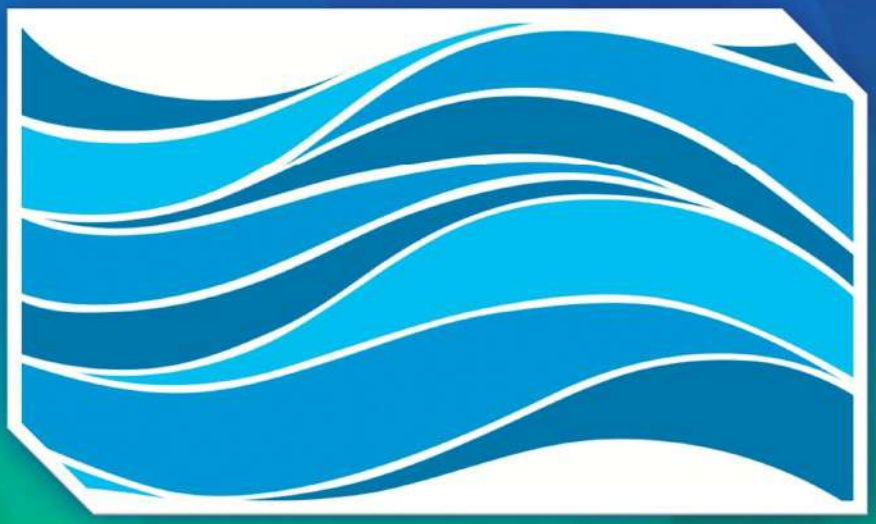
В. К. ХІЛЬЧЕВСЬКИЙ
В. В. ГРЕБІНЬ

ГІДРОЛОГІЯ ТА ГІДРОХІМІЯ



Міністерство освіти і науки України
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Географічний факультет

В. К. ХІЛЬЧЕВСЬКИЙ
В. В. ГРЕБІНЬ

ГІДРОЛОГІЯ ТА ГІДРОХІМІЯ

Навчальний посібник

Київ
ДІА
2025

УДК 556.114+574.64
Х 48

Рецензенти:
В.П. Гандзюра – доктор біологічних наук, професор,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка;
В.А. Овчарук – доктор географічних наук, професор,
Одеський національний університет імені І.І. Мечникова;
В.І. Осадчий – доктор географічних наук, професор,
академік НАН України,
Український гідрометеорологічний інститут
ДСНС України та НАН України.

Рекомендовано до друку Вченою радою географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка (31 січня 2025 р., протокол № 7)

Хільчевський В.К., Гребінь В.В. Гідрологія та гідрохімія: навч. посібник. К.: ДІА, 2025. 352 с.

ISBN 978-617-7785-70-4

У навчальному посібнику викладено основи гідрології та гідрохімії, у яких розглядаються загальні питання, що стосуються гідросфери Землі, а також кількісні та якісні параметри різних видів водних об'єктів (річки, озера, водосховища, водоносні горизонти підземних вод, моря) та їхній режим. Приділено увагу гідрологічним та гідрохімічним процесам, що відбуваються у водних об'єктах під впливом природних та антропогенних чинників, методам їхнього оцінювання.

Навчальний посібник призначено для студентів, які навчаються за освітньою програмою "Екологія" спеціальності "Екологія".(галузь знань – Природничі науки, математика та статистика). Він може бути корисним для освітніх програм спеціальності «Науки про Землю», в яких вивчають питання, що стосуються природних вод.

.

Khilchevskyi V.K., Grebin V.V. Hydrology and hydrochemistry. Kyiv: DIA, 2025. 352 p.

The textbook outlines the basics of hydrology and hydrochemistry, which study general issues of the Earth's hydrosphere, as well as quantitative and qualitative parameters of various types of water bodies (rivers, lakes, reservoirs, aquifers, seas). Attention is paid to hydrological and hydrochemical processes occurring in water bodies under the influence of natural and anthropogenic factors, methods of their assessment.

The study guide is intended for students studying under the "Ecology" educational program, specialty "Ecology". (field of knowledge – Natural Sciences, Mathematics and Statistics). It can be useful for educational programs in the specialty "Earth Sciences" in which issues related to natural waters are studied.

ISBN 978-617-7785-70-4 © В.К. Хільчевський, В.В. Гребінь, 2025

ЗМІСТ

Передмова…….. 11

ЧАСТИНА І. ГІДРОЛОГІЯ

1. ПОХОДЖЕННЯ ПРИРОДНИХ ВОД. ПРЕДМЕТ ВИВЧЕННЯ ГІДРОЛОГІЇ, ЇЇ СТАНОВЛЕННЯ І РОЗВИТОК …….. 13
1.1. Предмет вивчення гідрології, поділ її на розділи, значення….. 13
1.2. Походження природних вод, формування гідросфери …….. 17
1.3. Види водних об'єктів та їхній гідрологічний режим…….. 22
1.4. Методи гідрологічних досліджень…… 24
1.5. Роль води в природі та житті людини…….. 26
1.6. Становлення та розвиток гідрології як науки…… 31

2. РОЗПОДІЛ ВОДИ НА ЗЕМНІЙ КУЛІ, ЇЇ КРУГООБІГ …….. 39
2.1. Розподіл води на земній кулі…….. 39
2.2. Кругообіг води на Землі…….. 41
2.3. Внутрішньоматериковий вологообіг …….... 45

3. ГІДРОЛОГІЯ РІЧОК…….. 48
3.1. Основні поняття…… 48
3.2. Живлення річок…… 57
3.3. Водний режим річок…….. 58
3.4. Рівневий режим річок……... 63
3.5. Механізм течії……... 65
3.6. Річковий стік……... 70
3.7. Внутрішньорічний розподіл стоку…… 86
3.8. Максимальний і мінімальний стік річок…… 89
3.9. Термічний режим річок…… 90
3.10. Зимовий режим річок…… 93
3.11. Енергія та робота річок…… 96
3.12. Річкові наноси…… 97
3.13. Руслові процеси…… 102
3.14. Селі…….. 111

4. ГІДРОЛОГІЯ ОЗЕР……... 118
4.1. Типи озер, морфометричні характеристики……... 118
4.2. Водний баланс і рівневий режим озер…… 124
4.3. Рух озерної води……... 125
4.4. Термічний режим озер …… 128
4.5. Льодовий режим озер …… 131
4.6. Донні відклади та еволюція озерної улоговини…… 132

5. ГІДРОЛОГІЯ ВОДОСХОВИЩ…… 135
5.1. Призначення водосховищ та їхнє поширення…….. 135
5.2. Типи водосховищ, їхні основні характеристики ……... 137

5.3. Водний баланс і гідродинаміка водосховищ…… 142
5.4. Гідрофізичні процеси у водосховищах…… 145
5.5. Формування берегів водосховищ та підтоплення прибережних територій…… 146
5.6. Вплив водосховищ на довкілля…….. 148

6. ГІДРОЛОГІЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД……... 152
6.1. Відомості про підземні води, теорії їхнього походження…….. 152
6.2. Види води в гірських породах…….. 154
6.3. Генетичні типи підземних вод та їхня класифікація……... 157
6.4. Основні типи підземних вод…… 158
6.5. Особливі типи підземних вод…….. 167
6.6. Гідрогеологічне районування території України…… 171

7. ГІДРОЛОГІЯ ОКЕАНІВ І МОРІВ…….. 173
7.1. Світовий океан та його частини …… 173
7.2. Рельєф дна та донні відклади океанів і морів …… 177
7.3. Термічний режим, густина морської води, лід…… 181
7.4. Рівень океанів і морів…… 188
7.5. Хвилювання…… 190
7.6. Припливи і відпливи…….. 194
7.7. Течії……... 197
7.8. Життя в океанах і морях. Використання їхніх ресурсів……. 203

8. ПОНЯТТЯ ПРО ВОДНІ РЕСУРСИ. ВОДНІ РЕСУРСИ УКРАЇНИ……. 207
8.1. Поняття про водні ресурси та водний фонд ……..... 207
8.2. Водні ресурси та водний баланс України…… 209
8.3. Використання водних ресурсів ……..... 215
8.4. Управління водними ресурсами ……..... 217
8.5. Гідрографічне та водогосподарське районування території України ……. 219

ЧАСТИНА ІІ. ГІДРОХІМІЯ

9. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ПРИРОДНИХ ВОД. СТАНОВЛЕННЯ ТА РОЗВИТОК ГІДРОХІМІЇ…… 224
9.1. Молекула води, ізотопи та аномальні властивості води 224
9.2. Основні групи хімічних компонентів у природних водах……... 227
9.3. Головні йони ……... 228
9.4. Розчинені гази …… 229
9.5. Біогенні елементи …… 229
9.6. Органічна речовина …….. 231
9.7. Мікроелементи……... 232
9.8. Радіоактивні елементи……. 233
9.9. Специфічні забруднювальні речовини……. 234
9.10. Становлення та розвиток гідрохімії…….. 235

10. ЧИННИКИ ФОРМУВАННЯ ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ПРИРОДНИХ ВОД…… 246
10.1. Фізико-географічні чинники……. 246
10.2. Геологічні чинники……. 248
10.3. Фізико-хімічні чинники…… 249
10.4. Біологічні чинники……... 254
10.5. Антропогенні чинники…… 256

11. СИСТЕМАТИЗАЦІЯ ДАНИХ. КЛАСИФІКАЦІЇ ВОД ЗА ХІМІЧНИМ СКЛАДОМ ТА МІНЕРАЛІЗАЦІЄЮ……. 258
11.1. Вираження результатів аналізу проб води…… 258
11.2. Класифікація поверхневих вод за переважаючими йонами…. 258
11.3. Класифікація природних вод за мінералізацією…….. 260
11.4. Класифікація природних вод за твердістю……... 262

12. ГІДРОХІМІЯ АТМОСФЕРНИХ ОПАДІВ…… 263
12.1. Ядра конденсації в атмосфері …… 263
12.2. Хімічний склад атмосферних опадів …….. 264
12.3. Вміст мінеральних речовин в атмосферних опадах України… 265
12.4. Надходження мінеральних речовин з атмосферними опадами…… 267

13. ГІДРОХІМІЯ РІЧОК, ОЗЕР ТА ВОДОСХОВИЩ…….. 271
13.1. Умови формування хімічного складу вод на водозборі……. 271
13.2. Хімічний склад води річок світу…… 273
13.3. Гідрохімія річок України …… 274
13.4. Гідрохімічний режим річок ……... 276
13.5. Проточність озер та мінералізація води…… 279
13.6. Прісні озера…….. 280
13.7. Солонуваті та соляні озера……... 286
13.8. Водосховища…… 290

14. ХІМІЧНИЙ СКЛАД ПІДЗЕМНИХ ВОД……. 297
14.1. Умови формування хімічного складу підземних вод…… 297
14.2. Ґрунтові води ……... 298
14.3. Міжпластові (напірні) води…… 300
14.4. Мінеральні води……. 301
14.5. Охорона підземних вод від вичерпування та забруднення….. 303

15. ГІДРОХІМІЯ ОКЕАНІВ І МОРІВ…… 306
15.1. Походження сольової маси океану та її склад…… 306
15.2. Баланс йонного складу води океану…….. 307
15.3. Головні йони морської води…….. 309
15.4. Солоність морської води …….. 310
15.5. Розчинені гази……... 314
15.6. Антропогенний вплив на морські води……... 319

16. ОЦІНЮВАННЯ ЯКОСТІ ВОДИ. ОХОРОНА ВОД ВІД ЗАБРУДНЕННЯ…… …….. 322
16.1. Джерела забруднення природних вод……... 322
16.2. Показники забруднення води……... 324
16.3. Поняття про комплексні критерії якості води…… 325
16.4. Нормативна база щодо оцінювання якості води…….. 330
16.5. Державний моніторинг вод та екологічні цілі оцінювання якості води…… 333
16.6. Методика оцінювання масиву поверхневих вод за класами екологічного та хімічного станів……... 336
16.7. Гігієнічні цілі оцінювання якості води водних об'єктів та питної води…… 338
16.8. Охорона вод від забруднення……... 344

Бібліографія……. 347

CONTENTS

Preface…… 11

PART I. HYDROLOGY

1. ORIGIN OF NATURAL WATERS. SUBJECT OF STUDYING HYDROLOGY, ITS FORMATION AND DEVELOPMENT …… 13
1.1. Subject of the study of hydrology, its division into sections, significance …….. 13
1.2. Origin of natural waters, formation of the hydrosphere …….. 17
1.3. Types of water bodies and their hydrological regime…….. 22
1.4. Methods of hydrological research……... 24
1.5. The role of water in nature and human life…… 26
1.6. Formation and development of hydrology as a science…….. 31

2. DISTRIBUTION OF WATER ON THE EARTH, WATER CYCLE …… 39
2.1. Distribution of water on the globe…… 39
2.2. Water cycle on Earth…… 41
2.3. Moisture circulation within the continent……..... 45

3. HYDROLOGY OF RIVERS …… 48
3.1. Basic concepts…….. 48
3.2. River nutrition…… 57
3.3. Water regime of rivers…….. 58
3.4. Level regime of rivers…… 63
3.5. Currents……..... 65
3.6. River flow…… 70
3.7. Intra-annual flow distribution…… 86
3.8. Maximum and minimum river flow…….. 89
3.9. Thermal regime of rivers…….. 90
3.10. Winter regime of rivers…….. 93
3.11. Energy and work of rivers…… 96
3.12. River sediments…… 97
3.13. Riverbed processes…….. 102
3.14. Mudflows…… 111

4. HYDROLOGY OF LAKES…… 118
4.1. Types of lakes, morphometric properties…….. 118
4.2. Water balance and lake levels…… 124
4.3. Movement of lake water…… 125
4.4. Thermal regime of lakes……... 128
4.5. Ice regime of lakes…… 131
4.6. Bottom sediments and evolution of the lake basin…… 132

5. HYDROLOGY OF RESERVOIRS……... 135
5.1. Purpose of reservoirs and their distribution…….. 135
5.2. Types of reservoirs, their main characteristics…… 137

5.3. Water balance and hydrodynamics of reservoirs…… 142
5.4. Hydrophysical processes in reservoirs…….. 145
5.5. Formation of reservoir banks and waterlogging of coastal areas.. 146
5.6. The impact of reservoirs on the environment…… 148

6. GROUNDWATER HYDROLOGY…… 152
6.1. Information about groundwater, theories of their origin…… 152
6.2. Types of water in rocks……. 154
6.3. Genetic types of groundwater and their classification…… 157
6.4. Main types of groundwater……... 158
6.5. Special types of groundwater…….. 167
6.6. Hydrogeological zoning of the territory of Ukraine…… 171

7. HYDROLOGY OF OCEANS AND SEAS…….. 173
7.1. World's oceans and their parts……. 173
7.2. Seabed and marine sediment …… 177
7.3. Thermal regime, density of sea water, ice……. 181
7.4. Level of oceans and seas…… 188
7.5. Waves…… 190
7.6. Tide……. 194
7.7. Currents……... 197
7.8. Life in the oceans and seas. Using their resources…….. 203

8. CONCEPT OF WATER RESOURCES. WATER RESOURCES OF UKRAINE…… 207
8.1. The concept of water resources and water fund …….. 207
8.2. Water resources and water balance of Ukraine……... 209
8.3. Water resources use ……..... 215
8.4. Water resources management ……..... 217
8.5. Hydrographic and water management zoning of the territory of Ukraine …… 219

PART II. HYDROCHEMISTRY

9. CHARACTERISTICS OF THE CHEMICAL COMPOSITION OF NATURAL WATERS. FORMATION AND DEVELOPMENT OF HYDROCHEMISTRY…… 224
9.1. Water molecule, isotopes and anomalous properties of water…… 224
9.2. Main groups of chemical components in natural waters…….. 227
9.3. Main ions……. 228
9.4. Dissolved gases……. 229
9.5. Biogenic elements..... 229
9.6. Organic substances in natural water …… 231
9.7. Trace elements……... 232
9.8. Radioactive elements…… 233
9.9. Specific pollutants…….. 234
9.10. Formation and development of hydrochemistry…… 235

10. FACTORS FORMING THE CHEMICAL COMPOSITION OF NATURAL WATERS..... 246
10.1. Physical-geographical factors..... 246
10.2. Geological factors..... 248
10.3. Physical-chemical factors..... 249
10.4. Biological factors..... 254
10.5. Anthropogenic factors..... 256

11. DATA SYSTEMATIZATION. CLASSIFICATION OF WATERS BY CHEMICAL COMPOSITION AND MINERALIZATION..... 258
11.1. Expressing the results of water sample analysis..... 258
11.2. Classification of surface waters by predominant ions..... 258
11.3. Classification of natural waters by mineralization..... 260
11.4. Classification of natural waters by hardness..... 262

12. HYDROCHEMISTRY OF ATMOSPHERIC PRECIPITATION..... 263
12.1. Condensation nuclei in the atmosphere..... 263
12.2. Chemical composition of atmospheric precipitation..... 264
12.3. Content of chemical substances in atmospheric precipitation in Ukraine..... 265
12.4. Influx of chemicals with precipitation..... 267

13. HYDROCHEMISTRY OF RIVERS, LAKES AND RESERVOIRS..... 271
13.1. Formation of the chemical composition of water in the drainage basin..... 271
13.2. Chemical composition of water in the world's rivers..... 273
13.3. Hydrochemistry of the rivers of Ukraine 274
13.4. Hydrochemical regime of rivers 276
13.5. Flow rate of lakes and water mineralization..... 279
13.6. Fresh lakes..... 280
13.7. Brackish and salt lakes..... 286
13.8. Reservoirs..... 290

14. CHEMICAL COMPOSITION OF GROUNDWATER..... 297
14.1. Formation of the chemical composition of groundwater..... 297
14.2. Waters of the first aquifer..... 298
14.3. Artesian water..... 300
14.4. Mineral water..... 301
14.5. Protection of groundwater from depletion and pollution..... 303

15. HYDROCHEMISTRY OF OCEANS AND SEAS..... 306
15.1. Origin of the ocean salt mass and its composition..... 306
15.2. Balance of the ionic composition of ocean water..... 307
15.3. Main ions of seawater..... 309
15.4. Salinity of water 310
15.5. Dissolved gases..... 314
15.6. Anthropogenic impact on seawater..... 319

16. WATER QUALITY ASSESSMENT. WATER PROTECTION FROM POLLUTION..... 322
16.1. Sources of natural water pollution..... 322
16.2. Indicators of water pollution..... 324
16.3. The concept of complex water quality criteria..... 325
16.4. Modern regulatory framework for water quality assessment..... 330
16.5. State water monitoring and environmental objectives for water quality assessment..... 333
16.6. Methodology for assessing surface water bodies by classes of ecological and chemical state..... 336
16.7. Hygienic objectives for assessing water quality of water bodies and drinking water..... 338
16.8. Protection of water from pollution..... 344

Bibliography..... 347

ПЕРЕДМОВА

Метою освітнього компонента “Гідрологія та гідрохімія” є надання здобувачам вищої освіти глибоких теоретичних та практичних знань про: гідросферу Землі; види водних об’єктів (річки, озера, водосховища, водоносні горизонти підземних вод, моря) та їхній гідрологічний режим; сутність гідрологічних процесів та явищ; фізичні властивості та хімічний склад природних вод; антропогенний вплив на кількісні та якісні показники природних вод; місце та роль води у функціонуванні екосистем.

Гідрологія – наука, що вивчає природні води, їх взаємодію з атмосферою та літосферою, а також явища та процеси, що протікають у природних водах (стік, випаровування, замерзання тощо). Вона вивчає всі види вод гідросфери.

Гідрохімія – наукова дисципліна, пов’язана з гідрологією, яка вивчає хімічний склад природних вод, а також його зміни під впливом природних (хімічних, фізичних і біологічних) та антропогенних чинників і процесів.

“Гідрологія та гідрохімія” – це назва освітнього компонента, який був започаткований для освітньої програми (ОП) “Екологія” навчально-наукового центру “Інститут біології та медицини” Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Втім, як показує досвід, він може бути корисним для освітніх програм спеціальності “Науки про Землю”, в яких вивчають питання, що стосуються природних вод, та інших ОП.

Після публікації викладачами кафедри гідрології та гідроекології географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка (КНУТШ) підручників “Загальна гідрологія” (Хільчевський В.К., Ободовський О.Г., Гребінь В.В. та ін., 2008) [3] та “Основи гідрохімії” (Хільчевський В.К., Осадчий В.І., Курило С.М., 2012) [10]. минуло відповідно 17 та 13 років. За цей час не змінилися фундаментальні основи гідрологічної науки, але відбулося багато змін у сфері дослідження водних ресурсів з метою їхнього сталого використання, оцінювання якості вод як у світі, так і в Україні.

Це вимагає оновлення парадигми при викладанні навчального матеріалу з основ гідрології та гідрохімії – орієнтації на нові виклики, пов’язані з водою, що постали перед людством у XXI ст.

У 2015 р. на Саміті ООН прийнято резолюцію Генеральної Асамблеї ООН під назвою “Перетворення нашого світу: порядок денний у сфері сталого розвитку на період до 2030 року”. Для реалізації цього порядку денного було ухвалено 17 глобальних цілей сталого розвитку. Деякі з них прямо чи опосередковано стосуються водних проблем (наприклад, ціль 6 – “Чиста вода і належна санітарія”; ціль 14 – “Збереження та стале використання океанів, морів і морських ресурсів”).

22–24 березня 2023 р. в Нью-Йорку в штаб-квартирі ООН відбулася наймасштабніша конференція з водної проблематики за 50 років – “Вода для сталого розвитку”. Основним її досягненням стало ухвалення Водної програми дій, спрямованої на перехід від світової водної кризи до сталого управління водними ресурсами.

Від 2016 р. розпочалася активна фаза імплементації положень Водної рамкової директиви Європейського Союзу в практику водного менеджменту та водних досліджень в Україні.

У 2022 р. прийнято “Водну стратегію України на період до 2050 року”, що визначає основні засади державної політики у галузі використання і охорони вод та відтворення водних ресурсів та спрямована на досягнення взаємної узгодженості, пов’язаної з їх використанням, підвищення рівня водної безпеки та скорочення до прийнятного рівня ризиків з управління водними ресурсами на засадах сталого інтегрованого управління водними ресурсами [50].

Як відзначається у Водній стратегії, до основних проблем у галузі використання і охорони вод та відтворення водних ресурсів в Україні належать:

• забезпечення рівноправного доступу до якісної і безпечної для здоров’я людини питної води і санітарно-профілактичних заходів;

• “задовільний”, “поганий” і “дуже поганий” екологічний стан переважної більшості поверхневих водних масивів (екологічний потенціал штучних або істотно змінених масивів поверхневих вод), а також непоодинокі випадки класифікації хімічного стану масивів підземних вод як “недосягнення доброго”;

• зменшення обсягів доступних до використання прісних водних ресурсів, обміління поверхневих водних об’єктів чи вичерпання підземних вод;

• щорічне зростання збитків, завданих повенями (паводками) чи посухами, що посилюються негативним впливом зміни клімату.

Для вирішення цих проблем необхідні фахівці різних профілів, які зможуть отримати ефективніші результати діяльності за умови наявності у них знань з гідрології та гідрохімії.

Варто зазначити, що при написанні навчального посібника використано сучасний термінологічний апарат, викладений у відповідних нормативних документах: ДСТУ 3517:2024 “Гідрологія суходолу. Терміни та визначення основних понять” [59] (автори книги були в групі розробників цього стандарту); ДСТУ 2439:2018 “Хімічні елементи та прості речовини. Терміни та визначення основних понять, назви й символи” [62].

Були корисними науково-методичні розробки “Гідрологічний словник” [7] та “Гідрохімічний словник” [6], а також навчально-методичний комплекс “Гідрохімія”, видані на кафедрі гідрології та гідроекології КНУТШ в 2022 р. та 2025 р.

Вивчення освітнього компонента “Гідрологія та гідрохімія” забезпечено й методичними вказівками до виконання практичних робіт [5], виданими на кафедрі гідрології та гідроекології КНУТШ в 2025 р.

А в т о р и:

Хільчевський В.К. – доктор географічних наук, професор, відмінник освіти України, заслужений діяч науки і техніки України, почесний працівник гідрометслужби України, лауреат Державної премії України в галузі науки і техніки, професор кафедри гідрології та гідроекології географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка;

Гребінь В.В. – доктор географічних наук, професор, завідувач кафедри гідрології та гідроекології географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

ЧАСТИНА І. ГІДРОЛОГІЯ

1. ПОХОДЖЕННЯ ПРИРОДНИХ ВОД. ПРЕДМЕТ ВИВЧЕННЯ ГІДРОЛОГІЇ, ЇЇ СТАНОВЛЕННЯ І РОЗВИТОК

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

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

Верхня межа гідросфери (поверхня океанів і морів, річок, озер) збігається з поверхнею земної кулі і нижньою межею атмосфери. Вона виражена досить добре. Нижня межа гідросфери чітко не виділяється, тому що гідросфера в деяких випадках проникає в ***літосферу*** (земну кору).

