів і морів заселені значною кількістю живих організмів. Організми, що населяють товщу води, поділяються на планктон, бентос і нектон.

Планктон (у перекладі з грецької –“блукаючий”)– це сукупність організмів, які пасивно переносяться водними течіями. Планктонні організми або позбавлені здатності до самостійного руху, або мають її у невеликій мірі і не можуть протидіяти перенесенню їх водою. До складу планктону входять тварини (зоопланктон) і рослини (фітопланктон). Зоопланктон населяє всю товщу Світового океану, а фітопланктон, який потребує сонячного світла, розподіляється тільки у поверхневому шарі води.

Бентос (у перекладі з грецької –“глибина”) – сукупність організмів, які живуть на ґрунті і в ґрунті морських водойм. Як і планктон, бентос поділяється на тваринний і рослинний. Тваринний бентос складається з представників усіх типів безхребетних; рослинний представлений, головним чином, різноманітними водоростями.

Нектон (у перекладі з грецької –“плаваючий”) – сукупність тварин, здатних до самостійного, активного пересування у воді на значні віддалі. До нектонних організмів належать кити, дельфіни, риби та головоногі молюски.

Продукція океану (П) характеризує продуктивність групи організмів, *біомаса*(Б) – кількість живих організмів (за масою чи об'ємом) в одному кубічному метрі води (для планктону чи нектону) або ж в одному квадратному кілометрі площі (для бентосу). Відношення продукції до біомаси – величина, що характеризує активність організмів.

Біологічні ресурси – це потенціальна продукція корисних організмів, яка завжди більша можливого вилучення біологічних продуктів. Ці ресурси необхідно знати, щоб вести промисел раціонально, не підриваючи продуктивної бази об'єктів промислу.

Сьогодні Світовий океан дає людству лише 2 % продуктів харчування (88 % оброблені землі, 10 % - пасовища). Але харчові ресурси його значно більші. Для переконливості можна навести такі дані: в океанах знаходиться 43 % біомаси всієї планети, біля 200 млн т – рибних ресурсів, величезні ресурси молюсків, ракоподібних, водоростей, зоопланктону. Однак зараз 80-90 % вилову складає риба, біля 6 % - безхребетні, 4 % - водорості і 1 % – морські ссавці: кити (до 25 тис. голів на рік), ластоногі (тюлені, котики, нерпи й моржі) у суворо обмеженій кількості.

З безхребетних добувають двостулкових (устриць, мідій, гребінців, морське вушко) і головоногих (кальмарів і восьминогів) молюсків. Дуже цінні краби, креветки, лангусти, омари та ін. У складі зоопланктону є невеликий представник ракоподібних – кріль (креветка), широко вживаний як продукт харчування. Ресурси його величезні – 6-6 млрд т.

Біологічні ресурси океану розподілені нерівномірно його акваторією. Зараз промисел біологічної продукції моря ведеться не лише у вузькій прибережній смузі, а й у відкритому океані. Але все ж таки у прибережній смузі добувається 95-97 % морської риби та безхребетних тварин.

Основними об'єктами морського рибальства є анчоусові, оселедцеві, тріскові, скумбрієві, тунцеві, ставридові та камбалові. Вилов кожної з цих родин перевищує 1 млн т, а загалом він складає 2/3 світового вилову риби.

Важливе місце в загальному світовому вилові займають інші морепродукти, серед яких понад 60 % становлять молюски (устриці, гребінці, мідії).

Світовий океан багатий на *корисні копалини*, які ще слабо розвідані і які лише починають розробляти. Вони містяться в донних відкладах, підстилаючих породах, берегових розсипах.

У розсипах добувають цирконій, титан, золото, платину, срібло, цинк, алмази, фосфорити. Шахтним способом (із берега) добувають кам'яне вугілля, залізні, нікелеві, мідні, ртутні руди. Особливо цінні залізомаргенцеві руди.

Широке розповсюдження на дні моря мають нафтогазоносні родовища, із яких уже експлуатується 350, переважно на шельфі. Давно відомі великі запаси нафти в Перській затоці. Потенційні запаси тут ста-

новлять понад 30 млрд т. Щороку з-під її дна викачують 200 млн т нафти.