Предметом вивчення гідрології (від грец. hydör – вода і logos – вчення, наука) є не вода як фізична речовина, а гідросфера в цілому, а саме: властивості гідросфери та її складових частин, процеси та явища, які в них відбуваються, закономірності, за якими ці явища і процеси розвиваються, а також взаємозв'язок і взаємодія природних вод із земною корою й атмосферою. Об'єктом її досліджень є всі природні води земної кулі.

Сучасна гідрологія як наука про гідросферу поєднує в собі окремі наукові дисципліни та координує окремі науки про складові частини гідросфери. До них, насамперед, належить ***загальна гідрологія***, яка вивчає розподіл та кругообіг води на земній кулі, окремі частини гідросфери, взаємозв'язок між ними, найзагальніші закономірності гідрологічних процесів і явищ, що в них відбуваються у взаємодії з атмосферою, літосферою і біосферою та під впливом господарської діяльності.

Основна маса природних вод, як відомо, зосереджена в океанах і морях, значно менша – на суходолі. Процеси та явища, які відбуваються в океанах і морях, дуже відрізняються від тих, що спостерігаються у водах суходолу. Тому й методи вивчення їх різні. Унаслідок цього загальна гідрологія за об'єктами вивчення поділяється на дві великі самостійні частини: гідрологію моря і гідрологію суходолу.

Гідрологія моря виділилася в самостійну науку, яка вивчає процеси і явища, що відбуваються у Світовому океані, їхню взаємодію з навколишнім середовищем, а також окремі моря та океани.

Відповідно до цього гідрологія моря поділяється на ***океанологію та океанографію.***

Гідрологія суходолу або, точніше, гідрологія поверхневих вод суходолу (часто її називають просто гідрологією), вивчає водні об'єкти суходолу.

Залежно від об'єкта дослідження вона поділяється на великі розділи, яких налічується понад 30.

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

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

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

Гідрологія озер вивчає походження, поширення, розвиток і гідрологічний режим озер.

Гідрологія боліт вивчає походження, поширення, розвиток і гідрологічний режим боліт.

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

Повітряна гідрологія, або гідроаерологія, вивчає водні процеси в атмосфері: утворення опадів, випаровування, конденсацію, вологість у зв'язку з повітряними течіями, теплообміном, сонячною радіацією тощо.

Останніми десятиліттями заявили про себе як самостійні наукові дисципліни ***гідрологія водосховищ*** та ***гідрологія морських гирл річок***; Формується як самостійний розділ гідрології ***екологічна гідрологія***, предметом вивчення якої є сукупність зв'язків між гідрологічними процесами та явищами й живими організмами у водних об'єктах, сучасний якісний та кількісний стан водних об'єктів порівняно з їхніми природними характеристиками.

Залежно від мети і способів вивчення водних об'єктів, а також видів використання водних ресурсів у гідрології виділилися окремі наукові дисципліни, які належать або до всіх, або до окремих частин чи розділів гідрології. Так, вивчення водних об'єктів завжди пов'язане з проведенням різних спостережень і вимірювань – рівнів і витрат води, глибин, температури та хімічного складу води, льодових явищ, швидкостей протікання води, хвилювання, течій тощо. Ці вимірювання, незважаючи на деяку специфічність їх проведення на різних водних об'єктах, мають багато спільного. Методи всіх вимірювань і спостережень з метою вивчення гідрологічного режиму водних об'єктів і методи обробки результатів спостережень та вимірювань розглядаються в такій науковій дисципліні, як ***гідрометрія***. Вона поділяється на гідрометрію річкову, морську, озерну.

Окрема самостійна дисципліна ***гідрографія*** вивчає й описує конкретні водні об'єкти, а також установлює закономірності географічного розподілу вод на земній кулі й особливості їхнього режиму та господарського значення. Вона

поділяється на гідрографію океанів і морів (океанографію) і гідрографію водних об'єктів суходолу.

Дуже важливою дисципліною, що об'єднує низку розділів гідрології суходолу, є ***інженерна гідрологія*** (гідрологічні розрахунки), завданням якої є розробка методів визначення характеристик гідрологічного режиму водних об'єктів, необхідних для проєктування гідротехнічних споруд і планування водогосподарських заходів. На даних інженерної гідрології ґрунтуються проєкти використання водних об'єктів для певних цілей (гідроенергетики, зрошення, осушення, промислового і комунального водопостачання, водного транспорту тощо) і заходи щодо боротьби зі шкідливою дією вод (повенями, водною ерозією, заболочуванням і засоленням ґрунтів, підтопленням, селями тощо). Без гідрологічних розрахунків неможливе будівництво на річках і навіть на невеликих водотоках будь-яких споруд – гребель, мостів, водозаборів, берегоукріплень, труб у насипах доріг для пропускання весняних снігових та зливових вод.

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

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

Гідрохімія в буквальному розумінні цього слова – *хімія природних вод*. Природні води відрізняються від штучних водних розчинів специфікою якісного і кількісного складу, одночасною присутністю в розчинах йонів, газів, колоїдів, наявністю органічної речовини і залежністю складу не лише від фізичних умов навколишнього середовища, але й від біологічних (у т. ч. і мікробіологічних) процесів.

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

Особливо важливою в сучасних умовах зростаючого антропогенного впливу є проблема забруднення природних вод. Джерелами забруднення їх є промислові та господарсько-побутові стічні води (точкові джерела забруднення), а також сільськогосподарські стічні води (площинні дифузні

джерела забруднення). Розв'язання цієї проблеми вимагає гідрохімічного вивчення водойм і водотоків, необхідного контролю за їхнім станом, дослідження процесів самоочищення.

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

Таким чином, гідрохімія в системі наук про Землю має двійчастий характер. З одного боку, вивчаючи хімічний склад води різних водних об'єктів суходолу, вона є частиною гідрології; з іншого боку, вивчаючи хімію гідросфери, гідрохімія є частиною науки про хімію земної кори – геохімії.

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

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

На сучасному етапі гідроекологія є одним із найбільш актуальних гідрологічних розділів, науковий і прикладний розвиток якого уявляється в майбутньому дуже динамічним. Уже сьогодні екологічний стан поверхневих вод (річки, озера, перехідні води, прибережні води, штучні водні об'єкти) в країнах Європейського Союзу та Україні визначається біологічними, фізико-хімічними та гідроморфологічними показниками згідно з положеннями Водної рамкової директиви ЄС (2000 р.).

Гідрологія, вивчаючи води гідросфери, тісно пов'язана з іншими науками, які досліджують географічну оболонку і, зокрема, діяльність води на Землі. Серед них найближче до гідрології знаходяться метеорологія і кліматологія, геологія, геоморфологія, фізична географія, картографія та інші науки. Так, загальними для гідрології і метеорології є питання вивчення кругообігу води на Землі, утворення, випадання та розподілу по земній поверхні атмосферних опадів, випаровування води з поверхні річок, озер і водосховищ, випаровування вологи з ґрунту і рослинного покриву.

Загальними питаннями для гідрології, геоморфології і ґрунтознавства є процеси розмиву (ерозія) та відкладання (акумуляція) продуктів руйнування гірських порід, що мають місце на земній поверхні. Питання вивчення режиму підземних вод та їхнього зв'язку з поверхневими водами є спільним для гідрології суходолу й гідрогеології. Гідрохімія як частина гідрології пов'язана з хімією, гідробіологія – з біологією тощо.

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

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

Гідрологія належить до тих наук, практичні запити до яких історично завжди передували їхньому розвитку. Адже вода й пошук джерел води завжди відігравали дуже важливу і велику роль у житті людини. Особливо широке практичне застосування має гідрологія в наш час. Актуальними є відомості про водні об'єкти, їхній режим, гідрологічні розрахунки і прогнози елементів водного режиму, кількість та якість води необхідні для задоволення потреб морського і річкового флоту, гідроенергетики, іригації, промислового та господарсько-питного водопостачання, будівництва населених пунктів, промислових підприємств, мостів і доріг, рибного господарства, організації відпочинку населення та водного спорту, боротьби зі шкідливою дією вод, планування й проведення інших заходів щодо управління, використання та відновлення водних об'єктів і водних ресурсів.

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

Важливу роль гідрологічна наука відіграє в дослідженнях міжнародних транскордонних водних об'єктів, де першочергове значення має сумісність методичних положень при їх оцінюванні. У цьому контексті важливим є басейновий підхід, який дозволяє виконувати аналіз річкових та озерних систем незалежно від адміністративного їх розмежування, чи державних кордонів.

Без знань з гідрології неможливе й розв'язання завдань, поставлених Ціллю сталого розвитку (ЦСР) № 6 "Чиста вода і належна санітарія" (2015-2030 рр.), яка була прийнята в числі 17-и ЦСР на саміті ООН в 2015 р.

Завдання ЦСР-6 покладені в основу "Водної стратегії України на період до 2050 року", прийнятої 9 грудня 2022 р. Водна стратегія України визначає основні засади державної політики у галузі використання і охорони вод та відтворення водних ресурсів та спрямована на досягнення взаємної узгодженості, пов'язаної з їх використанням, підвищення рівня водної безпеки та скорочення до прийнятного рівня ризиків з управління водними ресурсами на засадах сталого інтегрованого управління водними ресурсами.

1.2. Походження природних вод, формування гідросфери

1.2.1. Еволюція Землі, поява води

Походження вод Землі тісно пов'язане з її виникненням і подальшою еволюцією як унікального твердого планетарного тіла Сонячної системи. Існує кілька гіпотез, які намагаються пояснити походження води на земній кулі у вільному стані. Усі вони певною мірою спираються на різні космогонічні теорії утворення Сонця та його планет. На даний час однією з найбільш визнаних є теорія утворення Землі з холодної газопилової хмари галактичної речовини, яку свого часу висунув і математично обґрунтував О.Ю. Шмідт. Дана теорія припускає, що в цій хмарі була й вода, переважно у вигляді льодового пилу.

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

Беручи за основу принцип так званого зонного плавлення, вчений появу первинної, або ювенільної, води пояснює так. Зонне плавлення полягає в тому, що при повільному нагріванні порід мантії Землі відбувається плавлення порід і поділ їх на легкоплавкі і тугоплавкі фракції різної щільності. Легкі хімічні сполуки, у тому числі й вода, які є складовою частиною мантії, переходять при цьому в легкоплавку фракцію. Завдяки різниці в густині під впливом гравітаційної сили легкоплавкі фракції з меншою густиною, в яких містилась вода, безперервно піднімалися (відтискувалися) догори, ближче до земної поверхні, ще більше збагачуючись на воду, а тугоплавкі густіші речовини, кристалізуючись й утворюючи базальтові породи, лишалися внизу. Нарешті, на певній глибині, де температура вже не перевищує критичної точки (тобто температури, вище якої вода може існувати лише у вигляді пари), відбувалося охолодження, дегазація та кристалізація цього розплаву (утворювалися гранітні породи), а вода вперше з'являлася у вигляді пари і рідини та утворювала первинну гідросферу Землі. Дегазація надр планети не була рівномірною і пов'язувалась з етапами інтенсивного гороутворення та вулканізму.

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

Близько 2,5 млрд років тому, коли земна кора поділилася на відносно стабільні (платформні) області та області підвищеної рухливості й інтенсивного гороутворення, виникли порівняно неглибокі внутрішні моря (прообрази майбутніх океанів), завдяки яким збільшилось випаровування з водної поверхні і зародився регулярний кругообіг води. У подальшому, внаслідок розплавлення твердих порід та виділення водяної пари з легкоплавкої складової мантії Землі, вода постійно поповнювала гідросферу.

Подальше перетворення і взаємодію різних речовин у глибинних сферах можна простежити за геохімічною моделлю нашої планети, розробленою М.П. Семененком. Модель дає уявлення, що земна кора, яка складається з окиснених порід, є своєрідним кисневим каркасом, а ядро планети складають гідрати кількох важких металів та частково карбід заліза. У зонах найвищих тисків і температур виділяються переважно водень і вуглеводень. Далі від центра планети ці речовини взаємодіють з окисненими породами, внаслідок чого утворюються водяна пара і вуглекислий газ. Ці

сполуки постійно виходять на поверхню Землі через жерла вулканів, наземні й підводні тріщини, розломи земної кори.

При високих температурах може також проходити синтез води з оксиду чи діоксиду вуглецю та водню при температурі понад 1000 °С:

$$4CO + 2H_2 \leftrightarrow 2H_2O + 3C + CO_2, \quad (1.1)$$

або при червоному розжаренні

$$CO_2 + H_2 \leftrightarrow CO + H_2O. \quad (1.2)$$

За підрахунками в моделі, за час існування Землі на її поверхню виділилося близько $3{,}4\times10^9$ км^3 води. Третина цієї кількості в пароподібному стані залишила поверхню планети; під дією Сонця значна частина її фотодисоціювалась на водень і кисень. Решта води поступово сформувала сучасну гідросферу.

Первинна вода може виникати на поверхні Землі і в її атмосфері при згорянні вуглеводнів

$$CH_4 + 2O_2 = CO_2 + H_2O. \quad (1.3)$$

Це, зокрема, відбувається при горінні лісів, степової рослинності, спалюванні різних видів органічного палива, згоранні вуглистих метеоритів у верхніх шарах атмосфери і т. п. У випадку з вуглистими метеоритами має місце надходження відповідного матеріалу з космічного простору. Проведені останнім часом дослідження Всесвіту за допомогою точної апаратури, яка встановлювалася на супутниках і космічних кораблях, підтвердили, що вихідні елементи для утворення води – водень і кисень – у нашій Галактиці належать до шести найпоширеніших речовин космосу. Саме тому мільярди років тому в холодній газопиловій хмарі, яка з часом згущувалася, ущільнювалася і стала Землею, вже була вода.

Вода з космосу може надходити й іншими шляхами. Так званий *сонячний вітер* несе в атмосферу Землі корпускули, що складаються з елементарних частинок (протонів та інших) і ядер різних елементів (гелію, літію, берилію, бору, вуглецю, азоту, кисню). Протони та ядра кисню, приєднуючи в атмосфері електрони, утворюють атомарні водень і кисень, що реагують між собою та дають молекули води. Спочатку утворюються гідроксил і пергідроксил, а потім вода за реакціями

$$OH + H \leftrightarrow H_2O, \quad (1.4)$$

$$OH + HO_2 \leftrightarrow H_2O + O_2. \quad (1.5)$$

При цьому, однак, під впливом ультрафіолетового випромінювання Сонця може відбуватися фотодисоціація води, тобто ці реакції будуть йти в зворотному напрямку.

1.2.2. Вода з комет

Згідно з гіпотезою голландського астронома Я. Оорта, Сонячна система оточена значною кількістю комет (т. зв. хмара Оорта) на трансплутонових орбітах, з якими Земля за час свого існування, особливо на перших його етапах, неодноразово зіштовхувалася. А до складу кометної речовини у формі снігу і льоду в значних кількостях входить вода.

Однак сонячний вітер, комети та астероїди, метеорити та метеоритний пил, первинна вода в протоатмосфері і на поверхні Землі, метаболічна вода живих організмів, хоча і мають бути згадані, але не можуть вважатися достатніми як прибуткова частина балансу води на нашій планеті для

формування існуючої поверхневої і підземної гідросфери. Це тим більш справедливо, що якась частина води постійно втрачається Землею внаслідок дисипації в міжпланетний простір. Тому, безсумнівно, головною прибутковою статтею земних вод були і залишаються глибокі надра планети.

1.2.3. Дегазація розпеченої магми, викиди пари

У зв'язку з цим найбільш обґрунтованим сценарієм виникнення гідросфери на сьогодні слід вважати дегазацію розпеченої магми, викиди води у вигляді пари вулканами та через джерела, подібні до сучасних "чорних і білих курильників" на дні океанів у районах рифтових долин. При цьому, однак, багато чого залежало від складу первинної речовини, яка утворювала пра-Землю. Серед первинних "цеглинок", які складали нашу планету, все ж таки мала бути речовина типу метеоритної чи кометної, тобто така, до якої практично завжди входить вода. Іншими словами, первинна Земля вже містила достатню кількість води у вигляді дрібних частинок і навіть великих включень льоду. Можна допустити і наявність газоподібної води, яка обволікала тверді частинки, що формували первинну Землю. У зв'язку з цим утворення первинної гідросфери могло проходити у два етапи. Спочатку тепловий фронт, що рухався з надр планети (зумовлений гравітаційною сепарацією речовини і розпадом радіоактивних елементів), розтоплював лід, вивільнював адсорбовані на поверхні різних твердих часток гази і витискував утворювану масу рідкої і газоподібної речовини на поверхню планети. Після цього тепловий потік із глибинних сфер пра-Землі, який постійно посилювався, почав розтоплювати первинну тверду речовину і вивільнювати хімічно зв'язану воду і гази, тобто почався власне процес дегазації надр.

Первинна земна кора була тонкою і складалася з базальтів, чим була схожою на сучасну океанічну. Гарячі гази, які виділилися з неї, розсіювалися в ще тонкій атмосфері, а гаряча вода швидко охолоджувалася і стікала в пониження поверхні планети. У холодній і тонкій атмосфері пари води згущувалися у хмари, з яких випадали у вигляді дощу і снігу. Нині важко зробити обґрунтовані припущення про склад первинної атмосфери і розчинених речовин у первинній гідросфері. Однак, зрозуміло, що ця атмосфера і, відповідно, новоутворена гідросфера почали швидко поповнюватися газами, які виділялися при вулканічних виверженнях, виливах лави і дегазації надр у рифтових долинах. При цьому, атмосфера мала відновлювальний характер, оскільки кисень у ній був майже повністю відсутнім. Виділені вуглекислий газ і водяна пара зумовлювали ріст тепличного ефекту, поступово підвищуючи температуру на Землі, що мало важливі наслідки для подальшої еволюції гідросфери.

Хоча безперервна дегазація створювала всі необхідні умови поповнення гідросфери новими порціями вод, цей процес не був рівномірним. На перших етапах еволюції Землі збільшення маси гідросфери за рахунок ювенільних вод відбувалося повільно. Потім протягом приблизно 1 млрд років маса гідросфери наростала досить швидко. У період від 1,5 до 2 млрд років тому вона стабілізувалася.

На цей час Світовий океан затопив серединно-океанічні хребти і частина води була витрачена на серпентинізацію (процес гідротермальної

зміни гірських порід) нижнього шару океанічної кори. У результаті цього вода, що поповнювала гідросферу, виявилася хімічно зв'язаною олівіном разом із вуглекислим газом.

Після такого перетворення океанічної кори знову настав період збільшення маси океану. Приблизно 1 млрд років тому вона наблизилась до сучасної і темпи її зростання значно уповільнились. В.І. Вернадський, який вирізнявся дивовижною науковою інтуїцією, вважав, що маса води на Землі протягом її еволюції була більш чи менш постійною. Правда, він спирався на дані приблизно за останній мільярд років. До певної міри цей погляд поділяв і О.П. Виноградов, який вважав, що основна маса води утворилась на найдавнішій стадії розвитку нашої планети.

У ході складних геохімічних процесів в зонах субдукції (тектонічний процес, який проходить по конвергентній границі літосферних плит) частина води повертається до земних глибин, частина залишається зв'язаною в континентальній корі, а частина піднімається у розташовані вище шари літосфери, викидається вулканами, утворює термальні чи мінеральні джерела. Тобто йде процес геологічного кругообігу води; ювенільні води поповнюють гідросферу, води гідросфери занурюються в надра Землі (в зонах субдукції), де вони частково знову зв'язуються з розплавами, а частково поповнюють підземну складову гідросфери.

У цілому баланс надходження і витрат води на поверхні нашої планети за рахунок геологічного кругообігу залишається позитивним і маса гідросфери безперервно зростає. Збільшення маси гідросфери характерне для її еволюції.

1.2.4. Первинна гідросфера – формування при значному насиченні її розчиненими речовинами

Первинна гідросфера, вочевидь, почала формуватися при значному насиченні її розчиненими речовинами, що містилися в первинних кометних і ювенільних водах. Таким чином, споконвічна вода вже була насичена розчиненими речовинами. Прісна вода гідросфери – це лише невелика частка величезної маси солоних вод, що беруть участь у планетарному кругообігу води, маленький струмочок гідросфери, який завершує роботи із засвоєння нею сонячної енергії, свого роду відходи цього процесу.

На перших етапах розвитку в гідросфері переважали продукти дегазації надр, розчинені речовини кометного і метеоритного походження. Як і атмосфера, первинна гідросфера мала відновлювальний характер. Однак за багато мільярдів років глобальна транспортна система гідросфери винесла із суходолу в океан на кожний кілограм води майже 0,6 кг зруйнованих гірських порід. Тому, як відзначають вчені, усі аніони морської води виникли (і продовжують поповнюватися у рифтових зонах) із продуктів дегазації земних надр, а катіони – із розруйнованих гірських порід. Навпаки, у поверхневих водах суходолу з коротким періодом життя і катіони, і аніони є продуктами руйнування гірських порід на територіях, з яких ці води стікають. У підземних водах зазначені речовини утворюють складний комплекс, який пов'язаний із породами, що вміщують ці води, історією формування підземного водного басейну, часом його існування.

Гідросфера завжди містила не тільки завислі частинки і розчини твердих речовин, але й розчини газів, оскільки вода добре розчиняє більшість із них. У водній товщі Світового океану формується своя власна своєрідна "атмосфера", яка, звичайно, так чи інакше пов'язана з атмосферою Землі джерелами газів у самій гідросфері (зазвичай біологічними) та дегазацією надр. На перших етапах свого розвитку гідросфера (як і атмосфера) практично не містила розчиненого кисню. Однак у ході розвитку життя, що в первісному вигляді зародилося саме в гідросфері, остання стала збагачуватися киснем, потужним джерелом якого були якраз живі організми. Океанічна газова "атмосфера" досить сильно відрізняється сьогодні і відрізнялася в минулому від атмосфери Землі, оскільки розчинність різних газів у воді неоднакова, а у водному середовищі є свої специфічні джерела і споживачі газів.

Отже, гідросфера та її складові частини, геологічний і геохімічний кругообіг води, інші динамічні явища в гідросфері пройшли довгий шлях еволюції. Вони неодноразово змінювалися за масою, співвідношенням рідкої і твердої фаз, залученими до кругообігу і руху масами води, швидкостями і віддалями переносу цих мас, енергією перебігу подібних процесів, вмістом розчинених газів, твердих та органічних речовин, тощо.

Зазначені загальні уявлення про походження та еволюцію гідросфери склалися переважно в середині і наприкінці XX ст. у зв'язку з появою і поглибленням основних положень нової глобальної тектоніки або неомобілізму. Нині це найбільш розроблена теорія, що пояснює багато сторін еволюції нашої планети, твердо спирається на фізичні закони і є внутрішньо несуперечливою. При цьому поштовхом до обґрунтування і розробки цієї теорії послугували якраз широкі дослідження в гідросфері, зокрема в найбільшій її частині – Світовому океані. Узагальнення їх результатів привело до висновку, що утворення земної кори, її поділ на дві основні структури – океанічну і континентальну, виникнення атмосфери і гідросфери були одночасними чи майже одночасними планетарними актами, що відбулися не пізніше 4 млрд років тому. З того часу еволюція основних оболонок Землі, у тому числі й гідросфери, відбувалася приблизно за такими законами, що і в наш час.

1.3. Види водних об'єктів та їхній гідрологічний режим

1.3.1. Поняття про водні об'єкти

Вода, яка знаходиться на земній кулі, зосереджена у водних об'єктах, що характеризуються певним, властивим лише їм, водним режимом, а також у специфічних утвореннях (болотах, льодовиках).

Згідно з Водним кодексом України, ***водний об'єкт*** – це природний або створений штучно елемент довкілля, в якому зосереджуються води: море, лиман, річка, струмок, озеро, водосховище, став, канал, а також водоносний горизонт.

Поверхневі водні об'єкти поділяються на два види: водотоки та водойми (табл. 1.1).

До водотоків належать водні об'єкти на земній поверхні з поступальним рухом води в руслах у напрямку похилу, а саме: річки, струмки, канали.

До водойм належать водні об'єкти, які розташовані в пониженнях земної поверхні і мають уповільнений рух води: океани, моря, озера, водосховища, стави.

Таблиця 1.1. Поділ водних об'єктів

Поверхневі водні об'єкти				**Підземні водні об'єкти**
Водотоки		**Водойми**		
природні	штучні	природні	штучні	
річки	канали	моря	водосховища	водоносні горизонти
струмки		озера	стави*	

Примітка. *ставки – зменшувальна, пестлива форма.

Підземний водний об'єкт – ***водоносний горизонт*** – однорідна пластова товща гірських порід, де постійно знаходяться води.

З метою імплементації положень водної рамкової директиви ЄС у водне законодавство України в 2016 р. Верховна Рада України прийняла Закон «Про внесення змін до деяких законодавчих актів України щодо впровадження інтегрованих підходів в управлінні водними ресурсами за басейновим принципом». Прийняття цього закону збагатило в тому числі й новою термінологією Водний кодекс України (ВКУ). Так там з'явилися терміни «масив поверхневих вод» та «масив підземних вод».

Масив поверхневих вод – поверхневий водний об'єкт або його частина.

Масив підземних вод – підземний водний об'єкт або його частина.

Ці терміни використовуються у сфері водного менеджменту та моніторингу вод.

Більшість водних об'єктів (моря, річки, озера) мають ***басейн (водозбір),*** під яким розуміють частину земної поверхні і ґрунтового шару та гірських порід, звідки вода потрапляє в даний водний об'єкт.

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

1.3.2. Гідрологічний режим водних об'єктів та гідрологічні явища

Водним об'єктам властивий певний ***гідрологічний режим***, під яким розуміють закономірні зміни стану водного об'єкта в часі, що склалися під впливом фізико-географічних умов басейну, насамперед кліматичних. Гідрологічний режим проявляється у вигляді багаторічних, річних, сезонних і добових коливань рівнів води (режим рівнів), витрат води (режим стоку), льодових явищ (льодовий режим), температури води (термічний режим), кількості та складу твердого матеріалу, що переноситься потоком (режим наносів), складу і концентрації розчинених речовин (гідрохімічний режим), змін русла водотоку (режим руслових процесів), змін біотичних і абіотичних елементів (гідробіологічний режим).

Коливання в часі рівнів і витрат води водних об'єктів, тобто режим їхніх рівнів і стоку, часто об'єднують під однією загальною назвою "водний режим". Залежно від виду водного об'єкта розрізняють гідрологічний режим океану,

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

Елементи гідрологічного режиму описуються за допомогою певного набору ***гідрологічних характеристик.*** Наприклад, режим стоку описується такими характеристиками, як витрата води за одну секунду, в середньому за добу, декаду, місяць, сезон, рік, багаторіччя, максимальні та мінімальні витрати тощо. Сукупність гідрологічних характеристик конкретного водного об'єкта в конкретному місці і в конкретний момент часу зумовлює ***гідрологічний стан*** водного об'єкта.

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

При дослідженні водних об'єктів часто виникає потреба у вивченні та оцінюванні ролі специфічних утворень, які знаходяться в басейні та містять воду – боліт та льодовиків. Їхня наявність на водозборі може впливати на гідрологічний режим водного об'єкта.

Болото – надмірно зволожена земельна ділянка із застояним водним режимом і специфічним рослинним покривом (за Водним кодексом України).

Льодовик – багаторічне природне накопичення льоду на земній поверхні, утворене з твердих атмосферних опадів у тих районах, де протягом року таких опадів випадає більше, ніж тане та випаровується, що відчуває в'язкопластичний рух під дією сили тяжіння.

1.4. Методи гідрологічних досліджень

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

1.4.1. Експедиційний метод

Експедиційний метод полягає в збиранні матеріалів про водні об'єкти шляхом порівняно короткочасного обстеження певної території або окремих водних об'єктів за спеціально розробленими програмами. Такий метод дослідження, поряд з отриманням якісних (описових) матеріалів про стан водних об'єктів, дає можливість проведення вимірювань і одержання емпіричних даних. Особливо експедиційний метод дослідження має ефект на мало досліджених (або недосліджених) водних об'єктах, де отримана таким чином інформація може бути чи не єдиним джерелом для їхнього гідрологічного оцінювання. Ці матеріали одержують в основному в експедиціях, тривалість яких може бути від кількох днів до кількох років.

1.4.2. Стаціонарний метод

Стаціонарний метод застосовується, якщо необхідно отримати уявлення про зміни (динаміку) елементів гідрологічного режиму протягом тривалого періоду часу. Він полягає у проведенні в певних пунктах спостережень за низкою характеристик: рівнем води, швидкістю течії, хвилюванням, льодовими явищами, температурою, хімічним складом води тощо. Ці спостереження теж проводять за спеціальними програмами. Пункти спостережень на водних об'єктах називаються гідрологічними постами або станціями. Стаціонарні спостереження ведуться безперервно з року в рік і дають цінний матеріал для гідрологічних і географічних узагальнень, складання довідників, водного кадастру, гідрологічних прогнозів, проведення гідрологічних розрахунків та вирішення інших теоретичних і практичних завдань. Мережа стаціонарних спостережень є основою для ведення моніторингу поверхневих і підземних вод.

Під моніторингом вод розуміють систему спостережень, збирання, обробки, збереження та аналізу інформації про стан водних об'єктів прогнозування його змін та розробки науково обґрунтованих рекомендацій для прийняття відповідних рішень.

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

.

1.4.3. Напівстаціонарний метод

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

1.4.4. Інші методи

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

Суттєво модернізувалися і методи обробки гідрологічної інформації, до яких можна віднести цифрове картографування з ***використанням ГІС-технологій, дистанційне зондування земної поверхні*** (ДЗЗ), супутникове передавання гідрологічних даних у реальному режимі часу.

Завданням сучасної гідрології є не тільки опис і кількісна оцінка водних об'єктів, але й установлення закономірностей, яким підпорядковані процеси в гідросфері. Виконання таких завдань можливе із застосуванням ***генетичного методу***, який дозволяє досліджувати закономірності розвитку гідрологічних процесів і явищ на основі узагальнення емпіричного матеріалу та фізичного аналізу зв'язків між процесами і явищами, які розглядаються. Залежності між елементами гідрологічного режиму і чинниками, що на них впливають, можна одержати внаслідок теоретичних побудов, які ґрунтуються на законах фізики, механіки і хімії. Проте в деяких випадках гідрологічні процеси такі складні, що

встановлення точних зв'язків між їхніми елементами і чинниками впливу на них вимагає складної і копіткої роботи. У таких випадках у гідрології застосовуються ***наближені емпіричні залежності*** у вигляді формул або графіків.

Для розв'язання питань про вплив тих або інших чинників на розвиток і особливості гідрологічних процесів на допомогу гідрологові приходить ***експериментальний метод*** досліджень, коли або відтворюється явище чи процес у лабораторних умовах, або відшукуються в природних умовах аналоги досліджуваного явища. Так, у лабораторіях вивчають рух води і наносів при різних похилах, моделюють руслові процеси, виникнення і трансформацію хвиль, сейш у морях та озерах, фізичні й хімічні властивості води тощо. У польових умовах на спеціально обладнаних ***експериментальних майданчиках*** або невеликих водозборах вивчають формування стоку, поглинання води ґрунтом, випаровування з водної поверхні і суходолу, вплив агротехнічних заходів, які проводяться на водозборах, на стік та ін.

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

Проєктування гідротехнічних споруд, систем водопостачання, іригаційних систем їхнє будівництво та експлуатація вимагають знання кількісних характеристик елементів водного режиму водотоків: середніх і крайніх (найбільших і найменших) величин рівнів води, витрат води, величин випаровування з водної поверхні, розмивної дії потоку тощо. Матеріали спостережень дають можливість одержати ці величини лише за період спостережень, чого часто недостатньо для встановлення необхідних параметрів, особливо екстремальних значень. Отримати крайні значення елементів водного режиму, визначити ступінь ймовірності очікування цих величин, встановити типові риси режиму для водотоків певних територій можна за допомогою ***методів математичної статистики*** та ***теорії ймовірності***, які дуже широко застосовуються в гідрології.

1.5. Роль води в природі та житті людини

1.5.1. Вода і географічна оболонка Землі

Вода – неоціненний і незамінний скарб і ресурс природи, одна з найважливіших рушійних сил формування географічної оболонки планети, основа виникнення й існування життя на Землі. Вона утворює океани і моря, річки та озера, болота, льодовики, у вигляді пари, дрібнодисперсних рідких і твердих частинок знаходиться в атмосфері, міститься у ґрунтах і гірських породах, входить до складу будь-яких живих організмів, забезпечує функціонування і відтворення біосфери планети у цілому. Ще понад 2,5 тис. років тому один із найвідоміших мудреців прадавнини Фалес Мілетський

стверджував, що "світ походить від води", вважаючи саме її першоосновою всього існуючого. І насправді, історія планети Земля – це насамперед історія води. У воді вперше утворилися складні органічні сполуки, найпростіші живі організми, еволюція яких зумовила сучасне біологічне різноманіття живої природи. Воду – цей дорогоцінний природний дар, називають живою кров'ю природи, яка створює життя там, де його не було раніше.

Завдяки своїм специфічним фізичним властивостям вода на Землі за звичайних природних умов може існувати і в твердому, і в рідкому, і в газоподібному стані одночасно. Це зумовлює можливість природного кругообігу земних вод. Його перебіг як в глобальному, так і в регіональному і місцевому масштабах забезпечує обмін речовин і енергії між різними складовими довкілля, об'єднує в єдину цілісну систему різноманітні водні об'єкти і навіть різні частини планети.

Більшу частину поверхні земної кулі займає ***Світовий океан***, який є основним збирачем і акумулятором тепла на Землі. Відомо, що 1 $см^3$ води, температура якої підвищується на 1 °С, може цим теплом підвищити на 1 °С температуру повітря об'ємом 2744 $см^3$. Звідси стає зрозумілим вплив океанів і морів на клімат прилеглих територій, який проявляється в його пом'якшенні. Частини ж материків, віддалені від морів, мають континентальний клімат із холодною зимою та жарким літом.

Маси океанічної й морської води, переміщуючись у вигляді теплих або холодних течій з одних місць в інші, ***отеплюють*** або ***охолоджують значні території***. Океани і моря є також основним джерелом надходження вологи в атмосферу, яка оберігає Землю від надмірного охолодження в періоди зменшення притоку сонячної радіації, утворює опади і цим сприяє пом'якшенню клімату.

Гідросфера Землі справляє значний вплив ***на метеорологічні умови***. Загальні закономірності розподілу атмосферного тиску, напрямки і сила вітрів, хмарність та інші чинники залежать від розподілу води на земній кулі і різниці в їх температурах.

Значну роль у виникненні і перебігу ***ерозійних процесів на суходолі*** відіграють атмосферні опади, які формують поверхневий стік, утворюють струмки та річки. Текучі води розмивають земну поверхню (водна ерозія), захоплюють продукти розмиву і руйнування гірських порід та переносять їх у зниження в рельєфі. Текучі води не можуть переносити на значні відстані важчі частинки продуктів руйнування, і вони досить швидко відкладаються (відбувається їх акумуляція). Більшу частину продуктів розмиву річки виносять у моря й озера, де утворюються донні відклади. Ерозійна діяльність текучих вод іноді виражена дуже різко: в гірських районах формуються селеві потоки, на рівнинах із розчленованим рельєфом – яри. У результаті яружної ерозії втрачаються значні площі орних та інших цінних земель.

Великої шкоди завдає ***площинний змив***, унаслідок якого ґрунт не тільки збіднюється на вологу, а й втрачає родючий шар. У районах із розчленованим рельєфом щорічний змив ґрунту становить 2–40 т з 1 га; іноді досягає 50–80 т, а при катастрофічних зливах – 250 т з 1 га і більше. До цього варто додати, що великі маси наносів, які річки приносять в озера, стави і водосховища, викликають швидке замулення їх, заростання й перетворення на болота.

Отже, в результаті діяльності текучих вод збільшується почленованість і змінюється загальний вигляд суходолу.

Надмірне, застійне або мало проточне зволоження ділянок земної поверхні спричиняє виникнення процесів ***заболочування***. На таких ділянках з'являється характерна для боліт рослинність і починає відкладатися торф.

У природі роль води як унікального й ***універсального розчинника*** є надзвичайною. Розчиняючись у воді, найрізноманітніші речовини, що входять до складу земної кори, набувають підвищеної міграційної здатності, утворюють біологічно активні сполуки, вільно переміщуються на значні відстані, розсіюються чи, навпаки, накопичуються в однорідних за хімічним складом відкладах, часто утворюючи потужні родовища корисних копалин.

Багато вільної і зв'язаної води міститься у верхніх шарах літосфери. Така вода впливає на процеси формування ґрунтів, їх родючість, придатність для розвитку різних видів рослинності і сільськогосподарського використання.

Підземні води також беруть участь у багатьох фізико-географічних процесах, що відбуваються на Землі.

Отже, у формуванні географічної оболонки Землі, обрису її поверхні воді належить надзвичайно велика роль. Вода – важливий компонент природних ландшафтів, носій речовини та енергії, вирішальним чином впливає на їх обмін між геосферами і різними географічними регіонами.

1.5.2. Вода і біосфера

Винятковим є значення води в усіх біологічних процесах на нашій планеті. Уся жива речовина на ній більш ніж на ⅔ складається з води. На вуглець, що входить до складу цієї речовини, припадає лише 10 %, а 90 % її маси складають водень і кисень переважно у вигляді молекул H_2O. Без повітря (кисню) життя можливе (анаеробні організми), без води – ні. Недаремно В.І. Вернадський вважав, що "життя – це особлива колоїдальна водна система … особливе царство природних вод", що "вода і жива речовина – генетично пов'язані частини організованості земної кори".

Область поширення живих організмів (біосфера) займає частину атмосфери (до 25 км над рівнем моря), поверхневі води і води океанів і морів (на глибину до 10–11 км) і верхню частину літосфери (на глибину до 3 км). Тому, за Вернадським, ***біосфера*** – це оболонка Землі, склад, структура та енергетика якої зумовлені минулою або сучасною діяльністю всіх живих організмів у причинно-наслідковому взаємозв'язку з тим чи іншим середовищем, у якому вони проживають. Переважна маса вод біосфери неодноразово проходить через живі організми в результаті обміну речовин або метаболізму. Тому всі води біосфери (щонайменше 99 % їх) є ***біогенними водами***, які на початкових етапах розвитку гідросфери утворилися за рахунок ***космогенних вод***, що надходили на планету з навколишнього космічного простору, чи ***ендогенних вод***, які надходять із глибин Землі.

Існування і розміщення різних живих організмів на Землі в цілому підпорядковується кліматичній зональності, однак суттєво залежить від наявності води та її фізико-хімічних властивостей. Основним середовищем проживання тваринних організмів слугує Світовий океан. Рослини заселяють і океан і суходіл. В останньому випадку їх поширення визначається наявністю

необхідної кількості тепла, характером ґрунтів і, що особливо важливо, наявністю води.

Живі організми, що проживають у водному середовищі, називаються ***гідробіонтами***. За місцем проживання і характером переміщення гідробіонти поділяють на ***планктон*** (організми водної товщі у завислому стані, не здатні самостійно переміщуватися на значні віддалі, міграція яких у межах того чи іншого водного об'єкта може відбуватися в основному за рахунок їх перенесення течіями), ***нектон*** (вищі та інші водяні організми, здатні до активного та самостійного переміщення на великі відстані), ***нейстон*** (організми приповерхневого шару природних вод у зоні їх прямого контакту з атмосферою), ***бентос*** (донні організми).

Зазначені організми являють собою єдину, цілісну і дуже важливу *біотичну* компоненту так званої *водної екосистеми (гідроекосистеми).* ***Абіотичними*** складовими такої системи є донні відкладення, мулові розчини, завислі наноси органічного і мінерального походження та власне вода як середовище і спосіб існування будь-яких рослинних чи тваринних гідробіонтів.

Поняття "екосистема" ввів у науковий обіг у 1935 р. англійський учений А. Тенслі. Згідно з його визначенням екосистема – це природний комплекс, утворений живими організмами (біоценоз) і середовищем їх проживання (біотоп), пов'язаними між собою обміном речовин, енергії та інформації.

За Ю. Одумом, усі природні екосистеми поділяються на три групи: наземні (тундра, ліси, степи, пустелі), прісноводні (болота, річки, озера) і морські (океани, шельф, затоки, естуарії). З цього поділу випливає, що водні екосистеми дуже поширені і є найважливішими компонентами земного природного середовища. Вивчає водні екосистеми гідроекологія (водна екологія) як частина загальної екології чи геоекології. До комплексу досліджень гідроекологічного спрямування входять також і гідрологічні дослідження.

До переліку характеристик абіотичної частини водних екосистем, що мають найбільше значення для розвитку водної біоти, входять: температура, мінералізація (солоність) і каламутність води; вміст у воді окремих розчинених речовин у тому числі забруднювальних; концентрації кисню і діоксиду вуглецю; швидкості течії; інтенсивність водообміну між різними частинами водного об'єкта і режим рівнів водойм і водотоків; льодові явища та ін. Гідрологія як наука вивчає ці характеристики та явища, їх просторово-часову мінливість, причини, що зумовлюють останню. Вода відіграє величезну роль у житті та господарській діяльності людини. З водою пов'язаний розвиток промисловості, тепло- та гідроенергетики, сільського господарства, водного транспорту, інших галузей господарського комплексу будь-якої країни.

1.5.3. Вода в житті людини

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

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

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

Вода – як прісна, так і солона, є цінною промисловою сировиною, необхідною складовою частиною технологічних процесів багатьох виробництв. Загальновідоме значення води річок, озер, океанів і морів для розвитку судноплавства, риболовства, добування цінних хімічних речовин, солей, водоростей тощо. Донні відклади (грязі) багатьох водойм мають цілющі властивості.

Велике практичне значення підземних вод зумовлюється насамперед їх безпосереднім використанням ***у водопостачанні***. Тому підземні води можна розглядати як корисні копалини поряд із вугіллям, нафтою, газом тощо. Підземні води використовують для господарсько-питного, промислового і сільськогосподарського водопостачання. У багатьох великих містах прісні артезіанські води є джерелом питної води. У деяких районах відкачування цих вод застосовують і для зрошення. ***Підземні мінеральні води*** з підвищеною мінералізацією і наявністю компонентів бальнеологічного значення використовуються для лікувальних цілей.

Слід особливо підкреслити, що найбільшими, практично невичерпними, водними, мінеральними та енергетичними ресурсами відзначаються ***моря*** та ***океани.*** У них зосереджені також величезні біологічні ресурси. На сьогодні, однак, ці ресурси використовуються ще досить слабко і нерівномірно. Найповнішим використанням характеризується біологічна складова зазначених ресурсів: величезну частку світової продукції дають морські промисли – рибний, морського звіра, молюсків, водоростей тощо.

Постійно зростають розвідані запаси й обсяги ***добування мінерально-сировинних ресурсів*** морів і океанів. Серед усіх видів подібних ресурсів найбільше значення мають нафта і газ, основна частина родовищ яких розташована в межах континентального шельфу.

Інші види мінеральної сировини, зосереджені в прибережних морських розсипах і на поверхнях океанічного ложа, містять титан, цирконій, золото, платину, алмази, каситерит, фосфорити, залізо-марганцеві конкреції (на глибинах понад 3 км), до складу яких входять також мідь, нікель, кобальт та інші метали. Прибережні зони є також джерелами бурштину, мінеральних солей, будівельних матеріалів – піску, гравію, ракушняку.

Енергетичні ресурси океанів і морів представлені енергією хвиль, течій, різницею температур на водній поверхні і різних глибинах, енергією припливів. Ці відтворювані і практично невичерпні енергетичні ресурси на

сьогодні використовуються незначною мірою, однак із розвитком відповідних технологій масштаби їх використання можуть значно зрости вже в найближчій перспективі.

Визначне практичне значення для людини має ***рекреаційний потенціал Світового океану, озер і річок***, інших водних об'єктів гідросфери. Слід зауважити, що води Світового океану можна розглядати як потенційне і невичерпне джерело прісної води, зосередженої в льодовиках Антарктиди і Гренландії, а також отримуваної з морських вод шляхом їхнього опріснення. Використання для цього процесу електроенергії, виробленої на ядерних енергетичних установках, може зробити його рентабельним уже в найближчому майбутньому.

1.6. Становлення та розвиток гідрології як науки

Зародження гідрологічних знань належить до найбільш раннього періоду існування людського суспільства. Води суходолу (річки, озера, підземні води) завжди мали велике значення в житті людини. Відшукування водних джерел, біля яких створювалися поселення, вже включало в зародковій формі ту дослідницьку роботу, яка, поступово розвиваючись, привела спочатку до використання річок як шляхів сполучення, а потім і прокладання від них примітивних зрошувальних каналів.

1.6.1. Давні Єгипет, Греція, Рим

Звичайно, і в початковий період свого існування людство накопичувало знання про водні об'єкти. Люди повинні були стежити за їхнім режимом, відзначати певні залежності тощо. До найперших гідрологічних спостережень відносять вимірювання давніми єгиптянами коливань рівнів води р. Ніл за допомогою "ніломірів" – перших водомірних постів. Деякі гідрологічні уявлення й відомості викладені в працях старогрецьких і староримських мислителів та філософів (Фалеса, Геродота, Платона, Арістотеля, Вітрувія та ін.). Розвиток гідрології завжди стимулювався потребами практики. Так, ще в I тисячолітті до н. е. велись водомірні спостереження на деяких річках Центральної Азії в районах зрошення. Щодо території України, то перші відомості про Дніпро були знайдені в працях деяких давніх письменників починаючи з V ст. до н. е. (Геродот, Клавдій Птоломей та ін.). А вже з другої половини X ст. є дані про режим цієї річки, які здебільшого розміщувались в давніх літописах.

1.6.2. Часи пізнього середньовіччя

У XV–XVI ст. гідрологічні знання набувають подальшого розвитку. У ці часи – часи Великих географічних відкриттів – проводяться систематичні океанографічні спостереження (експедиції Колумба, Магеллана та ін.). Леонардо да Вінчі (1452–1519) одним із перших правильно тлумачив походження річок, відзначив при цьому роль і дощових, і підземних вод; ним же були проведені перші спостереження за динамікою водного потоку.

У XVII ст. гідрологічні знання ще більше поглиблюються. Гідрологічними явищами цікавився Декарт, а перші кількісні оцінки зробив П. Перро, який

розрахував, що дощових вод цілком вистачає для підтримання стоку річок. Подібні обчислення продовжив і розвинув Е. Маріотт. Оцінку ролі випаровування в гідрологічних процесах вперше дав Е. Галлей; ним же чітко описаний кругообіг води в природі та його кількісні показники. У 1694 р. в книзі, яка була видана Мельхіором у Франкфурті-на-Майні і містила зачатки вчення про води, ***вперше з'явився термін "гідрологія".***

У часи середньовіччя на річках України (р. Дніпро) почали проводити перші гідрологічні спостереження, які забезпечували функціонування переправи через дніпровські пороги. За розпорядженням Запорізького Коша в 1656 р. було складено інструкцію, яка встановлювала правила переправи через Дніпро в районі Лоцманської Кам'янки залежно від рівнів води. Ця інструкція фактично оформила існування першого водпоста, який поступається в Європі за давністю спостережень лише постам на р. Тибр в м. Рим і на р. Сена в м. Париж.

1.6.3. Друга половина XIX ст. – початок XX ст.

У 70-ті рр. XIX ст. почалися великомасштабні водні дослідження в Російській імперії (до складу якої на той час входила й більша частина території сучасної України), коли для перевезення вантажів стало потрібно поряд із залізницями і гужовими дорогами розвивати водні шляхи. У зв'язку з цим було створено навігаційно-описову комісію тодішнього Міністерства шляхів сполучення, яка за 20 років своєї діяльності (1875–1894) виконала значну роботу з дослідження вод країни. Було складено і видано навігаційні атласи та альбоми, а також створено водомірну мережу на судноплавних річках, закладено основи методики водних досліджень, видано монографії з гідрології великих річок.

Для використання заболочених земель і боліт під сіножаті і пасовища, а також для поліпшення росту державних лісів та оздоровлення місцевості в 1873–1889 рр. виконані роботи з осушення боліт, особливо на Поліссі.

Необхідні дослідження для здійснення цих заходів проводили спеціальні експедиції. Так, під керівництвом Й.І. Жилінського в 1873–1898 рр. працювала Західна експедиція з осушення Полісся, у 1894–1903 рр. під керівництвом Е.І. Тілло – експедиція з дослідження витоків найголовніших річок Європейської частини Російської імперії. Було зібрано значний матеріал про річки і виконано дослідження з метеорології та гідрології обстежуваних районів. Значні дослідження проводилися в цей період і в інших країнах.