Друге місце за видобутком нафти посідає Венесуела, яка щорічно отримує приблизно 120 млн т із Венесуельської затоки і прилеглих акваторій. Запаси нафти в цьому районі становлять 1.5 млрд т нафти.

Третє місце за видобутком нафтопродуктів належить США, які щорічно з різних районів узбережжя (Аляски, Каліфорнії, Луїзіани) видобувають близько 75 млн т. Лише в Мексиканській затоці пробурені 16 тис. свердловин і встановлено велику кількість платформ, щорічно видобувають 50 млн т нафти і 115 млрд м³ газу.

У СНД, окрім Каспійського моря, найбільш перспективними вважаються акваторії Азовського, Балтійського та Аральського морів, а також шельфові зони Чорного, Охотського та Берингового морів, де вже відкрито багато родовищ.

Енергетичні ресурси – ресурси океану, що здатні виробляти електроенергію обертанням турбін генераторів безпосередньо в морі. Тобто, мова йде про використання енергії течій, припливів, хвиль, вітру, перепаду температур води на глибині та інше – про все, що може обертати лопаті турбіни. На практиці реально існують лише припливні електростанції. Першу ПЕС збудовано в Англії біля Ліверпуля в 1913 р. Електростанція потужністю 240000 кВт була збудована в 1967 р. у Франції у гирлі р. Ранс, яка впадає в протоку Ла-Манш. У Росії працює дослідна ПЕС у губі Кислій на Кольському півострові, у Китаї діє понад 100 малопотужних ПЕС.

Термальну енергію моря вже почали добувати в тропічних широтах океанів і морів. Джерелом електроенергії є різниця температур води на поверхні та в її товщі. Причому ця різниця повинна бути не меншою 20°C, та й ще на інтервалі глибин до 100 м. Тому найбільш придатними є акваторії між 20° пн. ш. і 20° пд. ш.

І, нарешті, – важка вода. Це ізотопний різновид води, у якій звичайний водень заміщений важким воднем (дейтерієм). Важкою її назвали тому, що вона, справді, важча від звичайної води. А важкого водню, який є джерелом термоядерного синтезу, вчені налічують $2.5 \cdot 10^{13}$ т. Лише 1 г дейтерію, при перетворенні його в гелій, вивільняє 100 000 кВт енергії.

Отже, світовий океан має величезні мінеральні, біологічні та енергетичні ресурси. Деякі їх різновиди практично невичерпні або поновлювані. Але водночас Світовий океан – така складна і широка сфера діяльності людини, що вона потребує правого регулювання як в інтересах усього світового загалу, так і окремих країн. Упродовж багатьох років дипломати, юристи, економісти, океанографи, іхтіологи, геологи, моряки та інші фахівці розробляли єдину конвенцію морського права. Згідно з конвенцією держави, береги яких омивають моря, мають ширину територіальних вод до 12 миль. Далі, до 24 миль від берега, – прилегла зона, над якою держава здійснює митний та інший контроль. За нею, до 200

миль, поширена економічна зона, де встановлено особливий правовий режим. У цій зоні прибережна держава має суверенні права на розвідку, розроблення і збереження біологічних і мінеральних ресурсів, а також на інші види економічного використання водних просторів морів та їхнього дна.

10.17. Проблеми охорони вод Світового океану

Води Світового океану забруднюються шкідливими для життя речовинами, що потрапляють у нього з атмосферними опадами, із промисловими й побутовими відходами річкового стоку, внаслідок видобування й перевезення нафти, стікання мінеральних добрив і отрутохімікатів із сільськогосподарських полів. Серед них найбезпечніші – фосфати, нітрати, що використовуються в сільському господарстві як мінеральні добрива, та отрутохімікати, що застосовуються для боротьби зі шкідниками і збудниками хвороб. Деякі отрутохімікати надзвичайно стійкі, а тому розносяться течіями по всьому Світовому океану. У тварин різних районів Атлантики і навіть в Антарктиці (особливо в жиру пінгвінів) виявлено пестициди.