Матеріали гідрологічних досліджень дали можливість виконати цікаві узагальнення щодо режиму річок, озер і боліт. Для розвитку гідрології особливо важливе значення мали праці О.І. Воєйкова, М.О. Рикачова, М.С. Лелявського, В.М. Лохтіна, Є.О. Гейнца, Є.В. Оппокова, В.В. Докучаєва, К.Ф. Ольдекопа, А. Пенка, Г. Келлера, Ф. Ньюелля та ін. У цей час проведено знімально-описові роботи майже щодо всіх великих річок, створено стаціонарну водомірну мережу, чим покладено початок гідрометричним роботам, видано велику кількість матеріалів з описами водних об'єктів і низку цінних праць щодо узагальнення гідрологічних характеристик, встановлено основні залежності між стоком і кліматичними чинниками, закладено основи наукових досліджень руслових процесів і зимового режиму водних об'єктів. Ці

досягнення зумовили виділення гідрології в самостійну наукову дисципліну, а згодом і в самостійну науку.

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

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

1.6.4. Перша половина XX ст., створення гідрометслужби

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

У колишньому СРСР, до складу якого увійшла й Україна, було проведено важливі організаційні заходи, досягнуто певних здобутків у розвитку гідрології, в основному гідрології суходолу. Зокрема, у 1919 р. у м. Петрограді створено Державний гідрологічний інститут (ДГІ) для наукового керівництва всіма роботами з вивчення водних ресурсів країни, який став провідною науковою установою в галузі гідрології. У ДГІ розв'язувалися найважливіші проблеми гідрології суходолу, узагальнювалися і публікувалися результати гідрологічних спостережень і досліджень, розроблялися методичні вказівки, настанови та інструкції для проведення гідрологічних робіт.

Велике значення в організації планомірних досліджень водних об'єктів і розвитку гідрології як науки мав план ГОЭЛРО (1920), що передбачав поряд з іншими заходами широке комплексне використання водних ресурсів країни і будівництво гідроелектростанцій.

Розвиток господарства колишнього СРСР розширення водогосподарських заходів і зростання запитів на гідрологічну (та метеорологічну) інформацію вимагали об'єднання й впорядкування гідрометеорологічних досліджень і спостережень, що проводилися вже в широких масштабах різними відомствами. Для забезпечення інформацією споживачів в 1936 р. було створено Головне управління гідрометеорологічної служби при Раді Міністрів СРСР (ГУГМС). Керівництво гідрометеорологічними роботами в Україні здійснював відповідний республіканський орган.

На гідрометеорологічну службу було покладено вивчення гідрометеорологічних умов із метою задоволення відповідних запитів народного господарства. Для цього ГУГМС створив опорну мережу гідрологічних (та інших) станцій і постів, збирав, обробляв і видавав результати спостережень. У його підпорядкуванні перебували республіканські і територіальні (міжобласні) управління гідрометеорологічної служби, які здійснювали оперативне обслуговування різних галузей народного господарства гідрометеорологічними матеріалами, інформацією й прогнозами, а також керували роботою гідрометеорологічних обсерваторій і мережею станцій та постів.

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

Вагомим був внесок у розвиток гідрологічних досліджень і гідрології в цілому й інших науково-дослідних і проєктних інститутів та установ водогосподарського профілю. Серед них особливо варто відзначити Гідропроєкт, Діпроводгосп, Водоканалпроєкт тощо.

1.6.5. Перший Водний кадастр (1931 р.)

Визначною подією, яка стала віхою в розвитку гідрології, були роботи зі складання Водного кадастру (1931) – систематизованого зведення даних про режим річок, озер, морів, льодовиків, підземних вод. Матеріали про режим цих водних об'єктів нагромаджувалися в різних організаціях, однак часто вони були необроблені, через що використання їх утруднювалося. Тому постала необхідність насамперед привести в єдину систему всі основні матеріали і організувати подальше вивчення вод за єдиним планом і єдиною методикою. У результаті проведеної роботи було складено й опубліковано "Довідники з водних ресурсів", "Матеріали по режиму річок СРСР", "Матеріали спостережень над випаровуванням". До Водного кадастру ввійшли дані за 60 років спостережень (1875–1935). Як продовження кадастру з 1936 р. почали видаватися "Гідрологічні щорічники" та інші довідкові матеріали.

Узагальнюючи викладене, можна констатувати, що у 20–30-ті рр. XX ст. гідрологія суходолу сформувалася як самостійна наука, в розробці теоретичних основ якої є вагомий внесок учених-гідрологів В.Г. Глушкова, Д.І. Кочеріна, М.А. Веліканова, Б.В. Полякова, Є.В. Близняка та ін.

1.6.6. Друга половина XX ст.

Особливо значного розвитку як самостійна наука гідрологія досягла після Другої світової війни (1939–1945).

Протягом 1960–1970-х рр. здійснено нове видання водного кадастру, складовими частинами якого стали такі серійні узагальнення: "Гідрологічна вивченість", "Основні гідрологічні характеристики" та монографії "Ресурси поверхневих вод". Відомості про поверхневі води України вміщені в 6-му томі цих видань (вип. 1–4).

Новий водний кадастр став цінною підмогою для проєктних та науково-дослідних установ; він дав можливість оперативніше і науково обґрунтовано вирішувати питання раціонального використання й охорони водних ресурсів.

У подальшому порядок обліку, узагальнення і доведення даних до користувачів було змінено. Визнано за доцільне ввести з 1978 р. державний облік вод та використання їх у державний водний кадастр.

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

Державний водний кадастр став систематизованим, щорічно поповнюваним зведенням відомостей про води, які складають єдиний державний водний фонд, їхній режим і використання та системою доведення цих відомостей до користувачів. Це – основа для обліку, охорони і планування використання водних ресурсів. Продовженням "Гідрологічних щорічників" з 1978 р. стали "Щорічні дані про режим та ресурси поверхневих вод суходолу". Головне управління гідрометеорологічної служби в 1979 р. було перетворено в Державний комітет СРСР по гідрометеорології і контролю природного середовища, а в 1988 р. – в Державний комітет по гідрометеорології.

У 60-ті рр. XX ст. значного розвитку набуло міжнародне співробітництво в галузі гідрології суходолу. Так, у 1965–1974 рр. здійснювалась Міжнародна гідрологічна десятирічка, а з 1975 р. почала виконуватися Міжнародна гідрологічна програма ЮНЕСКО, в якій беруть участь учені-гідрологи різних країн. Вагомим внеском гідрологів колишнього СРСР у міжнародне співробітництво з гідрології стала фундаментальна монографія "Світовий водний баланс та водні ресурси Землі" (1974), в якій наведено результати досліджень вологообігу, водного балансу та водних ресурсів земної кулі.

Океанологічні дослідження в колишньому СРСР проводили Інститут океанології, Морський гідрофізичний інститут, Державний океанографічний інститут, Арктичний і антарктичний науково-дослідний інститут, Всесоюзний науково-дослідний інститут морського рибного господарства й океанографії тощо. Ними підготовлені і видані праці з океанології: "Морський атлас", "Атласи океанів", 10-томне видання "Океанологія", 7-томне – "Географія Світового океану". Океанологи брали активну участь у міжнародному співробітництві.

1.6.7. Про фундаментальні праці з гідрології вчених світу

Значний внесок у розвиток гідрології робили і роблять учені та спеціалісти багатьох країн світу, які публікують свої праці. Серед них загальний курс американських авторів Р. Лінслея, М. Колера і Д. Паулюса "Прикладна гідрологія" (1962), в якому висвітлюються не тільки основні проблеми гідрології суходолу, розрахунків та прогнозів стоку, а й питання метеорології, фізики ґрунтів, гідрофізики, гідрогеології тощо.

Французькі вчені розробили оригінальні методи гідрологічних досліджень, головним чином для посушливих і напівпустельних зон, а також методику розрахунків максимального і мінімального стоку. Викладені вони в навчальному курсі М. Роша "Гідрологія суходолу" (1971).

Нові досягнення в різних розділах гідрології наведено в книзі "Грані гідрології" (1980), в підготовці якої взяли участь провідні в галузі гідрології вчені США, Англії, Австралії, Канади і Швейцарії (за редакцією Дж. Родда). У ній, зокрема, описано нові методи гідрологічних досліджень і розрахунків

(дистанційний, радіоізотопний, ультразвуковий, електромагнітний, моделювання та ін.).

Основні результати досліджень річкової морфології узагальнені в фундаментальній монографії "Прикладна річкова морфологія" (1996), автором якої є Д. Розген.

Значним внеском у розвиток гідрології є також періодичні видання Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО) у вигляді керівництва з прикладної гідрології, в яких узагальнюється світовий досвід проведення досліджень різних елементів гідрометеорологічного режиму та обробки результатів спостережень.

1.6.8. Становлення української гідрології

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). Він, зокрема, дав оцінку гідрологічної ролі боліт і можливого впливу осушення боліт на режим судноплавних річок; дослідив режим стоку в басейні Верхнього Дніпра та залежність висоти рівнів води в річках від атмосферних опадів (з метою прогнозування рівнів); уточнив рівняння водного балансу. За його ініціативою в Києві в 1926 р. було створено Науково-дослідний інститут водного господарства, який Є.В. Оппоков очолював до кінця свого життя, поки не був репресований у 1937 р.

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

Серед учених, що зробили значний внесок у розвиток гідрології в Україні, був А.В. Огієвський (1894–1952), який проводив наукові дослідження в галузі режиму річкового стоку, прогнозування характеристик водного режиму річок України; розробив макрогенетичну теорію формування стоку і методику визначення розрахункових максимальних витрат води річок за наявності та відсутності спостережень за стоком. Вчений написав і підручник "Гідрологія суходолу", який тричі перевидавався (останній раз у 1952).

Розвиток гідрології також забезпечували й такі українські вчені-гідрологи, як В.О. Назаров, Б.А. Пишкін, Г.І. Швець, В.І. Мокляк, Н.Й. Дрозд, Л.Г. Онуфрієнко, А.М. Бефані, Й.А. Железняк, П.Ф. Вишневський, С.М. Перехрест, О.Ф. Литовченко та ін.

1.6.9. Гідрологія в Україні в 1990-х – 2020-х роках

Стан університетської гідрології за період кінця 1990-х – 2020-х років на теренах України можна прослідкувати на прикладі двох основних наукових гідрологічних шкіл, які сформувалися в закладах вищої освіти – Київському національному університеті імені Тараса Шевченка та Одеському державному екологічному університеті, який у 2024 р. було переформатовано у факультет гідрометеорології та екології Одеського національного університету імені І.І. Мечникова.

Представниками київської університетської наукової школи стали професори, доктори наук: В.І. Пелешенко – дослідження взаємозв'язку поверхневих і підземних вод, загальна гідрохімія; Л.М. Горєв – гідрохімія зрошуваних земель, моделювання в гідроекології; Д.В. Закревський – гідрохімія осушуваних земель; В.К. Хільчевський – якість поверхневих вод, управління водними ресурсами; О.Г. Ободовський – руслові процеси, дослідження гідроморфологічної якості річок; В.В. Гребінь – водний режим річок, управління водними ресурсами; В.М. Самойленко – радіогідрологія, екологічна гідрологія; С.І. Сніжко – дослідження гідрохімічних систем; М.І. Ромась – гідрохімія водойм- охолоджувачів АЕС.

Представниками одеської університетської наукової школи стали професори, доктори наук: Н.Ф. Бефані – дослідження дощового стоку гірських регіонів; О.Г. Іваненко – просторові чинники дощового стоку, розрахунок паводків; Є.Д. Гопченко – дослідження максимального стоку; Н.С. Лобода – дослідження річкового стоку; Ж.Р. Шакірзанова – довгострокове прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля річок; В.А. Овчарук – максимальний стік весняного водопілля рівнинних річок.

В ***Українському гідрометеорологічному інституті ДСНС України та НАН України*** професори, доктори наук розвивали гідролого-гідрохімічний напрям: В.І. Осадчий – методологічні основи дослідження чинників та процесів формування хімічного складу поверхневих вод; Н.М. Осадча – дослідження гумусових речовин у поверхневих водах; Л.О. Горбачова – багаторічні тенденції стоку води річок та його кліматичних чинників; Б.Ф. Христюк – прогнозування гідрологічних характеристик річок і водосховищ України.

В інших установах України професори та доктори наук в цей період також виконували гідрологічні дослідження: А.В. Яцик – водогосподарсько-екологічні проблеми (Український науково-дослідний інститут водогосподарської екології); В.М. Тімченко – екологічна гідрологія (Інститут гідробіології НАН України); Я.О. Мольчак – максимальний стік з осушених територій (Луцький національний технічний університет); М.І. Кирилюк – тепловий та водний режим Українських Карпат, Ю. Ющенко – руслові процеси на річках Українських Карпат, Т.В. Соловей – формування та гідролого-гідрохімічний режим боліт (Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича); В.І. Вишневський – оцінювання впливу господарської діяльності на річки України (Національний авіаційний університет); С.В. Буднік – гідродинаміка та гідрохімія схилових водотоків (Житомирський національний агроекологічний університет); І.В. Гопчак – наукові засади збереження та відродження малих річок Західного Полісся (Національний університет водного господарства та природокористування); М.В. Яцюк – наукові засади водної безпеки України (Інститут водних проблем і меліорації НААН України).

Підготовка фахівців. На початку 2020-х років підготовка фахівців в рамках гідрологічних освітніх програм бакалаврського або магістерського рівня проводилася в низці університетів України (Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Одеський національний університет імені І.І. Мечникова, Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича, Волинський національний університет імені Лесі Українки,

Тернопільський національний педагогічний університет імені Володимира Гнатюка).

1.6.10. Гідрологічна мережа в Україні

19 листопада 1921 р. було прийнято Декрет Ради народних комісарів тогочасної Української Соціалістичної Радянської Республіки (УСРР) “Про метеорологічну службу на Україні”, що означало утворення державної метеорологічної служби – Укрмет. 31 жовтня 1927 р. утворене Управління метеорологічної і гідрологічної служби Наркомзему УСРР, в якому вже було об’єднано гідрологічні і метеорологічні спостереження. 13 грудня 1929 р. створено Гідрометеорологічний комітет (Гімеком) при РНК УСРР, який у 1936 р. трансформувався в Управління гідрометеорологічної служби. Так народжувалася і проходила становлення гідрометслужба в Україні, як складова частина централізованої гідрометслужби колишнього СРСР.

В незалежній Україні протягом 1991–1999 рр. діяв Державний комітет України по гідрометеорології, який мав статус ЦОВВ (центральний орган виконавчої влади). Згодом внаслідок адміністративних реформ національна гідрометслужба зазнала значних структурних та відомчих змін, особливо починаючи з 2011 р., отримавши статус Управління гідрометеорології в структурі Державної служби України з надзвичайних ситуацій (ДСНС України). З історією цього питанням детальніше можна ознайомитися в публікації [22а].

Керівництво гідрометричною мережею станцій і постів на водних об’єктах здійснює Український гідрометеорологічний центр ДСНС України. В 2021 р. гідрометричний моніторинг на водних об’єктах забезпечувався на гідропостах: 328 – річкових; 59 – озерних; 13 – морських [22а].

Укргідрометцентр є головною організацією ДСНС України з гідрометеорологічного забезпечення. Йому підпорядковані з оперативно-виробничих питань 25 організацій по країні із статусом юридичної особи, в яких налічувалося близько 4200 працівників (станом на 2021 р.).

Обробляє та впорядковує матеріали гідрологічних, гідрохімічних і метеорологічних спостережень Центральна геофізична обсерваторія імені Бориса Срезневського (ЦГО), яка підпорядкована Укргідрометцентру.

Структурним підрозділом ЦГО є Галузевий державний архів матеріалів гідрометеорологічних спостережень, який здійснює зберігання матеріалів спостережень.

Контрольні питання до розд. 1

1. Що є предметом вивчення гідрології?
2. На які самостійні частини поділяється загальна гідрологія?
3. Які розділи містить гідрологія суходолу?
4. Яке наукове та прикладне значення має гідрологія?
5. У чому полягає суть теорії виникнення гідросфери?
6. Що таке водний об'єкт, які є їхні види?
7. Що таке гідрологічний режим водного об'єкта?
8. Які методи використовують при гідрологічних дослідженнях?
9. Коли гідрологія оформилась у самостійну науку?

2. РОЗПОДІЛ ВОДИ НА ЗЕМНІЙ КУЛІ, ЇЇ КРУГООБІГ

2.1. Розподіл води на земній кулі

На земній кулі вода розподілена дуже нерівномірно. Більша частина її поверхні зайнята океанами та морями, які утворюють єдиний ***Світовий океан***. Із загальної площі земної кулі (510 млн км^2) Світовий океан становить 361 млн км^2, або 71 %, а суходіл – 149 млн км^2, або 29 %. Площа океанів майже в 2,5 раза більша за площу суходолу. Суходіл розташований переважно в північній півкулі, де займає 100 млн км^2, або 39 %; у південній півкулі він займає лише 49 млн км^2, або 19 %. Площа водної поверхні в північній півкулі дорівнює 155 млн км^2, тобто 61 %, а в південній – 206 млн км^2, або 81 % площі півкулі.

Поверхневі води суходолу зосереджені у водних об'єктах (*річках* та *озерах),* а також у *льодовиках* та *болотах*. Загальна площа цих об'єктів становить близько 20 млн км^2, або 15 % суходолу. Якщо не враховувати льодовики, то на решту водних об'єктів суходолу припадає всього 5,9 млн км^2, або 4 % площі суходолу. Крім того, вода просочується в ґрунт і гірські породи, проникаючи на глибину до 16–20 км, і формує підземні води. Вода міститься також у повітрі і є складовою частиною живих організмів. Розподіл води по окремих частинах гідросфери земної кулі наведено в табл. 2.1, з якої видно, що загальна кількість води на земній кулі становить 1388 млн км^3, з якої 1338 млн км^3, або 96,4 % – солона вода, зосереджена в океанах і морях.

До ***підземних вод*** відносять гравітаційну воду, яка знаходиться в тріщинах і шпарках водонасичених шарів земної кори. Розрахунок природних запасів підземних вод верхньої частини земної кори зроблено до глибини 2000 м. Вони становлять 23,4 млн км^3. Точно визначити об'єм підземних вод дуже важко, оскільки невідома нижня межа їхнього поширення. Наведена в табл. 2.1 величина запасів підземних вод характеризує лише ті води, які беруть участь у кругообігу води в природі.

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

Значно поширені на земній кулі ***льодовики***. Вони займають площу понад 16 млн км^2, а їхній сумарний об'єм становить 25,8 млн км^3 (разом із постійним сніговим покривом). Понад 99 % площі льодовиків і запасів води в них знаходиться в полярних районах, в основному в Антарктиці та Гренландії.

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

Озера на поверхні суходолу зустрічаються більш-менш рівномірно на всіх континентах, проте найбільше їх в областях антропогенового зледеніння та безстічних областях. Сумарна площа озер усіх материків становить 2,06 млн км^2, а об'єм води – 176,4 тис. км^3. З них 91 тис. км^3 припадає на води прісних озер, а 85,4 тис. км^3 – на солоні озера. Більша частина озерних

солоних вод зосереджена в найбільшому солоному озері – Каспійському морі (його площа – 374 тис. км^2, об'єм води – 78,2 тис. км^3), а найбільшим за об'ємом прісним озером є Байкал (його площа – 31,5 тис. км^2, об'єм води – 23 тис. км^3).

Таблиця 2.1. Розподіл запасів води на земній кулі по окремих частинах гідросфери

Види природних вод	Площа млн км^2	Об'єм, тис. км^3	Частка у світових запасах, %		Період умовного водообміну, роки
			загальних	прісних вод	
Світовий океан	361,3	1338000	96,4	–	2650
Льодовики і постійний сніговий покрив	16,25	25780	1,86	70,2	9700
Підземний лід зони багаторіч-номерзлих порід	21,0	300	0,022	0,82	10000
Підземні води	148,8	23400	1,68	–	1400
Прісні підземні води	148,8	10530	0,76	28,7	–
Ґрунтова волога	82,0	16,5	0,001	0,05	1
Озера всі	2,06	176,4	0,013	–	17
Озера прісні	1,24	91,0	0,007	0,25	–
Водосховища	0,4	6,0	0,0004	0,016	52 доби
Вода в річках	–	2,12	0,0002	0,015	19 діб
Вода боліт	2,69	11,5	0,0008	0,03	5
Вода в атмосфері	510,0	13,0	0,001	0,04	8 діб
Вода в організмах	510,0	1,1	0,0001	0,003	кілька годин
Загальні запаси води	510,0	1388000	100	–	–
Запаси прісної води	148,8	36730	2,65	100	–

Близько 2,7 млн км^2, або майже 2 % суходолу, займають ***болота***. Найбільше їх у північній півкулі, переважно в лісовій зоні Азії, Європи та Північної Америки. На інших континентах болота мають обмежене поширення. Сумарний об'єм болотних вод світу становить приблизно 11,5 тис. км^3.

Кількість води в ***руслах річок*** безперервно змінюється з року в рік і від сезону до сезону залежно від зміни кліматичних чинників стоку – опадів і випаровування. Ці коливання для різних річок є, як правило, не синхронними, тому одноразовий сумарний запас води в руслах річок визначається для середніх умов виходячи з припущення, що в даний момент на всіх річках проходить середня багаторічна витрата води. Сумарні одноразові запаси

води в руслах річок світу оцінюються в 2120 км^3. Незважаючи на те, що об'єм цих вод на земній кулі дуже малий (лише 0,0002 % загальних запасів води на Землі і тільки 0,015 % прісних вод), вони, беручи участь у кругообігу води, є відновним джерелом ресурсів прісної води, так необхідної людині.

2.2. Кругообіг води на Землі

2.2.1. Кругообіг води: великий, малий

Кругообіг води на Землі – це безперервний замкнутий процес переміщення води на ній (рис. 2.1).

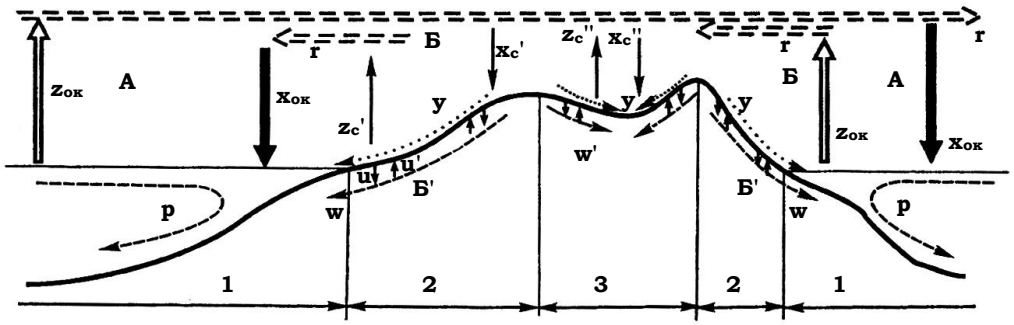


Рис. 2.1. Схема глобального кругообігу води: А – океанічна ланка, Б, Б′ – материкова ланка з поверхневою (Б) і підземною (Б′) частинами: 1 – океан ($z_{ок}$ – випаровування, $x_{ок}$ – опади), 2 – область зовнішнього стоку суходолу ($z_{c'}$ – випаровування, $x_{c'}$ – опади, y – поверхневий стік, w – підземний стік), 3 – область внутрішнього стоку суходолу ($z_{c''}$ – випаровування, $x_{c''}$ – опади, y′ – поверхневий стік, w′ – підземний стік), r – перенесення вологи в атмосфері, p – океанічні течії, u і u′ – інфільтрація, підйом та випаровування води в ґрунті

Він створює механізм перерозподілу на Землі речовини та енергії, об'єднує не тільки водні об'єкти, але й окремі частини планети. Кругообіг має циклічний характер і складається з кількох основних процесів: випаровування води, перенесення водяної пари повітряними течіями, утворення хмар, випадання опадів, поверхневого і підземного стікання вод суходолу в океан (див. рис. 2.1). Рушійними силами кругообігу води є притік до поверхні Землі сонячної енергії та сила тяжіння.

Під впливом сонячної енергії з поверхні океанів, морів, озер, річок, льодовиків, снігового покриву, ґрунту і рослинності щороку випаровується 577 тис. км^3 води (табл. 2.2). В атмосфері водяна пара поширюється шляхом дифузії, вертикальної конвекції і переважно повітряними течіями, які переносять її на великі відстані.

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

Основним джерелом надходження води в атмосферу є Світовий океан, з поверхні якого під дією сонячної енергії щороку випаровується 505 тис. км^3

води, або 87,6 % загальної кількості вологи, що випаровується на земній кулі.

Таблиця 2.2. Середній водний баланс Землі (за рік)

Частина Землі	Площа, млн км²	Опади		Випаровування		Стік									
						річковий		льодовиковий		поверхневий		підземний		сумарний	
		тис. км³	мм	тис. км³	мм	тис. км³	мм	тис. км³	мм	тис. км³	мм	тис. км³	мм	тис. км³	мм
Вся земна куля	510	577	1130	577	1130	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Світовий океан	361	458	1270	505	1400	41,7	116	3,0	8	44,7	124	2,2	6	47	130
Суходіл у т.ч.:	149	119	800	72	485	41,7	280	3,0	20	44,7	300	2,2	15	47	315
області зовнішнього стоку	119	110	924	63	529	41,7	350	3,0	25	44,7	376	2,2	19	47	395
області внутрішнього стоку	30	9	300	9	300	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Більша частина цієї вологи (458 тис. км^3, або майже 91 %) повертається у вигляді атмосферних опадів безпосередньо на поверхню океанів і морів. Процес випаровування води з поверхні Світового океану і повернення її у вигляді атмосферних опадів знову в океан називається ***малим*** або ***океанічним кругообігом води*** (океанічною ланкою глобального кругообігу). Менша частина вологи (47 тис. км^3) бере участь у ***великому кругообігу*** (материковій ланці *глобального кругообігу*), вступаючи в складну взаємодію із земною поверхнею, фізичними, хімічними й біологічними процесами, які на ній проходять.

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

просочується вглиб і утворює підземні води. Останні беруть участь у живленні річок, частина їх підземним шляхом досягає морів і океанів.

Волога, яка потрапляє в атмосферу з поверхні суходолу та її водойм і водотоків, доповнює вологу, що надходить з океану. Повітряні течії переносять її на віддалені від океану території, де ця волога за певних фізико-географічних умов випадає атмосферними опадами. Тут вона знову частково випаровується, а частково просочується в ґрунт, а також стікає по земній поверхні в моря та океани. Стікання води в океан замикає великий кругообіг вологи на земній кулі. Таким чином, води Світового океану, атмосфери і суходолу зв'язані між собою в одне ціле, в єдину систему. На поверхню суходолу щорічно випадає в середньому 119 тис. км^3 атмосферних опадів. Вони складаються з вологи, яка випаровується з поверхні суходолу (72 тис. км^3), та вологи, що надійшла з океану (47 тис. км^3). Із 72 тис. км^3 води, яка щорічно випаровується з поверхні суходолу, 30 тис. км^3 (42 %) становить транспірація рослинного покриву.

2.2.2. Стічні та безстічні області

Наведений вище опис процесу кругообігу води в природі – лише спрощена схема. У дійсності він набагато складніший. Так, частина води втрачається на гідратацію гірських порід і виключається із загального кругообігу. Певна кількість вологи, навпаки, виходить на поверхню з глибоких земних надр і поповнює водні маси, які беруть участь у кругообігу. Крім того, не вся вода, що стікає по земній поверхні, досягає океанів і морів. Пов'язано це з тим, що суходіл поділяється на дві частини або області: *стічну (область зовнішнього стоку)* і *безстічну (область внутрішнього стоку)*.

Стічною **(*периферійною*)** називається частина суходолу, річковий стік з якої здійснюється безпосередньо в океани і моря. ***Безстічною*** називається частина суходолу, з якої немає стоку в океан; води її річок або надходять у безстічні озера, або витрачаються на випаровування. З усієї площі суходолу стічні області займають 119 млн км^2 (або 80 % всього суходолу), решта (30 млн км^2) припадає на безстічні області.

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

Серед безстічних областей виділяють безстічні області з внутрішнім стоком, на території яких може випадати значна кількість опадів, є розгалужена мережа водотоків, але всі вони несуть свої води в замкнуті водойми – озера (наприклад, басейни Волги, Уралу, Сирдар'ї, Амудар'ї та ін.), і ареїчні області, які ніякого поверхневого стоку не мають, оскільки вся вода, що випадає на їхню поверхню, швидко випаровується і стік сформуватися не може. У таких областях річки протікають лише транзитом. Ареїчні області

займають 17 % поверхні материків. Найбільшими з них є Сахара, пустелі Австралії, Центральної і Середньої Азії та ін.

Вода безстічних областей бере участь у відносно самостійних кругообігах, а зв'язок її зі Світовим океаном здійснюється лише шляхом перенесення вологи в пароподібному стані повітряними течіями в периферійні області суходолу чи безпосередньо на моря та океани, або (незначною мірою) підземними шляхами. У кругообігу вологи в межах безстічних областей бере участь лише 9 тис. км^3 води, і весь цей об'єм у підсумку випаровується.

У межах області зовнішнього стоку щорічно випадає 110 тис. км^3 опадів, а випаровується 63 тис. км^3. Різниця (47 тис. км^3) становить материковий стік в океан. Він складається з поверхневого (44,7 тис. км^3 на рік) та підземного, що не дренується річками (2,2 тис. км^3 на рік). Поверхневий стік включає водний стік річок, що впадають в океан (41,7 тис. км^3 на рік), та льодовиковий стік (3,0 тис. км^3 на рік), що являє собою талу воду покривних льодовиків світу та їх уламки у вигляді айсбергів.

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

Кругообіг води, з одного боку, суттєво залежить від природних енергетичних ресурсів, а з іншого – сам має великий вплив на енергетичний баланс атмосфери і земної поверхні. Він відіграє значну роль у перерозподілі тепла на Землі і є могутнім чинником теплового впливу океанів на суходіл. У процесі кругообігу вода зазнає фізичних змін: з рідкого стану переходить у пароподібний, твердий і знову в рідкий.

2.2.3. Рівняння водного балансу

Математичною моделлю кругообігу води є ***рівняння водного балансу***. Відносна незмінність рівня Світового океану свідчить про те, що між прибутковою (атмосферні опади) і видатковою (випаровування, стік) частинами кругообігу існує рівновага (баланс). Її характеризують прості рівняння водного балансу як земної кулі, так і окремих частин (Світового океану, суходолу, окремих континентів, річкових басейнів, озер, окремих країн). Рівняння водного балансу може бути складене для будь-якої території, обмеженої довільним контуром. Так, для океанічної ланки глобального кругообігу рівняння водного балансу має вигляд

$$Z_{\text{О}} = X_{\text{О}} + Y_{\text{С}}, \tag{2.1}$$

для материкової ланки глобального кругообігу

$$Z_{\text{С}} + Y_{\text{С}} = X_{\text{С}}, \tag{2.2}$$

для безстічних областей

$$Z_{\text{Б}} = X_{\text{Б}}, \tag{2.3}$$

для земної кулі в цілому

$$Z_{З} = Z_{\text{О}} + Z_{\text{С}} + Z_{\text{Б}} = X_{\text{О}} + X_{\text{С}} + X_{\text{Б}} = X_{З} \tag{2.4}$$

або

$$Z_З = X_З, \tag{2.5}$$

де $Z_О$ – середнє багаторічне сумарне випаровування з поверхні Світового океану; $Z_С$ – випаровування за цей же час із поверхні периферійних областей суходолу; $Z_Б$ – те ж із поверхні безстічних областей; $Z_З$ – те ж із поверхні всієї земної кулі; $X_О$ – середня багаторічна сума атмосферних опадів на поверхню Світового океану; $X_С$ – те ж для периферійних областей суходолу; $X_Б$ – опади на поверхню безстічних областей; $X_З$ – середня багаторічна сума опадів для всієї земної кулі; $Y_С$ – середній сумарний багаторічний стік із суходолу.

Ці рівняння водних балансів показують, що: 1) з океанів і морів у середньому щороку випаровується стільки вологи, скільки випадає на них опадів у сумі з річковим стоком; 2) із поверхні суходолу в середньому щороку випаровується стільки вологи, скільки випадає на її поверхню опадів мінус річковий стік; 3) із поверхні безстічних областей щороку випаровується стільки вологи, скільки випадає на її поверхню опадів; 4) сумарне випаровування вологи з поверхні океанів, морів і суходолу дорівнює сумі опадів, що випадають на їхню поверхню.

Кількісні показники середнього багаторічного водного балансу земної кулі та окремих її частин наведено в табл. 2.2. Перші підрахунки в 1905–1906 рр. зробили Е. Брікнер і Р. Фріцше. Згодом їхні розрахунки уточнювалися багатьма вченими.

В наш час висловлюються думки, що внаслідок глобальних змін клімату відбувся певний перерозподіл складових водного балансу. Дещо зросли річковий (на 0,5 тис. км^3 на рік), льодовиковий (на 0,8 тис. км^3 на рік) та підземний (на 0,5 тис. км^3 на рік) стоки; збільшилося випаровування з поверхні океану (на 2,0 тис. км^3 на рік) та зменшилось випаровування з поверхні суходолу; кількість опадів на поверхню океану та суходолу практично не змінилась.

2.3. Внутрішньоматериковий вологообіг

Великий кругообіг складається з низки *внутрішньоматерикових* місцевих вологообігів, які відбуваються безпосередньо на суходолі, коли частина води від опадів не потрапляє в річку, а випаровується, знову конденсується і випадає у вигляді дощу чи снігу на земну поверхню. Отже, ця волога, перш ніж повернутися в океан, робить кілька обігів, зволожуючи ті або інші території суходолу.

Вивчення динаміки елементів водного балансу як складових частин вологообігу має велике наукове і практичне значення, оскільки відкриває можливості для оцінювання впливу людини на навколишнє середовище. Особливий інтерес у цьому аспекті становлять внутрішньоматерикові вологообіги, які вже давно привертають увагу вчених.

Опади на будь-якій ділянці суходолу складаються із "зовнішніх", що конденсуються з водяної пари, яка надійшла ззовні, та "внутрішніх" (або "місцевих"), що конденсуються з вологи, яка випаровується з поверхні даної

конкретної ділянки суходолу. Цей складний процес, що багаторазово повторюється, називають ***внутрішньоматериковим вологообігом***. Розглянемо його дещо детальніше.

У загальному вигляді розрахунок елементів вологообігу для обмеженої території виконується так. Нехай *A* (рис. 2.2) – кількість водяної пари, що надходить за рік на дану територію ззовні; *X* – сума атмосферних опадів, що випали за рік на цю ж територію; *Z* – річне випаровування; *Y* – річковий стік, складається з поверхневого (*y*) та підземного (*w*). Величини *X*, *Y*, *Z* – зв'язані між собою рівнянням водного балансу *X* = *Z* + *Y*. Із загальної кількості водяної пари *A*, що надходить на територію ззовні, частина виноситься за межі території, частина витрачається на утворення опадів, які випадають на цю територію. Це так звані зовнішні опади X_A. До них приєднуються опади, які утворилися з водяної пари місцевого випаровування. Це внутрішні опади X_Z. Таким чином, загальна кількість опадів, що випадають на певну територію, складається з внутрішніх та зовнішніх опадів:

$$X = X_A + X_Z . \tag{2.6}$$

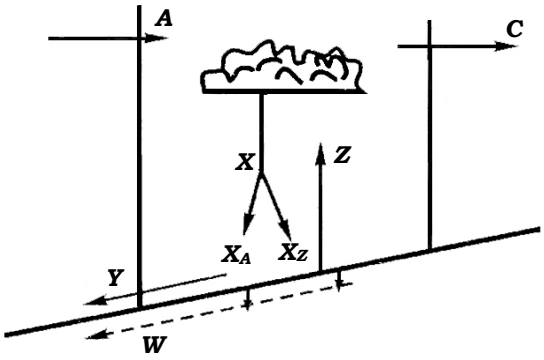


Рис. 2.2. Схема внутрішньоматерикового вологообігу

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

$$C = A - X + Z , \tag{2.7}$$

або

$$C = \left(A - X_A\right) + \left(Z - X\right), \tag{2.8}$$

згідно з рівнянням водного балансу

$$X = Z + Y \tag{2.9}$$

запишемо, що

$$C = A - Y , \tag{2.10}$$

або

$$C = A - \left(y + w\right). \tag{2.11}$$

Важливою характеристикою внутрішньоматерикового вологообігу є відношення зовнішніх і внутрішніх (місцевих) опадів X_A/X_Z або відношення всіх опадів X до зовнішніх X/X_A. Останню величину називають ***коефіцієнтом вологообігу***

$$K_{\text{вд}} = X/X_{\text{A}} = \left(X_{\text{A}} + X_{\text{Z}}\right)/X_{\text{A}} \ . \qquad (2.12)$$

Цей коефіцієнт показує, скільки разів принесена ззовні волога в процесі вологообігу випадає у вигляді опадів доти, поки атмосферна циркуляція і річковий стік не винесуть її за межі даної території. Очевидно, що при малій кількості внутрішніх опадів коефіцієнт вологообігу близький до одиниці, а при великому значенні їх – більший за одиницю. Коефіцієнт вологообігу пропорційний лінійним розмірам території. Підраховано, що він для окремих материків становить: Європа – 1,42; Азія – 1,62; Африка – 1,42; Північна Америка – 1,54; Південна Америка – 1,68; Австралія – 1,14.

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

Контрольні питання до розд. 2

1. Як розподілена вода на земній кулі за окремими частинами гідросфери?

2. Яку частку (в %) становить обсяг прісної води на Землі, а яку – солоної?

3. Які частки (в %) становлять обсяги води в льодовиках, річках, підземних водоносних горизонтах від загального обсягу прісної води на Землі?

4. Що являє собою кругообіг води на Землі, які його рушійні сили та види?

5. Що називається областями зовнішнього та внутрішнього стоку, який їх розподіл?

6. Що називається рівнянням водного балансу, які види рівнянь для окремих ланок глобального кругообігу відомі?

7. Навести загальну схему внутрішньоматерикового вологообігу.

8. Що таке коефіцієнт вологообігу та яка його величина для окремих регіонів світу?

3. ГІДРОЛОГІЯ РІЧОК

3.1. Основні поняття

3.1.1. Головна річка, притоки, гідрографічна мережа

Гідрологія річок є розділом гідрології суходолу, що вивчає гідрологічний режим річок. ***Річкою*** називається водний потік (водотік), що протікає в природному руслі і живиться водами поверхневого та підземного стоку свого басейну. Зазвичай, до річок відносять лише постійні і порівняно значні водотоки.

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

Сукупність водотоків та водойм у межах певної території складають ***гідрографічну мережу*** цієї території. Отже, річкова мережа є частиною гідрографічної мережі.

За різними ознаками річки поділяються на типи. Так, за *розміром басейну* річки поділяють на ***великі, середні*** й ***малі***. Згідно з Водним кодексом України до великих відносять річки з площею басейну понад 50 тис. км^2, до середніх – у межах 2–50 тис. км^2, до малих – менше 2 тис. км^2. Невеликі постійні або тимчасові водотоки, утворені внаслідок стікання снігової чи дощової води або виходу на поверхню підземних вод називають ***струмками.*** В Україні налічується 63 119 річок і струмків. З них близько 60 тис. (93 %) дуже малих (довжина менше 10 км), малих річок (довжина понад 10 км) налічується 3212, середніх – 82. До великих річок належать 8 річок (табл. 3.1).

Таблиця 3.1. Основні характеристики найбільших річок України

Річка	Довжина, км	Площа водозбору, км^2	Похил, м/км	Середній річний стік		
				витрата води, м^3/с	об'єм стоку, км^3	модуль стоку, л/с×км^2
1	2	3	4	5	6	7
Великі річки						
Дніпро	2201 / 1121*	504000 / 292700*	0,11	1700	53,5	3,37
Прип'ять	761 / 290	121000 / 69140	0,09	418	13,2	3,45
Десна	1130 / 575	88900 / 33820	0,13	361	11,4	4,06
Дунай	2960 / 174	817000 / 32350	0,23	6460	203,7	7,91
Тиса	966 / 201	153000 / 11300	8,0	210**	6,62**	23,0**
Дністер	1362 / 925	72100 / 52690	0,56	275	8,66	5,22
Пд. Буг	806	63700	0,40	108	3,39	1,70
Сіверський Донець	1053 / 700	98900 / 54540	0,19	110**	3,47**	2,02**

Закінчення табл. 3.1

1	2	3	4	5	6	7
Середні річки						
Стир	494 / 424	12900 / 12370	0,21	40,2	1,27	3,11
Горинь	659 / 577	27700 / 27010	0,29	90,7	2,86	3,27
Случ	451	13800	0,40	45,5	1,44	3,30
Тетерів	365	15100	0,50	40,0	1,29	2,65
Сейм	748 / 228	27500 / 7400	0,18	106,0	3,35	3,85
Рось	346	12600	0,61	27,3	0,86	2,17
Сула	363	19600	0,20	44,2	1,39	2,25
Псел	717 / 520	22800 / 16270	0,23	59,9	1,88	2,63
Ворскла	464 / 317	14700 / 12590	0,30	36,4	1,15	2,48
Оріль	384	10900	0,27	15,2	0,48	1,39
Самара	320	22600	0,33	21,8	0,69	0,96
Зх. Буг	772 / 401	39420 / 10140	0,30	32,9**	1,04**	3,24**
Прут	967 / 299	27500 / 17400	1,9	73,5**	2,32**	10,7**
Кальміус	209	5070	0,91	8,29	0,26	1,64
Салгир	204	3750	1,7	1,28	0,04	0,34

Примітка. * – у чисельнику – загальна; у знаменнику – в межах України
** – на кордоні України.

Басейни великих річок розташовані переважно в кількох географічних зонах, а їхній гідрологічний режим відрізняється від гідрологічного режиму, властивого кожній географічній зоні окремо, тому він ***полізональний***.

Басейни середніх річок розташовуються, як правило, в межах однієї зони, отже, гідрологічний режим їх ***зональний***. Малі річки теж знаходяться в межах певної географічної зони, проте їхній гідрологічний режим під впливом місцевих умов може суттєво відрізнятися від зонального, і в такому разі він буде ***азональним***.

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

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

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

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

Річкові притоки бувають різних порядків (класів): річки, що впадають безпосередньо в головну річку, – це ***притоки першого порядку***; річки, що впадають в притоки першого порядку, – це ***притоки другого порядку*** стосовно головної річки і т. д.

Річкова система характеризується *довжиною річок*, їх *звивистістю (покрученістю)* і *густотою річкової мережі*. Тут під довжиною розуміють сумарну довжину всіх річок, які утворюють річкову систему.

Довжина річки L – це віддаль вздовж русла між витоком і гирлом річки, вимірюється за великомасштабною картою.

Звивистість річки характеризується ***коефіцієнтом звивистості***, який являє собою відношення довжини річки на даній ділянці до довжини прямої

між кінцевими точками річки на цій ділянці. Звивистість зумовлюється різними причинами, якими й визначається її назва. Так, звивистість, зумовлена рельєфом місцевості і різним опором гірських порід розмиву, називається *орографічною*; якщо ж вона є наслідком ерозійної діяльності потоку, то ця звивистість *ерозійна.* В останньому випадку формуються меандри, а процес їх утворення називається ***меандруванням***. У результаті меандрування змінюються планові обриси русла.

Густота річкової мережі характеризується коефіцієнтом густоти, який являє собою відношення сумарної довжини річкової мережі на даній площі до величини цієї площі. Коефіцієнт густоти річкової мережі виражається в км/км^2. Густота річкової мережі залежить від низки природних чинників (клімату, рельєфу, геологічної будови місцевості, ґрунтів, рослинності) і змінюється в широких межах. На півночі вона більша, ніж на півдні, у горах більша, ніж на рівнині.

В Україні в межах Полісся густота річкової мережі становить 0,25–0,34 км/км^2, у степу – 0,12–0,14 км/км^2, у Карпатах – 0,55–1,49 км/км^2.

3.1.2. Вододіли

Русла річок залягають у найбільш знижених частинах долин. До них збігають води з прилеглої місцевості. Лінія на земній поверхні, яка ділить стік атмосферних опадів між двома протилежними схилами, називається ***вододілом***. Усю земну кулю можна поділити на два основних схили, по яких води збігають із континентів у Світовий океан: *Атлантико-Арктичний і Тихоокеансько-Індійський*. Вододіл між цими схилами називається ***Світовим*** або ***Головним вододілом Землі***. Він проходить у Північній та Південній Америці по Андах і Кордильєрах до Берингової протоки, далі по Чукотському хребту, Анадирському плоскогір'ю, гірських хребтах Гидан, Джуг-Джур, Становому, Яблоновому і далі по Центральній Азії, перетинає північну частину Аравійського півострова і переходить в Африку, де пролягає вздовж східного краю материка неподалік від Індійського океану. Площа земної поверхні, яка належить до Атлантико-Арктичного схилу, дорівнює 67,4 млн км^2 (49 % площі суходолу), а до Тихоокеансько-Індійського схилу – 35,2 млн км^2 (31 %).

Лінії на земній поверхні, які відокремлюють області суходолу, стік з яких йде в різні океани або моря, називаються ***вододілами океанів і морів***. Аналогічно виділяють вододіли, які відділяють частини суходолу, стік з яких йде в ті чи інші річкові системи. Такі вододіли називаються ***річковими*** або ***вододілами річкових басейнів***. Вододільні лінії проходять по найбільш підвищених точках поверхні між суміжними річковими басейнами.

Річки збирають воду не лише з поверхні землі, а й з верхніх шарів літосфери (підземні води). Відповідно до цього розрізняють ***поверхневі*** і ***підземні вододіли*** (рис. 3.1). Якщо підземний та поверхневий вододіли збігаються, то басейн називається замкненим; якщо ж не збігаються – незамкненим. У цьому випадку площі поверхневого та підземного басейнів відрізняються одна від одної. Незбіг вододілів зменшується зі збільшенням площі водозбору.



Рис. 3.1. Схема розташування поверхневого та підземного вододілів річки

3.1.3. Басейн річки. Водозбір

Частина земної поверхні, яка включає дану річкову систему і відділена від інших річкових систем вододілами, називається ***річковим басейном*** цієї системи. Поверхня суходолу, з якої річкова система збирає води, називається ***водозбором*** або ***водозбірною площею басейну***. Басейн річки і водозбір здебільшого збігаються, але іноді водозбірна площа буває менша, ніж площа басейну. Це трапляється тоді, коли в басейні є площі внутрішнього стоку або площі, з яких стоку не буває.

Річкові басейни відрізняються один від одного *розмірами* і *формою*. Характеристики найбільших річок світу (з площею басейну понад 1 млн км^2) наведено в табл. 3.2.

Таблиця 3.2. Найбільші річки світу

Річка	Площа басейну, км^2	Довжина, км	Середній стік за рік	
			витрата, м^3/с	об'єм, км^3
1	2	3	4	5
Амазонка (з Укаялі)	7180	6400	220000	6939
Конго (з Луалабою)	3820	4320	44893	1416
Міссісіпі (з Міссурі)	3268	6019	18380	580
Об (з Іртишем)	2990	5410	12880	406
Ніл (з Кагерою)	2870	6695	2322	73,2
Парана	2663	4380	16525	521
Єнісей (з Вел. Єнісеєм)	2580	4102	19800	624
Лена	2490	4400	16858	532
Нігер	2090	4160	8630	272
Амур (з Аргунню)	1855	4440	11249	355
Янцзи	1808	5800	31530	994
Маккензі (з Пісом)	1804	4250	10550	332
Мадейра (з Мамоне)	1391	3200	30500	962

Закінчення табл. 3.2

1	2	3	4	5
Волга	1360	3530	8060	254
Замбезі	1330	2660	3380	107
Парагвай	1200	2500	4000	126
Ганг	1120	2700	12520	395
Нельсон (зі Саскачеваном)	1072	2580	2720	85,8
Муррей – Дарлінг	1057	3490	333	10,5
Оранжева	1020	1860	486	15,3
Оріноко	1000	2730	35807	1129
Тарим	1000	2030	167	5,3

Кожен річковий басейн описується певними *морфометричними* характеристиками: *площею* (F, км^2), *довжиною* (D, км), *середньою* та *максимальною шириною* ($B_{сер}$, $B_{макс}$, км), *середньою висотою* (H, м), *похилом басейну* (I, ‰) тощо. ***Площа басейну*** – це площа, обмежена вододільною лінією. ***Довжина басейну***, або його вісь, – це відстань по прямій від гирла річки до найвіддаленішої точки басейну. Якщо басейн вигнутий чи складної форми, то пряма лінія замінюється на ламану, яка повторює контури русла (рис. 3.2).