Щорічно у Світовий океан виноситься до 900 км³ вод, забруднених ртуттю, свинцем, фосфором та іншими речовинами. Як правило, вони токсичні і, нагромаджуючись у клітинах, передаються харчовим ланцюгом від нижчих до вищих організмів і аж до людини. Так, отруєння населення біля бухти Мінамата (Японія) вивільненими сполуками ртуті з ацетальдегідного виробництва вказує на загрозу важких металів. Відходи викидаються кораблями через люки. Небезпечним є передусім викидання рідкої кислоти з титанопігментного виробництва (до 25 % сірчаної кислоти, різні солі важких металів, насамперед FeSO₄). Вони пов'язуються зі збільшенням захворювань шкіри у риб.

Іншою проблемою є спалювання хімічних відходів, щонайбільше галогенових вуглеводнів, у відкритому морі. Ступінь згорання 99.9 % не виключає вивільнення ультраотруйних речовин (діоксану).

Щорічно у Світовий океан скидається до 10 млн. т нафти і нафтопродуктів. Ученими підраховано, що 2 л нафти забруднюють 200 тис. т чистої води. Нафта і нафтопродукти потрапляють у Світовий океан під час промивання танкерів, аварій нафтових свердловин і нафтоналивних суден. Установлено, що тонка плівка з 1 тонни нафти може покрити 12 км² поверхні води. Вона перешкоджає випаровуванню, порушуючи кругообіг води і газів, знижує вміст кисню, перешкоджає розвитку планктону.

Сильно забруднені води нафтопродуктами Ірландське, Північне, Середземне, Аравійське, Південно-Китайське, Жовте моря, а також Мексиканська, Венесуельська та Біскайська затоки. Катастрофічне положення склалось у Перській затоці. Нафтопродуктами вражені відкриті прос-

тори Тихого океану від Гавайських островів до Аляски та північна частина Атлантики.

Води морів і Світового океану забруднюються й побутовими викидами. Із суходолу, барж, суден надходять у води фекалії, різноманітний брухт тощо, що нерідко призводить до виникнення інфекційних захворювань людей (дизентерії, холери та ін.), порушує кисневий режим. За підрахунками англійських учених, щодня у Світовий океан із суден викидається 6.8 млн металевих, 0.64 млн паперових, 0.46 млн пластмасових предметів. Значної небезпеки завдає забруднення вод пластмасовими виробами, які, припливаючи до берегів, забруднюють їх. Американські спеціалісти підраховали, що тільки в районі Гавайських островів в океані плаває 35 млн шт. пустих пластмасових і 70 млн шт. скляних пляшок.

Значну екологічну проблему становить безконтрольне поховання радіоактивних та інших високотоксичних відходів на дні Світового океану. Так, у 1977 р. Англія, Нідерланди, Бельгія, Швейцарія скинули на дно океану 5.6 млн т радіоактивних відходів. Від радіоактивного забруднення постраждали рослини й тварини. Радіоактивність деяких планктонних організмів у 1000 разів більша за радіоактивність води, а риби, що поїдали цей планктон – у 50 тис. разів. Запливаючи далеко від місця зараження, риба стає носієм радіоактивного забруднення. На жаль, ще існують інші джерела цього забруднення: відходи атомних підводних човнів та інших суден, заводи для очищення уранової руди, атомні електростанції, реактори.

Боротьба за чистоту Світового океану набуває глобального масштабу. Проводиться міжнародний контроль за станом океану, діє система штрафів за забруднення акваторій. Більшість торговельних і риболовецьких суден оснащено ємностями для утилізації сміття і нафтовідходів. У портах вони здаються на перероблення. Тут діють спеціальні станції хімічного очищення, судна для збирання нафтової плівки тощо. Застосовуються механічні, хімічні та біологічні методи очищення. Механічні базуються на відсіюванні забруднень через фільтри. Хімічні ґрунтуються на застосуванні хімічних реагентів, що сприяють випаданню в осад колоїдних і частково розчинених речовин. Біологічні методи полягають у бактеріальному очищенні води, завдяки якому через 92 год. у воді залишається 0.5 % хворобливих бактерій.

Уникнути глобальної загрози, яка нависла над океанами і морями в результаті антропогенного впливу, можна, лише уклавши міжнародні угоди про контроль за скиданням забруднювальних речовин, про створення служби охорони берегової зони, контроль за виловом риб і тварин, створення морських заповідників, заказників, національних парків, визначення допустимих концентрацій забруднення, відновлення природних ресурсів, екологічну освіту населення.