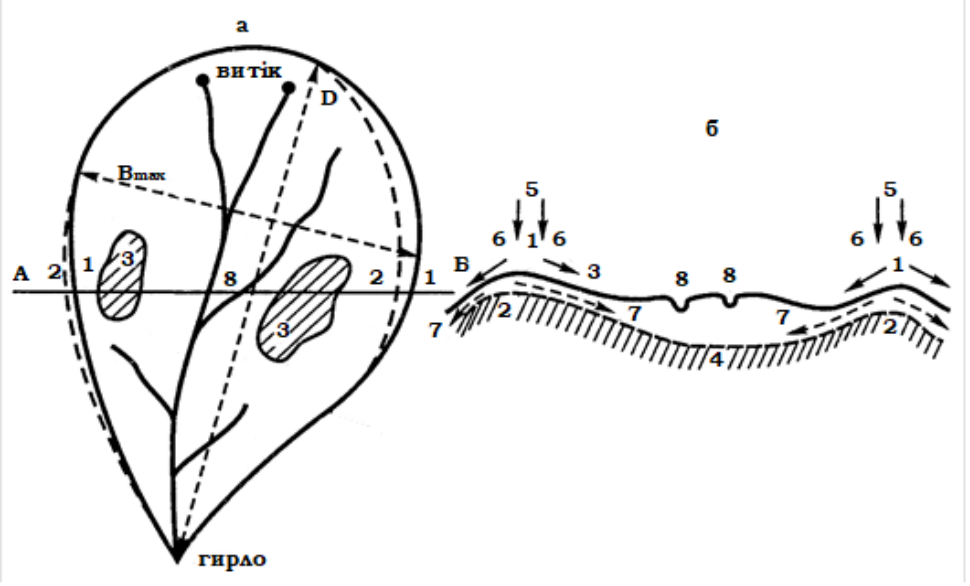


Рис. 3.2. Схема басейну і водозбору в плані (а) і в поперечному перерізі (б) по лінії А–Б: 1 – межа басейну та поверхневого водозбору річки (орографічний вододіл); 2 – межа підземного водозбору (підземний вододіл); 3 – безстічні області, що не входять до водозбору річки; 4 – водотрив; 5 – опади; 6 – поверхневий стік; 7 – підземний стік; 8 – русла річок

Максимальна ширина басейну визначається як довжина прямої, перпендикулярної до довжини басейну в його найширшому місці. ***Середня ширина басейну*** – це відношення площі басейну до його довжини:

$$B_{\text{сер}} = F/D \text{, км.} \quad (3.1)$$

Похил басейну обчислюється за формулою

$$I = \frac{H_1 - H_2}{D}, \quad (3.2)$$

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

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

До фізико-географічних характеристик належать також *геологічна будова* і *тектонічні умови* басейну, *гідрогеологічні* умови, водно-фізичні властивості підстильних порід, *рельєф*, який характеризується через похил. На водний режим річок великою мірою впливають також *озерність, лісистість і заболоченість* басейну, які треба докладно вивчати і включати до фізико-географічної характеристики. Кількісно частку лісів, озер і боліт можна визначити за допомогою коефіцієнтів лісистості, озерності й заболоченості (*k*). Кожен із цих коефіцієнтів являє собою відношення площі, зайнятої лісами, озерами або болотами (*f*), до всієї площі басейну, тобто $k = f/F$.

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

Витік. Верхня, середня і нижня течії. Гирло. Місце на земній поверхні, де річка зароджується, називається початком річки або ***витоком***. Річка може утворюватися від злиття двох річок, тоді початком її вважається місце злиття цих річок.

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

Річка на всьому своєму протязі проносить води по ділянках, які іноді значно відрізняються між собою за характером течії, похилом, кількістю води, ерозійною діяльністю. Однак, незважаючи на всі ці відмінності, течію кожної річки можна умовно поділити на три частини, які мають більш-менш загальні риси: *верхню, середню* й *нижню*. У ***верхній*** течії річка здебільшого характеризується великими похилами і відповідно до цього великими швидкостями течії, а також значним розмивом свого русла. У ***середній*** частині похили водної поверхні і швидкості течії зменшуються, водність збільшується, ерозійна діяльність потоку слабшає. У ***нижній*** течії переважно відкладаються продукти розмиву, принесені річкою з верхніх частин басейну.

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

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

3.1.4. Річкова долина і русло річки

Річки зазвичай течуть у вузьких витягнутих знижених формах рельєфу, які характеризуються похилом свого ложа від одного кінця до другого і називаються ***долинами***. Річкові долини за походженням можуть бути *тектонічними*, *льодовиковими* та *ерозійними*. За формою поперечного профілю річкові долини поділяють на *ущелини, каньйони, V-подібні, трапецієподібні, ящикоподібні, коритоподібні* та ін. Складовими частинами річкової долини є*: дно*, або *ложе*, долини; *тальвег, русло, заплава*, *схили долини, тераси і брівка*. ***Дно***, або ***ложе,*** долини – це найбільш знижена її частина. ***Тальвег*** – безперервна звивиста лінія, яка з'єднує найнижчі точки дна долини. Дно долини в поздовжньому напрямку зазвичай займає річкове ***русло***, яке являє собою ерозійну заглибину, вироблену водним потоком і заповнену його водами. Частина дна долини, яка заливається високими річковими водами, називається ***заплавою***.

Схили долини рідко бувають рівними. На них часто утворюються розташовані на певній висоті над тальвегом ділянки виступи – так звані ***річкові тераси***. Терас може бути кілька, а першою, або нижньою, з них є заплава. Лінія стику схилів долини з поверхнею прилеглої місцевості називається ***брівкою*** (рис. 3.3, а).

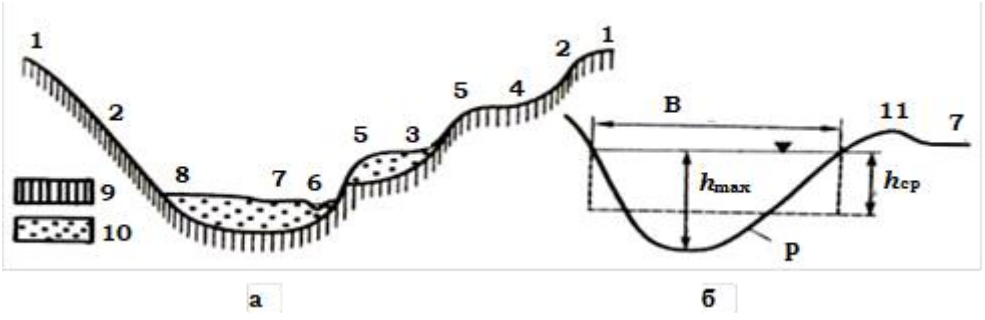


Рис. 3.3. Поперечний профіль долини (а) і русла (б) річки: 1 – брівка долини (корінного берега); 2 – виступ корінного берега; 3 – перша надзаплавна тераса (акумулятивна); 4 – друга надзаплавна тераса (ерозійна); 5 – брівка тераси; 6 – русло річки; 7 – низька заплава; 8 – висока заплава; 9 – корінні породи; 10 – алювіальні відклади; 11 – прирусловий вал

Будова річкових долин, їхні форма і розміри значною мірою впливають на деякі гідрологічні процеси й особливості режиму річок. Більша або менша крутість схилів долини спричиняє прискорення або уповільнення стоку поверхневих вод у русло річки, розмивання поверхні схилів долини і винесення продуктів розмиву на дно долини та в річкове русло. У долинах річок можуть накопичуватись потужні алювіальні відклади, які значно обводнені і своїми водами живлять річки.

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

Розміри і форма русла дуже змінюються по довжині річки залежно від її водності, будови долини, характеру порід, які складають русло. Морфологічні особливості русла можуть бути охарактеризовані *ізобатами* (лініями однакових глибин) і *поперечним профілем*, або *перерізом русла* (вертикальною площиною, перпендикулярною до напрямку течії). ***Площею поперечного перерізу*** називається певна площа, обмежена поверхнею води і дном річки (рис. 3.3, б).

У межах поперечного профілю розрізняють площі *водного* і *живого* перерізу та мертвої зони. Площа водного перерізу при незамерзлій річці дорівнює площі поперечного перерізу. За наявності льодового покриву площа водного перерізу дорівнює різниці площі поперечного перерізу і площі зануреного у воду льоду. ***Площею живого перерізу*** називається та частина водного перерізу, де спостерігається течія води. ***Площею мертвої зони*** називається та частина площі водного перерізу, де немає течії води. За відсутності льодового покриву і мертвої зони розміри площ поперечного, водного і живого перерізів однакові.

Живий переріз характеризується*:* ***шириною річки*** *B*, м; ***площею*** ω, м^2; ***змоченим периметром*** *P*, м (лінія, яка проходить від урізу води одного берега до урізу води протилежного берега по дну річки), ***гідравлічним радіусом*** $R = \omega/P$, м; ***середньою глибиною річки*** $H_{сер} = \omega/B$, м.

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

3.1.5. Поздовжній профіль річки.

Поздовжній профіль річки – це графік змін відміток дна і водної поверхні вздовж русла. На горизонтальній осі графіка відкладають відстань по довжині річки (*d*), на вертикальній – абсолютні або умовні відмітки дна (звичайно по лінії найбільших глибин) та рівні води. Різниця висот Δh двох будь-яких точок водної поверхні або дна річки по довжині річки називається ***падінням***. Відношення величини падіння до довжини річки на ділянці називається ***похилом річки*** *I*, який дорівнює $I = \Delta h/d$. Величина падіння обчислюється в метрах на 1 км (м/км) або сантиметрах на 1 км (см/км).

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

Залежно від похилу дна долини і порід та ґрунтів, які складають русло, похили (як і падіння) окремих річок різні. У рівнинних районах, де річки течуть у м'яких породах, поздовжній профіль має вигляд увігнутої кривої з підвищеними похилами у верхній течії і поступовим зменшенням їх у напрямку до гирла. Для гірських річок характерні неправильні східчасті обриси

поздовжніх профілів: окремі ділянки з малими похилами чергуються з ділянками крутого падіння, на яких можуть бути пороги або *водоспади.*

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

Серед великої різноманітності поздовжніх профілів виділяються: *плавноввігнутий*, на якому відзначається зменшення похилу від витоку до гирла; *прямолінійний*, коли похил має майже постійне значення від витоку до гирла; *опуклий*, для якого характерне зниження похилів у верхів'ях потоку і збільшення – в пониззі; *ступінчастий* – з різкими змінами похилів по довжині річки (рис. 3.4).

Поздовжній профіль будь-якого водного потоку є результатом взаємодії вод річки, порід і ґрунтів, які складають русло. Водний потік на одних ділянках розмиває русло, на інших відкладає наноси, по всій річці проносить якусь кількість їх у завислому стані або пересуває по дну. Формування поздовжнього профілю річки відбувається найінтенсивніше в початковій його стадії. З часом потік, поглиблюючи і розмиваючи русло, поступово вирівнює свій поздовжній профіль. Велике значення у формуванні профілю має висотне положення базису ерозії. При підвищенні базису ерозії розмив зменшується, при зниженні – посилюється. При сталому положенні базису ерозії встановлюється рівновага між розмивом русла, відкладанням наносів та перенесенням їх. У результаті утворюється порівняно сталий поздовжній профіль, який має досить правильну ввігнуту форму, – профіль рівноваги.

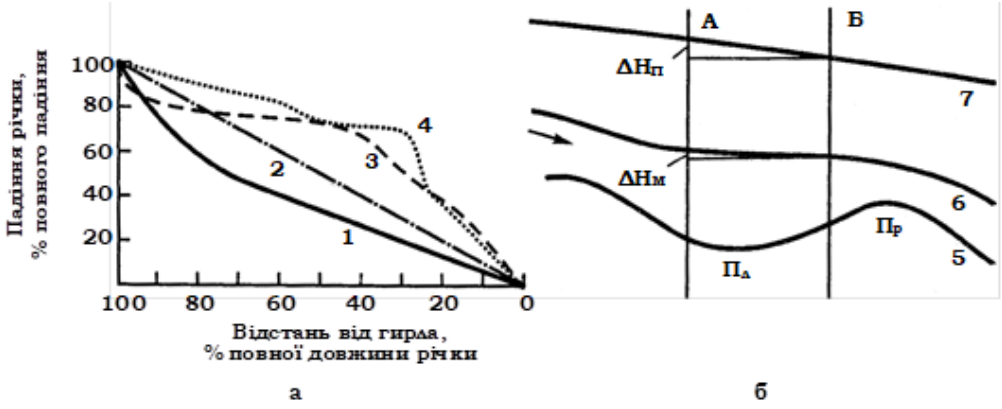


Рис. 3.4. Поздовжній профіль річки (а) та її ділянки (б): 1 – плавно увігнутий; 2– прямолінійний; 3 – опуклий; 4 – ступінчастий; 5 – дно річки; 6 – водна поверхня в межень; 7 – водна поверхня під час водопілля; ΔНм – падіння між створами А і Б у межень; ΔНп – те ж саме, під час повені; Пл – плесо; Пр – перекат

Поздовжній профіль водної поверхні потоку не залишається постійним протягом року. При збільшенні стоку води похили на плесах збільшуються, на перекатах – знижуються, при зменшенні стоку – навпаки. Це явище можна пояснити так. Припустимо, що в якийсь період витрати води в річці такі малі, що вода заповнює лише глибокі місця (плеса). У цей час поздовжній профіль водної поверхні матиме східчастий характер. При збільшенні витрат води і підвищенні її рівнів вода в річці почне переливатися через перекати, похили

на плесах будуть малими, а на перекатах – підвищеними. При подальшому збільшенні витрат води і підвищенні її рівнів різниця в похилах на плесах і перекатах зменшується і зовсім зникає.

3.2. Живлення річок

3.2.1. Джерела живлення

Живлення річок пов'язане з атмосферними опадами. Надходження води в річку називається ***живленням***. Однак, незважаючи на спільність атмосферного походження (у підсумку) всіх річкових вод, безпосередні шляхи води в річки можуть бути різними. Виділяють чотири види живлення річок: ***снігове, дощове, льодовикове, підземне.*** Від переважання того чи іншого виду живлення залежить водний, термічний та гідрохімічний режими, а також режим наносів. У холодну пору року опади накопичуються на поверхні річкових басейнів у вигляді снігу. У рівнинних районах і на невисоких горах цей сніг у теплу пору року тане і стає джерелом живлення річок. На високих горах сніг в теплу пору року тане не повністю, поповнює запаси, що залишилися з попередніх років, і дає початок льодовикам. Талі води цих снігів і льодовиків є ще одним джерелом живлення річок. Частина дощових і талих вод не стікає по поверхні, а просочується у верхні шари земної кори і частково дренується річками. Деяка частина цих вод йде на поповнення запасів ґрунтових і підземних вод, які значно повільніше потрапляють у русла річок.

Кількість води, яку одержують річки від того або іншого джерела живлення, неоднакова в різних районах і залежить переважно від кліматичних умов. Природно, що в жарких районах, де снігу не буває і ґрунтові води залягають на великій глибині, єдиним джерелом живлення річок є дощі. У районах із холодним кліматом, тривалою і сніжною зимою основна роль у живленні річок належить ґрунтовим і талим водам. Основна частина річок України має переважно снігове живлення, причому частка його збільшується з півночі на південь.

У зоні степів, де ґрунтові води залягають глибоко і не дренуються річками, а літні дощові води в основному витрачаються на випаровування, річки живляться лише за рахунок весняного сніготанення (Причорноморська низовина, Приазов'я). Річки із значною частиною дощового живлення характерні для Карпат.

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

3.2.2. Класифікація річок за видами живлення

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

Тип I. Річки, які одержують воду від танення снігу на рівнинах і невисоких горах (до 1000 м). Найбільш наближені до цього типу річки північної частини Азії (Колима, Нижня Тунгуска) і Північної Америки (Юкон та ін.), де сніговий покрив лежить 8–10 місяців.

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

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

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

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

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

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

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

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

На даний час більш поширеною є класифікація річок за видами живлення М.І. Львовича. Для визначення ступеня переважання того чи іншого виду живлення прийнято три градації. Якщо один із видів живлення забезпечує понад 80 % річного стоку річки, слід говорити про ***виняткове*** значення цього виду живлення. Якщо частка виду живлення становить від 50 до 80 % стоку, то говорять про ***переважне*** значення. Якщо жоден вид живлення не дає більше 50 % річного стоку, таке живлення називають ***мішаним*.**

3.3. Водний режим річок

3.3.1. Фази водного режиму

Закономірні зміни в часі стоку, швидкостей течії, рівнів води та похилів водної поверхні називаються ***водним режимом річки***. Витрати, рівні, швидкості, похили – це ***елементи*** водного режиму.

Знання водного режиму необхідне при вивченні термічного та льодового режимів, режиму наносів, гідрохімічного режиму тощо, при проєктуванні різних господарських об'єктів (населених пунктів, мостів, електростанцій).

Водний режим залежить від сукупності фізико-географічних чинників, серед яких найважливішу роль відіграють метеорологічні та кліматичні. Оскільки ці чинники мають різноперіодні коливання, у водному режимі річок також проявляються *коливання* різної тривалості. Виділяють *вікові, багаторічні, внутрішньорічні (сезонні)* та *короткочасні* коливання. Вікові коливання водності відображають вікові зміни кліматичних умов та зволоження материків із періодом сотні і тисячі років. Багаторічні коливання водності річок також зумовлені коливаннями кліматичних параметрів. Періодичність таких коливань – десятки років. Короткочасні коливання водності можуть бути зумовлені метеорологічними факторами (зливові дощі, коливання температури повітря в льодовикових районах), геологічними процесами (прорив морен, загачування русел річок внаслідок зсувів) та антропогенними чинниками (попуски в нижні б'єфи гідровузлів). Внутрішньорічні коливання водності річок зумовлені сезонними змінами складових водного балансу річкового басейну.

У *внутрішньорічному* водному режимі річок відзначається закономірне чергування періодів підвищеної та низької водності, які відбивають зміни умов живлення річки. Ці періоди називаються ***фазами водного режиму***. Основними фазами останнього є водопілля, межень літня та зимова, фаза дощових (снігово-дощових) паводків. На рівнинних річках помірних широт зазвичай спостерігаються всі чотири фази, на гірських річках частіше бувають лише дві фази: паводкова та меженна.

Водопілля – це щорічний, порівняно тривалий підйом рівнів та збільшення витрат води, зумовлений надходженням води від головного джерела живлення. За походженням водопілля може бути *сніговим, снігово-дощовим* або *дощовим*. За часом настання водопілля можуть бути *весняними* (танення снігу на рівнинах та невисоких горах); *весняно-літніми* (танення снігу в горах), *літніми* (танення вічних снігів та льодовиків у горах та випадання мусонних дощів). За формою гідрографа (графіка коливання щоденних витрат води) весняне та весняно-літнє водопілля найчастіше буває *одновершинним,* а літнє – *багатовершинним*, що пов'язано з коливанням температури повітря та зміною інтенсивності випадання дощів. Кожне водопілля характеризується датою початку підйому та кінця спаду, датою проходження максимуму, об'ємом водопілля. Тривалість водопілля буває від кількох днів на малих річках до 4–5 місяців на великих. За час весняного водопілля річки проносять близько 50 % річного об'єму стоку в північних районах і 90–100 % річного стоку – в південних.

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

русла збільшується ще більше, а це спричиняє розтягування водопілля і зменшення максимальних витрат.

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

Паводки – це відносно швидкі й короткочасні підйоми рівнів і збільшення витрат води в річці. На відміну від водопіль вони виникають нерегулярно, хоча в кожному конкретному районі настають в один і той же сезон. Паводки найчастіше формуються внаслідок випадання дощів і злив, а також сніготанення під час зимових відлиг. За часом настання паводки можуть бути *зимовими, літніми* та *протягом усього року*. Осінні паводки відрізняються від тих, що настають в інші сезони, тим, що вони менш чітко виражені та менш регулярні. Гідрограф стоку паводків складний, багатовершинний. Паводок характеризується тими ж елементами, що й водопілля. Паводки поділяються на *місцеві* (якщо їх сформували дощі, які випали в даному регіоні) та *транзитні* або ***верхові,*** які утворилися від дощів, що випали вище за течією. Як показують натурні спостереження та теоретичні дослідження, швидкість руху гребеня паводка по довжині річки найчастіше більша за середню швидкість течії (для окремих річок у 1,5–2 рази) і залежить від похилу, характеру русла й величини витрати води. Паводки на гірських річках рухаються зі швидкістю до 4 м/с і більше, рівнинних – 1,0–1,5 м/с. Об'єм води за паводок залежить від кількості опадів, які його спричинили, тривалості їх та витрат на просочування і випаровування. Висота паводка залежить від інтенсивності дощу і морфології русла та заплави.

Водопілля можна прогнозувати з великою завчасністю (2–3 місяці), а дощові паводки прогнозуються з дуже малою завчасністю (декілька годин).

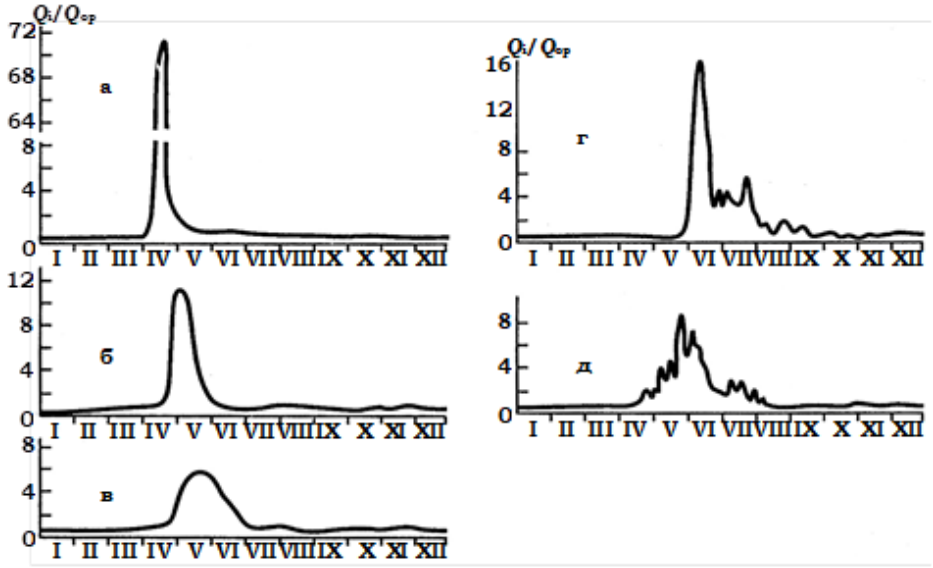
Межень – це фаза водного режиму річки, що характеризується тривалим (сезонним) стоянням низьких (меженних) рівнів і витрат води в річці внаслідок різкого зменшення або припинення поверхневого стоку. У цей час річка живиться переважно підземними (ґрунтовими) водами. За часом настання межень буває *літньою* та *зимовою*, за характером коливання витрат і рівнів – *стійкою* (степові рівнинні річки) і *нестійкою, переривчастою* (гірські річки); *тривалою і короткою*; за водністю – *високою* та *низькою*. Час настання і тривалість межені залежить від чинників, які визначають водний режим річок.

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

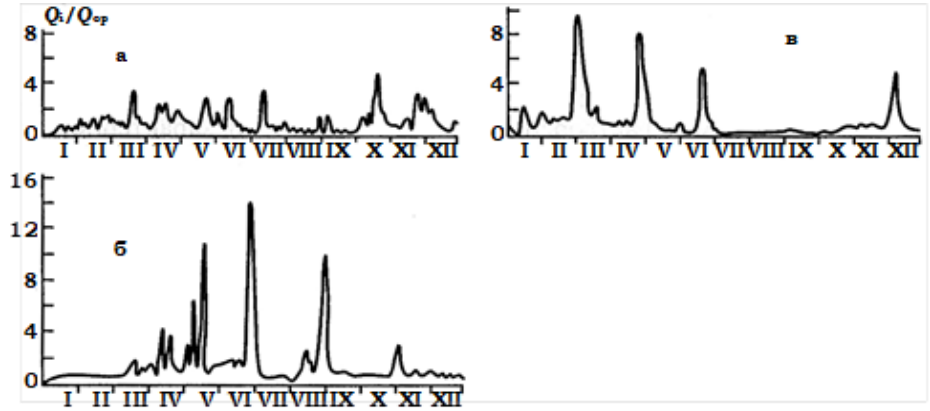
Спеціалісти-гідрологи використовують гідрологічний рік при прогнозуванні весняного стоку, розрахунках внутрішньорічного розподілу стоку та в інших випадках. Стандартна ж обробка і публікація матеріалів спостережень за витратами та рівнями ведеться за календарними роками.

3.3.2. Класифікація річок за внутрішньорічним режимом стоку

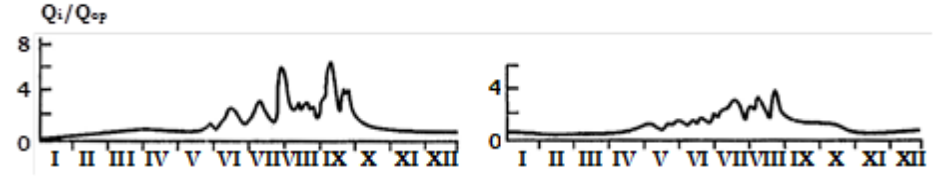
Б.Д. Зайков зробив спробу класифікувати річки за їхнім внутрішньорічним режимом стоку води. Він поділив усі річки колишнього СРСР на три основні групи: I – *річки з весняним водопіллям*; II – *річки з водопіллям у теплу пору року*; III – *річки з паводковим режимом* (рис. 3.5).



Гідрографи річок з весняним водопіллям, типи: а) казахстанський; б) східноєвропейський; в) західносибірський; г) східносибірський; д) алтайський



Гідрографи річок з паводковим режимом, типи: а) причорноморський; б) кримський; в) північнокавказький



Гідрографи річок з водопіллям у теплу пору року, типи: а) далекосхідний; б) тянь-шанський

Рис. 3.5. Гідрографи річок за класифікацією Б.Д. Зайкова

До групи річок із весняним водопіллям належить більшість річок. За характером весняного водопілля та іншими особливостями режиму річки цієї

групи поділені на п'ять типів: *казахстанський, східноєвропейський, західносибірський, східносибірський і алтайський.*

Казахстанський тип річок характеризується дуже різко вираженою високою хвилею весняного водопілля, в інші пори року вони дуже маловодні, а багато з них навіть пересихають. Розташовані такі річки в посушливих районах Казахстану, Заволжя, Туранської низовини, тобто там, де сніг є основним і майже єдиним джерелом живлення річок.

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

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

Східносибірський тип річок характеризується високим весняним водопіллям, літньо-осінніми паводками і дуже низьким стоком взимку (аж до повного перемерзання річок). Це пояснюється незначною роллю ґрунтового живлення в умовах багаторічної мерзлоти (річки Алдан, Колима та ін.).

Алтайський тип річок відзначається невисоким і розтягнутим водопіллям, підвищеним літньо-осіннім і низьким стоком у зимовий період. Такий характер водопілля в основному визначається режимом танення снігу в горах і умовами стоку дощових опадів. Сніг у горах тане поступово по окремих висотних зонах і схилах, через що талі води надходять у річки з порівняно невеликих площ, а це розтягує водопілля. Крім Алтаю (Том, Бія), річки з таким режимом є на Кавказі, в Середній Азії та на Сахаліні.

Групу річок із водопіллям у теплу пору року поділяють на два типи: *далекосхідний і тянь-шанський.*

Далекосхідний тип річок характеризується невисоким і дуже розтягнутим водопіллям в теплу пору і низьким стоком протягом решти року. Основним джерелом живлення річок є дощові води. Багато річок взимку перемерзає. До цього типу належать річки Далекого Сходу (Амур, Зея), Східного Саяну, Забайкалля та Яно-Індигірського району (Яна).

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

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

Причорноморський тип річок характеризується паводковим режимом протягом року, який зумовлений значними дощами. До цього типу належать річки Закавказзя, а також карпатські притоки Дністра.

Кримський тип річок характеризується паводками, які спостерігаються протягом холодного періоду року. Влітку та восени багато річок пересихають. Цей тип річок поширений у Криму (Салгир, Альма, Кача), Ленкорані та інших районах.

Північнокавказький тип річок характеризується тим, що в холодну пору року річки мають сталу межень, а в теплу – часті паводки. До них належать в

основному водотоки східної половини північного схилу Великого Кавказу (річки Великий Зеленчук та Малий Зеленчук, Кума).

3.4. Рівневий режим річок

Рівень води – це висота поверхні води, яка відраховується відносно певної умовної постійної площини, що називається *нулем графіка*. Рівень води є важливим елементом водного режиму. Від його висоти залежить глибина і ширина річки, площа водного перерізу, похили, швидкості течії, витрати води тощо. Відомості про рівні води потрібні багатьом галузям економіки: водному транспорту, енергетиці, меліорації, рибному господарству тощо.

3.4.1. Коливання рівнів води

Коливання рівнів води в річках тісно пов'язані з характером живлення. Водночас на режим рівнів значною мірою впливають і морфологічні особливості будови русла (характер та розміри поперечного профілю, похили, заплава тощо). Коливання рівнів зумовлюються насамперед змінами кількості води, яка переноситься за одиницю часу, тобто її витратами. Отже, режим рівнів річок відображає режим витрат води, які, у свою чергу, залежать від особливостей живлення річок, витрачання запасів вологи того чи іншого джерела живлення. Тому на режим рівнів впливають ті ж чинники, що й на режим витрат.

На окремих ділянках річок характер режиму рівнів може зазнавати значних змін залежно від морфології русла та заплави. При широкому і неглибокому руслі за однакових витрат води її рівні в річках змінюються незначно порівняно з ділянками, де русло глибоке і вузьке.

Наявність заплави, її значні розміри спричиняють зменшення амплітуди коливання рівнів унаслідок акумуляції значних мас води на заплаві та повільного стікання з неї. Так, амплітуда рівнів р. Дністер біля м. Заліщики, де заплави практично немає, досягає майже 11 м, а біля с. Маяки, де заплава широка, зменшується до 2,5 м.

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

Особливий характер режиму рівнів у гирлових ділянках річок, які впадають у моря і перебувають під впливом *припливно-відпливних течій*. Амплітуда *припливно-відпливних коливань рівнів* на деяких річках світу досягає 9,0 м (р. Цяньтан, Китай). Вплив цих течій поширюється вгору по руслах деяких річок на десятки, а іноді й сотні кілометрів. Так, приплив на р. Амазонка відчутний на ділянці у 800 км

У гирлах деяких річок, які впадають у моря, спостерігаються коливання рівнів води *згінно-нагінного* характеру, спричинені сильними вітрами. Так, на Дону, де вітри переважаючих напрямків збігаються з віссю нижньої течії річки, спостерігаються нагони води до 2 м, згони до – 2,5 м, і поширюються вони до 140 км вверх за течією річки. Під час нагонів рівні води р. Ельба (Лаба) піднімаються до 5,7 м (16-17 лютого 1962 р.).

3.4.2. Гідрологічні пости, їх улаштування та обробка спостережень

Спостереження над рівнями води проводять на *гідрологічних постах*. Гідрологічний пост являє собою облаштоване місце для систематичного вимірювання висоти рівня води та інших елементів гідрологічного режиму водотоків і водойм. Гідрологічні пости поділяються на прості, на яких висота рівня вимірюється безпосередньо водомірною рейкою (бувають *рейкові, пальові, пальово-рейкові*), та автоматичні, на яких коливання рівнів води безперервно й автоматично сприймаються датчиком (поплавком, манометром). Найчастіше зустрічаються рейкові та пальові гідрологічні пости (рис. 3.6).

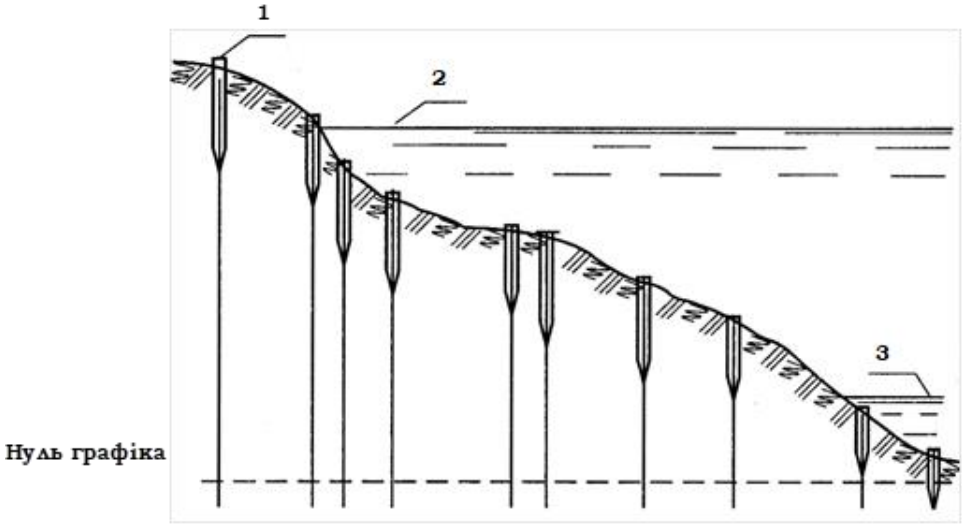


Рис. 3.6. Пальовий гідрологічний пост: 1 – репер; 2 – рівень високих вод; 3 – рівень низьких вод

Перші складаються з однієї або кількох рейок, прикріплених до опор містка або до спеціально забитих у русло річки паль. При влаштуванні пальових постів у берег річки (див. рис. 3.6) забивають ряд паль із таким розрахунком, щоб крайні з них були на 0,5 м вище і нижче від найвищого і найнижчого рівнів води, а перевищення між головками сусідніх паль було не більше 0,8 м. Спостереження на пальовому посту проводяться за допомогою переносної водомірної рейки.

Усі спостереження над рівнями води приводяться до однієї площини – нуля графіка. За ***нуль графіка*** приймається умовна горизонтальна площина, розташована приблизно на 0,5–1,0 м нижче від найнижчого рівня. Рейки, палі і нуль графіка прив'язуються нівелюванням до репера гідрологічного поста.

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

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

Відповідні рівні. Якщо порівняти графіки коливання рівнів води за даними гідрологічних постів, які розташовані згори до низу за течією річки,

то легко помітити, що ці графіки в загальних рисах подібні. Окремим максимумам і мінімумам на графіку коливання рівнів води на верхніх постах відповідають максимуми і мінімуми на нижніх постах, але з деяким запізненням. Проміжок часу запізнення цих характерних точок на графіках називається ***часом добігання***, а рівні – ***відповідними***.

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

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

3.5. Механізм течії

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

3.5.1. Види руху рідини

У природі існує два види руху рідини (у т. ч. й води): ламінарний і турбулентни*й*.

Ламінарний рух (від лат. lamino – шар) являє собою паралельно струминний рух. Кожна частинка води в руслі при цьому переміщується паралельно руху всієї маси рідини, швидкість біля дна дорівнює нулю, а максимальна швидкість має місце на поверхні. При цьому русі середня швидкість дорівнює половині максимальної. Ламінарний рух властивий переважно підземним водам.

У природних потоках майже завжди спостерігається ***турбулентний рух*** (від лат. turbulentus – безладний, хаотичний). При цьому русі швидкості в кожній точці потоку мають пульсуючий характер, безперервно змінюючись і за величиною, і за напрямком. Швидкості збільшуються вгору від дна спочатку дуже швидко і на деякому віддаленні від нього досягають величини, близької до середньої швидкості потоку. Далі вгору до поверхні потоку швидкість наростає повільніше і максимальне її значення знаходиться біля поверхні потоку (рис. 3.7). Крива розподілу швидкості течії по вертикалі називається ***годографом*** або ***епюрою швидкостей***.

При певних співвідношеннях між глибиною і швидкістю ламінарний рух легко переходить у турбулентний. Глибини і швидкості, при яких ламінарний рух переходить у турбулентний, називаються критичними. При глибині 10 см критична швидкість дорівнює 0,40 см/с, а при глибині 100 см вона зменшується до 0,04 см/с.

Турбулентний рух води в річках спричиняє перемішування водної маси. Інтенсивність перемішування зростає зі збільшенням швидкості течії. При

цьому середня швидкість за величиною наближається до максимальної, що свідчить про вирівнювання епюри швидкостей і більш рівномірний їх розподіл у потоці (див. рис. 3.7). Завдяки перемішуванню вирівнюється температура води по живому перерізу, і тим самим уповільнюється замерзання річок порівняно із замерзанням озер.

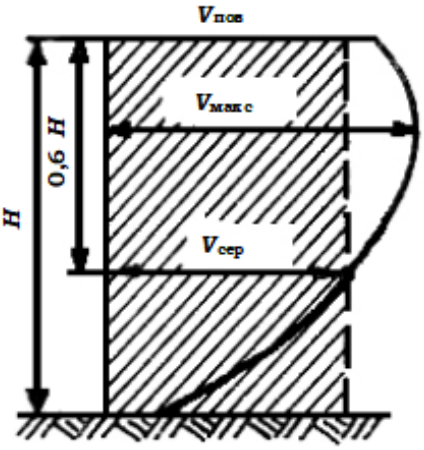


Рис. 3.7. Епюра розподілу швидкостей по вертикалі

Малими значеннями критичної швидкості при глибинах звичайних водотоків і пояснюється турбулентний характер руху води в них.

3.5.2. Розподіл швидкостей течії води в річках

На поверхні води швидкість найбільша в середній частині потоку і найменша біля берегів і дна. Плавна лінія, яка з'єднує точки на поверхні річки з найбільшою швидкістю, називається ***стрижнем потоку***. Картину розподілу швидкостей по живому перерізу дають *ізотахи* – лінії однакових швидкостей течії (рис. 3.8). По живому перерізу швидкості збільшуються від берегів і дна до середини і вгору з максимальною швидкістю біля поверхні. Якщо по довжині потоку з'єднати всі точки окремих живих перерізів із максимальними швидкостями плавною лінією, отримаємо *динамічну вісь потоку*.

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

За наявності льодового покриву розподіл швидкостей за глибиною має особливий характер. На початку льодоутворення, коли нижня поверхня льоду нерівна і шорсткість її значна, максимум швидкості наближається до дна (рис. 3.9, а). Далі при поступовому згладжуванні нижньої поверхні льоду максимум швидкості переміщується ближче до поверхні (рис. 3.9, б).

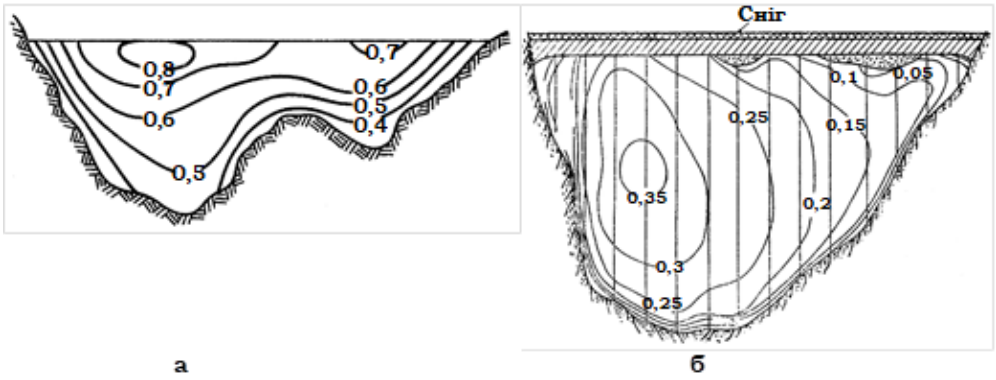


Рис. 3.8. Ізотахи річкового потоку: а – у відкритому руслі, б – під льодом

Розподіл швидкостей по живому перерізу під льодом теж інший (див. рис. 3.8, б). Ізотахи утворюють замкнуті лінії, динамічна вісь потоку опускається нижче від поверхні.

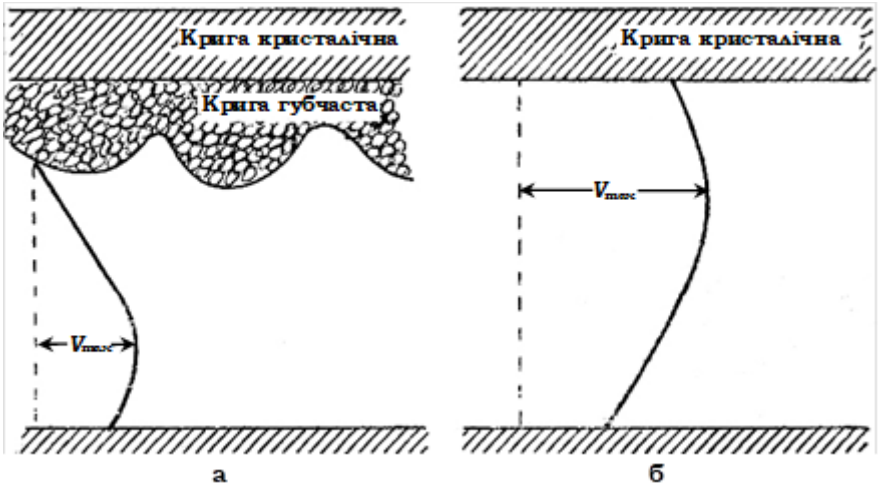


Рис. 3.9. Розподіл швидкостей під льодом

3.5.3. Визначення середньої швидкості течії по вертикалі і для живого перерізу

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

Щоб обчислити середню швидкість у живому перерізі $V_{сер}$ м/с, треба мати витрату води (Q, м^3/с) і площу перерізу (ω, м^2). Тоді маємо вираз

$$V_{\text{сер}} = Q/w. \tag{3.3}$$

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

$$V = C\sqrt{RI}, \tag{3.4}$$

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

$$c = R^y/n, \tag{3.5}$$

де *n* – коефіцієнт шорсткості, *y* – показник ступеня, який залежить від *R* і *n*; обидва показники визначаються за таблицями або шляхом розрахунків.

З формули Шезі видно, що швидкість потоку збільшується зі збільшенням гідравлічного радіуса або середньої глибини, а також зі збільшенням похилу. Разом з тим величина коефіцієнта Шезі – зворотно пропорційна коефіцієнту шорсткості.

3.5.4. Швидкість течії гірських і рівнинних річок

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

Струмини, які піднімаються вгору й опускаються вниз, зумовлюють завихрення й утворення значних нерівностей на поверхні води. При цьому чим менша глибина при даній швидкості, тим бурхливішою стає течія.

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

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

3.5.5. Вимірювання швидкості течії

Швидкості течії річок вимірюються за допомогою поплавків, гідрометричних млинків або інших приладів. Найпростіші поплавки роблять із дерева у вигляді *кружків* завтовшки 5–10 см, діаметром 15–20 см (під час льодоходу за поплавок можна прийняти крижину, яка вільно пливе по поверхні води). Якщо заміряти відстань *L* між створами (рис. 3.10), яку пройшов поплавок, і знати час *t*, за який поплавок пройшов цю відстань, то поверхнева швидкість течії буде дорівнювати

$$V_{\text{пов}} = L/t. \tag{3.6}$$

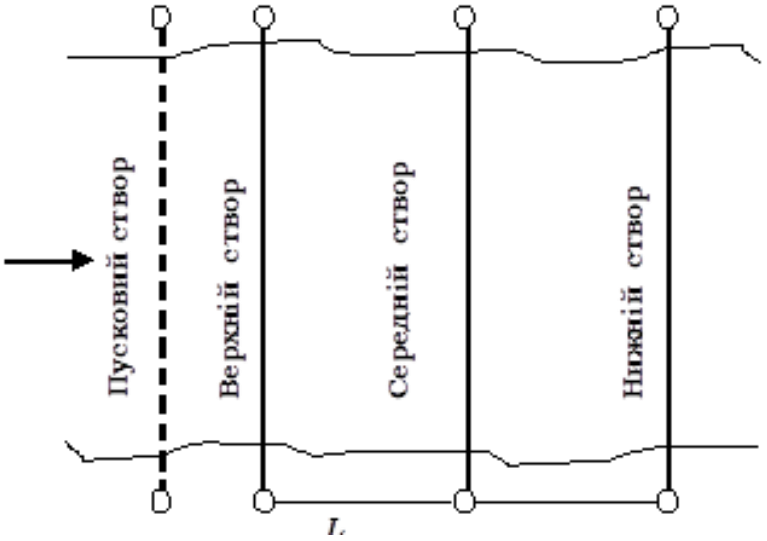


Рис. 3.10. Розміщення створів для вимірювання швидкості течії води поплавками

Точніше швидкість течії вимірюють за допомогою гідрометричного млинка, який дозволяє визначити її в будь-якій точці потоку за шириною і глибиною.

Під час вимірювання швидкості гідрометричний млинок на штанзі або на тросі опускають у воду на потрібну глибину так, щоб лопаті його стояли проти течії.

Під впливом течії лопаті обертаються тим швидше, чим більша швидкість.

Через певну кількість обертів лопатей гідрометричного млинка *N* (наприклад через 20) подається світловий або звуковий сигнал.

За часом t між двома сигналами визначається кількість обертів за секунду $n = N / t$.

За допомогою тарування (синонім – калібрування) гідрометричних млинків у спеціальних лабораторіях встановлюється залежність між кількістю обертів лопатей млинка *n* і швидкістю течії *V* (рис. 3.11).

Визначивши кількість обертів і користуючись цією залежністю, можна обчислити швидкість течії в даній точці.

На сучасному етапі вимірювання й обчислення швидкостей за допомогою млинків може виконуватися із застосуванням мікропроцесорної техніки. Це дозволяє зразу отримувати показники швидкості або в будь-якій точці потоку, або її осереднені значення для поперечного перерізу.

Поряд із переліченими традиційними методами вимірювання швидкостей існують ще більш сучасні підходи, які базуються на часі проходження ультразвуку в текучій воді, інтенсивності теплообміну в потоці тощо.

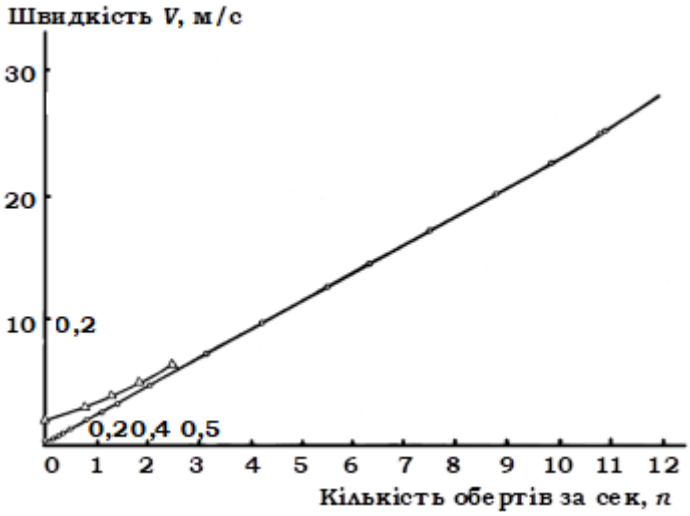


Рис. 3.11. Крива тарування гідрометричного млинка

3.6. Річковий стік

3.6.1. Складники річкового стоку

Стік у широкому розумінні – це головний елемент материкового глобального кругообігу речовини та енергії.

Річковий стік включає *стік води*, *стік наносів*, *стік розчинених речовин* та *стік теплоти*. Звісно, що з перелічених чотирьох складових річкового стоку найголовніша – стік води, без якого неможливі всі інші види стоку. Стік води – процес, що визначає всі інші види переміщення речовини та енергії в річкових системах та є їх рушійною силою, а також стік води є носієм інших компонентів річкового стоку Стік же наносів, розчинених речовин і теплоти залежить як від стоку води та його кількісних характеристик, так і від складу наносів, розчинених речовин і теплоти в одиниці стоку води.

Стік води (водний стік) – це одночасно й процес стікання води в річкових системах і характеристика кількості води, що стікає. Стік води – один із важливіших фізико-географічних і геологічних чинників, вивчення якого є головним завданням гідрології.

Стік наносів – це процес переміщення наносів у річкових системах та характеристика кількості наносів, що переміщуються в річках. Стік наносів складається зі стоку завислих наносів (наносів, які переміщуються в товщі річкового потоку у завислому стані) та стоку тягнених наносів (наносів, які переносяться потоком по річковому дну у тягненому стані).

Стік розчинених речовин – це процес переносу в річкових системах розчинених у воді речовин та характеристика їхньої кількості. Розчинені в річкових водах речовини – це йони солей, біогенні та органічні речовини, гази тощо. Іноді стік розчинених речовин називають йонним стоком або стоком солей, причому розуміють лише стік розчинених мінеральних речовин.

Стік теплоти (тепловій стік) – це процес переносу разом із річковими водами теплоти та його кількісна характеристика.

Стік включає *поверхневу* та *підземну* частини. Стік, який спостерігається на поверхні землі, називається поверхневим. Стік, який потрапляє в річки підземними шляхами, утворює підземний стік.

3.6.2. Основні кількісні характеристики стоку води

До основних характеристик стоку води належать витрата води, об'єм стоку, шар стоку, модуль стоку та коефіцієнт стоку.

Найголовнішою з характеристик стоку води річки і єдина, що вимірюється, є ***витрата води*** – це кількість води, що протікає через поперечний переріз потоку за одиницю часу і визначається за формулою

$$Q = V_{\text{сер}} \cdot \omega \text{ (м}^3\text{/с)}, \tag{3.7}$$

де $V_{\text{сер}}$ – середня швидкість течії у потоці (м/с), ω – площа поперечного перерізу (м^2).

Виміряні витрати води визначають лише середню витрату в даному гідрометричному створі за час вимірювання, яку вважають миттєвим об'ємом води через поперечний переріз у даний час. В основному в гідрології користуються середньою добовою витратою води і широко використовують поняття середньої витрати води за будь-який інтервал часу (декаду, місяць, сезон, фазу гідрологічного режиму, рік, низку років). Такі витрати води розраховують за формулою загального виду

$$\overline{Q} = \frac{1}{n}\sum_{\text{i}=1}^{\text{n}} Q_{\text{i}}\ , \tag{3.8}$$

де Q_{i} – середні добові витрати води, *n* – кількість діб в інтервалі часу, що розглядається. Так, середня місячна витрата води за березень визначається шляхом додавання всіх середніх добових витрат за цей місяць поділених на 31 (кількість діб у березні).