Контрольні запитання:

1. Світовий океан. Океан. Визначення.
2. Складові частини океану.
4. Назвіть докази розширення дна океанів.
5. Чим відрізняються за походженням океанічні хребти від гірських споруд суходолу?
6. Охарактеризуйте методи вивчення геологічної будови і рельєфу дна.
7. Які основні елементи рельєфу дна океану?
8. Донні відклади в океанах і морях.
9. Хімічний склад морської води.
10. Які фактори визначають стратифікацію солоності й температури морської води?
11. Солоність води. Методи її визначення.
12. Сольовий склад вод океанів.
13. Розподіл солоності на поверхні Світового океану
14. Чому Тихий океан найтепліший, а Атлантичний – найхолодніший серед океанів?
15. Як формується тепловий і водний баланс морів і океанів?
16. Розподіл температури води на поверхні океанів.
17. Густина морської води. Як змінюється густина морської води з глибиною?
18. Морський лід, його класифікація та закономірності руху.
19. Які фізичні властивості морського льоду?
20. Оптичні та акустичні властивості морської води.
21. Вітрове хвилювання в океанах і морях.
22. Характеристики хвиль.
23. Цунамі.
24. Сейші.
25. Бурун.
26. Припливи в океанах та морях.
27. Морські течії та їх класифікація.
28. Загальна схема поверхневих течій в океані.
29. Вітрові течії в океанах і морях.
30. Густина течії у Світовому океані.
31. Водні маси океану.
32. Яке значення Світового океану у формуванні кліматів Землі?
33. Взаємодія океану і атмосфери, в чому і як проявляється?
34. Як змінюється рівень морів та океанів?
35. Ресурси Світового океану, їх використання.
36. На які групи поділяються живі організми Світового океану?
37. Що розуміють під продуктивністю океанів і морів?
38. В чому полягає негативний вплив людини на океани і моря?
39. Що має включати концепція охорони вод Світового океану?

Література

1. Богданов Д. В. География Мирового океана– М.: Наука, 1978.
2. Волошин І. І., Чирка В. Г. Географія Світового океану: Навч. посібник для вчителів серед. загальноосвіт. шк. – К.: Перун, 1996. – 224 с.
3. География Мирового океана / Под ред. К. К. Маркова. – Л.: Наука, 1979 – 1985. Физическая география, 1980; Тихий океан, 1981; Индийский океан, 1982; Атлантический океан, 1984; Северный Ледовитый океан, 1985.
4. Жуков Л. А. Общая океанология. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 376 с.
5. Леонтьев О. К. Физическая география Мирового океана. – М.: Изд-во МГУ, 1982. – 200 с.
6. Леонтьев О. К. Морская геология. – М., 1982. – 344 с.
7. Степанов В. Н. Природа Мирового океана. – М.: Просвещение, 1982. – 192 с.
8. Суховой В. Д. Моря Мирового океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 288 с.

Література

1. Водные ресурсы: рациональное использование / Под ред. Ушакова Е. П. – М.: Экономика, 1987. – 126 с.
2. Водне господарство України / За ред. А. Я. Яцика, В. М. Хорєва. – К.: Генеза, 2000. – 456 с.
3. Фашевский Б.В. Основы экологической гидрологии. – Минск: Экоинвест, 1996. – 240 с.
4. Экологический прогноз / Под ред. В. Н. Максимова. – М.: Изд-во МГУ, 1986. – 200 с.
5. Яцык А. В. Экологические основы рационального водопользования. – К.: Генеза, 1997. – 640 с.

Навчальне видання

Клименко Валентина Григорівна

ЗАГАЛЬНА ГІДРОЛОГІЯ

Редактор І.Ю. Агаркова
Коректор Ю.С. Нестеренко
Комп'ютерна верстка А.О. Баскакова
Макет обкладинки Ю.П.Грицак

Підписано до друку 24.04.08. Формат 60 x 84/16
Папір офісний . гарнітура Таймс. Друк ізографічний.
Арк. 410.5 .Умов.– друк.арк. 9.76 Тираж 100 прим.

Науково-видавнича фірма “Екограф”

61018, м. Харків, вул. Дерев'янка, 7, к. 86

Міністерство освіти і науки України
Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна

В. Г. Клименко

ЗАГАЛЬНА ГІДРОЛОГІЯ

Харків – 2008