Якщо маємо витрати води, то можна обрахувати всі інші характеристики стоку.

Об'єм стоку води – це об'єм води, що проходить через даний поперечний переріз річкового потоку за будь-який інтервал часу. Витрата води – це об'єм стоку за 1 секунду. Об'єм стоку води за будь-який інтервал часу обчислюють за формулою

$$W = \overline{Q} \cdot T \text{ (м}^3\text{)}, \tag{3.9}$$

де *W* – об'єм стоку води, $\overline{Q}\cdot$ – середня витрата води за розрахунковий інтервал часу (м^3/с), *T* – кількість секунд в інтервалі часу, за який обчислюється об'єм стоку води.

Для великих річок зручніше стік води виражати в км^3, особливо при розрахунках стоку води за рік. За цих умов застосовують формулу

$$W = \overline{Q} \cdot T \cdot 10^{-9} \text{ (км}^3\text{)}. \tag{3.10}$$

У тих випадках, коли розраховується об'єм стоку за будь-який окремий рік, то приймається, що в році 31,5×10^6 с і замість двох попередніх формул можна одразу записати

$$W = \overline{Q} \cdot 31{,}5 \cdot 10^6, \quad W = \overline{Q} \cdot 31{,}5 \cdot 10^{-3}, \tag{3.11}$$

де в першому випадку об'єм стоку в м^3, а в другому – км^3.

Треба відзначити, що прийнята кількість секунд у році (31,5×10^6 с) цілком достатня величина стосовно точності для багатьох гідрологічних розрахунків. Але в тих випадках, коли потрібна як можна більша точність, треба враховувати, що в добі 86400 с, або 8,64×10^4 с, тому у звичайному році 31,54×10^6 с, у високосному – 31,62×10^6 с, у "середньому" – 31,56×10^6 с. Також, якщо об'єми стоку води розраховуються за місяцями, корисно знати, що в січні, березні, травні, липні, серпні, жовтні та грудні 31 доба – 2,68×10^6 с, у квітні, червні, вересні та листопаді 30 діб – 2,59×10^6 с, а в лютому звичайного року 28 діб – 2,42×10^6 с, високосного – 29 діб – 2,42×10^6 с.

При порівнянні стоку з певної площі з кількістю опадів або випаровування (мм), величину стоку слід обчислювати у вигляді шару стоку.

Шар стоку характеризує висоту шару води, який можна одержати, якщо всю кількість (або об'єм) води, що стікає з водозбору за будь-який інтервал часу, рівномірно розподілити по всій площі водозбору річки, до якої цей об'єм належить. Виражається шар стоку у мм та розраховується за формулою

$$Y = \frac{\overline{Q} \cdot T}{F \cdot 10^3} = \frac{W}{F \cdot 10^3}, \tag{3.12}$$

де Y – шар стоку, W – об'єм стоку води за розрахунковий інтервал часу (м^3), F – площа водозбору (км^2), 10^3 – перевідний коефіцієнт у мм.

Модуль стоку – це кількість води, яка стікає з одиниці площі водозбору за одиницю часу і виражається в літрах за 1 с з 1 км^2 площі водозбору (л/с×км^2). Модуль стоку води позначають через M та розраховують за формулою

$$M = \frac{Q \cdot 10^3}{F}, \tag{3.13}$$

де Q – будь-яка витрата води (як миттєва, наприклад, максимальна, так і середня витрата води за розрахунковий інтервал (м^3/с), F – площа водозбору (км^2), 10^3 – перевідний коефіцієнт із м^3 у л.

Іноді модуль стоку води, особливо максимальний, виражають у м^3/с·км^2, тоді при розрахунках із формули (3.13) треба виключити 10^3.

Коефіцієнт стоку – це відношення величини стоку води (шару чи об'єму) до кількості атмосферних опадів (виражених відповідно в мм чи в м^3 (км^3)), які випали на площу водозбору та зумовили виникнення цього стоку

$$\alpha = \frac{Y}{X} = \frac{W}{WX}, \tag{3.14}$$

де Y та X – шар стоку та шар опадів у мм, W та WX – об'єм стоку води та об'єм опадів у м^3 (або км^3).

Коефіцієнт стоку зазвичай розраховують для середніх багаторічних величин стоку води та опадів, іноді за водопілля чи паводок, при цьому досить ретельно в розрахунках виділяють опади, які саме сформували стік води водопілля чи паводку. Коефіцієнт стоку – величина безрозмірна. Опади зумовлюють стік води, тому стік не може перевищувати кількість опадів, що його формують. Коефіцієнт стоку змінюється від 0 до 1. Порівнюючи формули розрахунку основних характеристик стоку води, можна побачити, що вони

пов'язані між собою і досить легко отримати співвідношення між ними (табл. 3.3).

3.6.3. Методи визначення витрат води

Витрата води є показником річкового стоку, яка дає секундні значення кількості води, що протікає через поперечний переріз річки. Для її визначення необхідно знати на певний момент часу, яка була *швидкість течії* та площа *поперечного перерізу* річки.

Таблиця 3.3. Співвідношення між основними характеристиками стоку води

Характеристики стоку води	Витрата води *Q*, м³/с	Модуль стоку *M*, л/(с×км²)	Шар стоку *Y*, мм	Об'єм стоку *W*, м³
Витрата води, *Q*, м³/с	–	$\frac{M \cdot F}{10^3}$	$\frac{Y \cdot F \cdot 10^3}{T}$	$\frac{W}{T}$
Модуль стоку, *M*, л/(с×км²)	$\frac{Q \cdot 10^3}{F}$	–	$\frac{Y \cdot 10^6}{T}$	$\frac{W \cdot 10^3}{F \cdot T}$
Шар стоку *Y*, мм	$\frac{Q \cdot T}{F \cdot 10^3}$	$\frac{M \cdot T}{10^6}$	–	$\frac{W}{F \cdot 10^3}$
Об'єм стоку, *W*, м³	$Q \cdot T$	$\frac{M \cdot F \cdot T}{10^3}$	$Y \cdot F \cdot 10^3$	–

Швидкість течії річки, як вже з'ясовано, вимірюється за допомогою гідрометричного млинка або поплавків. Якщо швидкість течії вимірюється за допомогою гідрометричного млинка, обчислення витрати води проводиться *графомеханічним* або *аналітичним* способом.

Визначення витрати води графомеханічним способом. Для визначення витрати води графомеханічним способом необхідно проведення наступних робіт. Спочатку за даними вимірів глибин на промірних вертикалях на міліметровому папері в певному масштабі будується профіль поперечного перерізу річки при розрахунковому рівні води ∇PB, до якого відносять витрату води (рис. 3.12).

На профілі відмічаються промірні вертикалі, а також вертикалі, на яких вимірювалися швидкості течії. За даними вимірів швидкостей в окремих точках на вертикалях для кожної з них спочатку будуються епюри швидкостей, потім визначаються середні швидкості течії на них. На профілі поперечного перерізу, уверх від рівня води, у масштабі відкладають величини середніх швидкостей по вертикалях і через отримані точки проводять плавну лінію, яка відображає епюру розподілу середніх швидкостей течії по ширині річки ($V_{сер}$).

З цієї кривої знімають значення швидкостей вже для кожної промірної вертикалі і визначають для них величини елементарних витрат води q_i як добуток глибини h_i на швидкість V_i, тобто

$$q_i = V_i \cdot h_i, \text{ м}^2/\text{с}. \qquad (3.15)$$

Обчислені значення елементарних витрат води відкладають у масштабі вверх від лінії рівня води. Отримані точки плавно з'єднують і одержують криву

елементарних витрат води. Площа фігури, яка обмежена лінією кривої елементарних витрат води і лінією рівня води, і дорівнює загальній витраті води через даний поперечний переріз. Цю площу визначають планіметром.

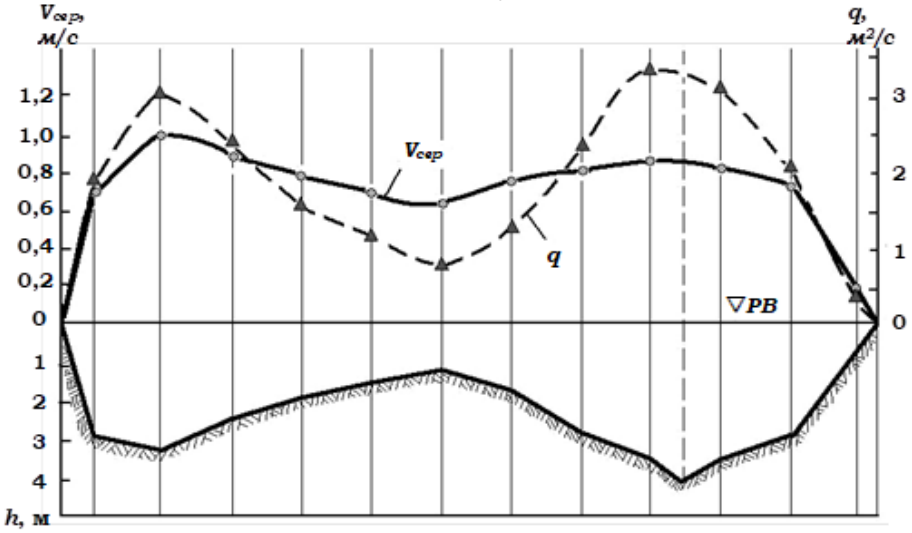


Рис. 3.12. Побудова епюри елементарних витрат води для обчислення витрати води через поперечний переріз річки графомеханічним способом

Якщо кривої елементарних витрат води не будують, то загальну витрату води можна обчислити за формулою

$$Q = k \cdot q_1 \cdot b_1 + \frac{q_1 + q_2}{2} \cdot b_2 + \ldots \frac{q_{n-1} + q_n}{2} \cdot b_{n-1} + k \cdot q_n \cdot b_n, \qquad (3.16)$$

де q_i – значення елементарних витрат води, b_i – відстань між промірними вертикалями, k – поправковий коефіцієнт до розрахунку витрат води біля берегів.

Визначення витрати води аналітичним способом. Визначення витрати води аналітичним способом виконується шляхом детальних обчислень площ поперечних перерізів між промірними вертикалями та середніх швидкостей між ними. Елементарні (часткові) площі визначаються як площі елементарних геометричних фігур – трикутників біля берегів і трапецій між промірними вертикалями. Сторони геометричних фігур являють собою глибини на промірних вертикалях h_1, h_2, h_3,… h_n, та відстані між ними b_1, b_2, b_3,… b_n. Побудував епюру розподілу середніх швидкостей течії по ширині річки, визначають значення середніх швидкостей для кожної промірної вертикалі V_1, V_2, V_3,… V_n. (рис. 3.13).

Витрата води через поперечний переріз річки обчислюється за формулою

$$Q = k_1 \cdot V_1 \cdot \frac{h_1 \cdot b_1}{2} + \left(\frac{V_1 + V_2}{2}\right) \cdot \left(\frac{h_1 + h_2}{2} \cdot b_2\right) + \ldots$$
$$\ldots + \left(\frac{V_{n-1} + V_n}{2}\right) \cdot \left(\frac{h_{n-1} + h_n}{2} \cdot b_n\right) + k_n \cdot V_n \cdot \frac{h_n \cdot b_{n+1}}{2}, \qquad (3.17)$$

де $\frac{h_1 \cdot b_1}{2}$ та $\frac{h_n \cdot b_n}{2}$ – площі поперечних перерізів біля берегів між урізами та першими до берегів промірними вертикалями (площі трикутників), $\frac{h_1 + h_2}{2} \cdot b_2 \ldots \frac{h_{n-1} + h_n}{2} \cdot b_n$ – площі поперечних перерізів між промірними вертикалями по ширині річки (площі трапецій), $\frac{V_1 + V_2}{2} \ldots \frac{V_{n-1} + V_n}{2}$ – швидкості між промірними вертикалями, *k* – поправочний коефіцієнт до швидкості течії біля берегів.

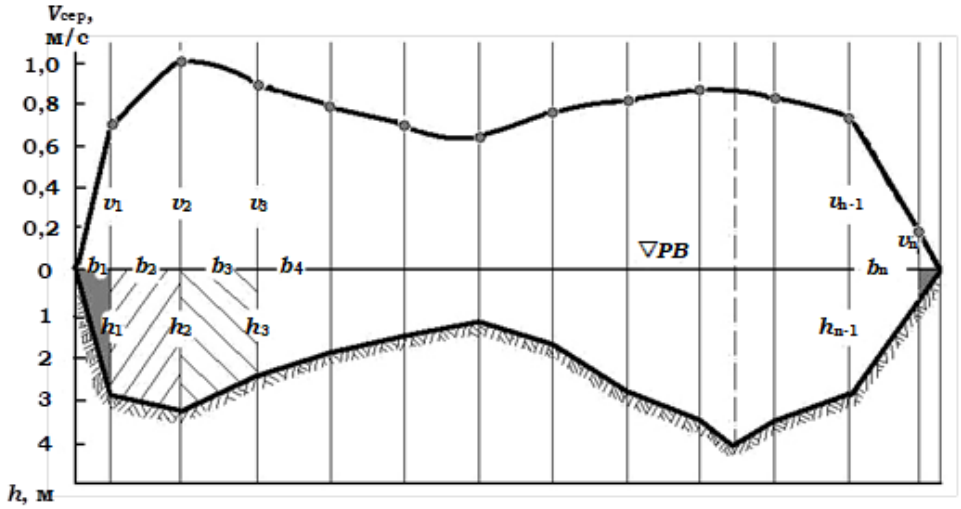


Рис. 3.13. Обчислення витрати води через поперечний переріз річки аналітичним способом

Як показала практика, розходження між результатами графомеханічної та аналітичної обробки витрат води не перевищують 2 %, тому у зв'язку з простотою розрахунків як основний метод визначення витрати води виміряних гідрометричним млинком прийнято аналітичний.

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

$$V_{пов} = L / t_{сер}, \qquad (3.18)$$

де *L* – відстань між верхнім і нижнім створами, м; $t_{сер}$ – середня тривалість ходу даної групи поплавків, с.

Обчислені для кожної групи значення швидкостей розглядаються як швидкості на швидкісних вертикалях. До кожної такої швидкісної вертикалі належить частина площі живого перерізу, межі якої встановлюють по серединах відстаней між швидкісними вертикалями. Помноживши значення

окремих площ поперечного перерізу ω_i на поверхневу швидкість $V_{\text{пов,і}}$ для цих площ, одержують окремі елементарні *фіктивні* витрати води

$$q_{\text{фікт,і}} = \omega_{\text{і}} \cdot V_{\text{пов,і}}\,. \tag{3.19}$$

Витрата води вважається *фіктивною* тому, що в розрахунках задіяна не середня в потоці швидкість течії, а поверхнева, яка більша за середню. Тому й значення витрат води будуть завищеними порівняно з реальними. Загальна фіктивна витрата води через поперечний переріз обчислюється як сума фіктивних витрат окремих площ, тобто

$$Q_{\text{ô ³ê ò}} = \sum_{\text{і=1}}^{n} q_{\text{ô ³ê ò,і}}\,. \tag{3.20}$$

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

$$Q_{\text{д}} = k \cdot Q_{\text{фікт}}\,. \tag{3.21}$$

Коефіцієнт *k* визначають на основі одночасного вимірювання витрат води для даної ділянки річки гідрометричним млинком і поплавками; коли таких вимірів немає, величину *k* для великих річок приймають залежно від характеристики русла та середньої глибини в межах 0,84–0,87 або обчислюють за формулою

$$k = c/\left(c + 8\right), \tag{3.22}$$

де *c* – коефіцієнт, який обчислюється за формулами Базена.

3.6.4. Криві витрат води, характерні витрати, гідрограф стоку

Процес визначення витрат води на річках (вимірювання швидкостей течії, промірні роботи) досить складний, трудомісткий, тому кількість вимірювань протягом року зазвичай обмежена. Для розрахунку середніх добових величин витрат води у практичній гідрології користуються графіками зв'язку рівнів води, вимірювання яких особливих труднощів не викликає, та епізодично виміряних витрат води. За такими графіками – їх називають ***кривими витрат води*** або графіками $Q=f(H)$ – за виміряними рівнями води можна визначити витрати води для будь-якої доби незалежно від того, вимірювалася в цей день сама витрата води чи ні. Іноді разом із кривою витрат води будуються криві залежності поперечних перерізів і швидкостей течії від рівнів води (рис. 3.14).

За кривими витрат води визначають не тільки щоденні витрати води, а й характерні. До ***характерних витрат води*** відносять витрати води різних фаз водного і льодового режиму річки, наприклад максимальні (пікові, строкові) витрати води водопілля і паводків, мінімальні витрати води межені, витрати води на початку весняного льодоходу тощо.

За даними щоденних витрат води будують календарний (хронологічний) графік їх коливання, який називається ***гідрографом стоку***. За гідрографом можна простежити динаміку змінювання витрат води протягом року або за окремі фази гідрологічного режиму – під час весняного водопілля, у паводкові періоди. При значній тривалості спостережень можна побудувати типовий

гідрограф. Методика побудови така ж, як і побудови типового графіка коливання рівнів води.

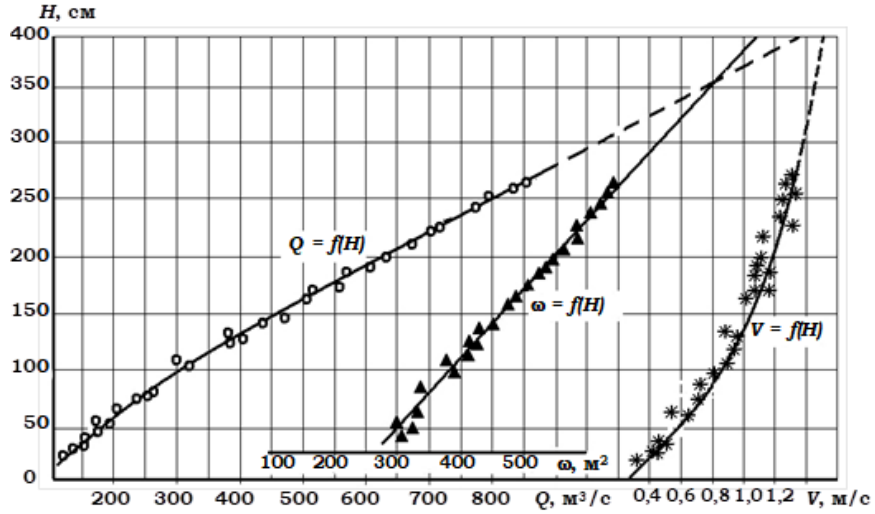


Рис. 3.14. Криві залежності витрат води (Q), площ поперечних перерізів (ω) та швидкостей течії (V) від рівнів води (H)

3.6.5. Формування стоку води

Стік води – це складний природний процес, формування якого відбувається під впливом різноманітних фізико-географічних чинників. Це насамперед чинники кліматичні (характер циркуляції атмосфери, режими температури і вологості повітря, кількість та інтенсивність атмосферних опадів, випаровування) та фактори підстильної поверхні (геологічна будова, рельєф, фізичні і водні властивості ґрунтів, гідрогеологічні умови, рослинний покрив, наявність озер, боліт тощо). Тобто формування стоку води – це багатофакторний процес, причому вплив різних природних чинників проявляється по-різному, але вони завжди взаємопов'язані та взаємозумовлені. На сучасному етапі важливою особливістю будь-якого річкового басейну є ступінь його перетворення господарською діяльністю, яка певною мірою впливає на формування стоку та його розподіл.

3.6.6. Вплив кліматичних чинників на стік

Клімат будь-якої території залежить від ресурсів та співвідношень тепла і вологи, які зумовлені нерівномірністю прогрівання Сонцем різних ділянок земної поверхні, безперервною циркуляцією повітряних мас із різними фізичними властивостями (густиною, температурою, вологістю тощо), а також чинниками, що формують значну просторову нерівномірність кількості опадів, їх випаровування та стоку. Кожна категорія тепло- та вологообігу характеризується своєю структурою і виражається через рівняння водного балансу, яке можна скласти для будь-якого річкового басейну. Для конкретного року це рівняння має вигляд

$$X = Y + Z \pm U\ , \qquad (3.23)$$

де *X* – сума атмосферних опадів, мм; *Y* – стік, мм; *Z* – випаровування, мм; *U* – зміна запасів вологи в басейні, мм. *У* сухі роки волога в басейні витрачається (*–U*), у вологі – накопичується (*+U*). Якщо обчислювати складові водного балансу за багаторічний період, то опади, стік, випаровування визначаються як середні за цей період, а накопичення і витрачання вологи в басейні при цьому врівноважується і величина ± *U* прямує до нуля. Тому рівняння водного балансу за багаторічний період буде таке

$$X = Y + Z\ , \qquad (3.24)$$

де $X,\ Y,\ Z$ – відповідно середня багаторічна кількість опадів, стоку і випаровування, мм. З рівняння (3.24) виходить, що середній багаторічний стік дорівнює різниці між середніми за рік величинами опадів і випаровування $\left(Y = X - Z\right)$. Треба відзначити, що взаємна компенсація накопичення і витрачання вологи (± *U)* в басейні річки відбуватиметься лише тоді, коли поверхневий і підземний вододіли збігаються. В іншому разі матиме місце або надходження води з іншого басейну, або віддача її.

Аналіз рівняння водного балансу для річкового басейну показують, що опади, які надходять на поверхню басейну, частково стікають у вигляді стоку, а частково витрачаються на випаровування. Кількісні частки стоку та сумарного випаровування залежать не тільки від кількості опадів, а від умов їх перерозподілу. Величина випаровування залежить від радіаційного балансу, а також від вологості повітря, тобто вона буде тим більшою, чим вищою буде температура повітря і чим меншою буде його вологість (або більшим дефіцит вологості). Випаровування як витратна складова водного балансу визнається для річкового басейну безповоротними втратами, тому що вважається, що вони виносяться за межі басейну повітряними потоками. Чим частішою над тією чи іншою територією буде зміна вологого повітря на сухе та навпаки (співвідношення циклонів та антициклонів), тим більшою буде величина випаровування за інших однакових умов.

З цього можна зробити висновок, що середній багаторічний стік в основному залежить від кліматичних чинників. Особливості співвідношення складових водного балансу можна простежити за класичною графічною залежністю середньорічних значень випаровування та стоку від опадів (рис. 3.15). Треба відзначити, що ця залежність досить схематична, але все ж таки дає загальні уявлення про деякі закономірності змінювання та співвідношення опадів, випаровування та стоку води.

За залежністю бачимо, що при нульових значеннях річних опадів значення випаровування та стоку теж дорівнюють нулю. При невеликих кількостях опадів вони навіть повністю витрачаються на випаровування, стоку майже не утворюється (крива $Z = f\left(X\right)$ виходить із початку координат під кутом 45°). Зі збільшенням опадів випаровування та стік збільшуються, випаровування при цьому прямує до своєї деякої межі Z_0, яка називається випаровуваністю (або випарністю) – це максимально можлива за даних кліматичних умов величина випаровування, якої воно може досягти відповідно до наявності вологи для випаровування і ресурсів тепла. Коли

фактичне випаровування Z наближається до максимально можливого Z_0, подальше збільшення опадів приводить до такого ж збільшення стоку.

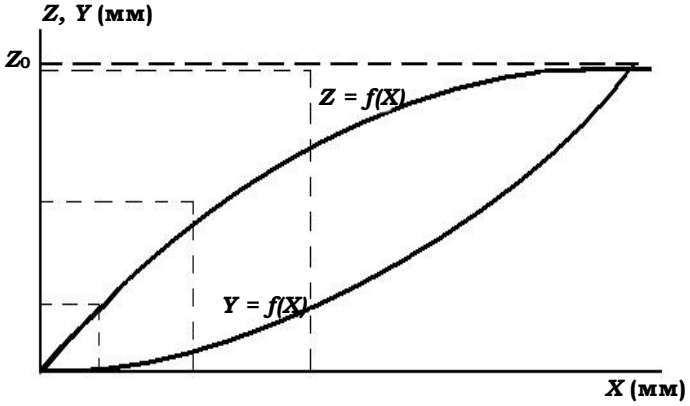


Рис. 3.15. Залежність випаровування (Z) і стоку води (Y) від опадів (X)

Чим більш посушливий клімат, тим різниця між випаровуваністю і фактичним сумарним випаровуванням більша. У тундрі випаровування наближається до випаровуваності, у пустелях при дуже невеликих кількостях атмосферних опадів воно набагато менше, ніж випаровуваність. Так, у Сахарі, де ресурс тепла досить великий, а вологи досить мало, при випаровуваності 2000–2500 мм фактичне випаровування менше ніж 100 мм.

Величини середніх багаторічних опадів, випаровування і стоку для деяких річкових басейнів наведено в табл. 3.4.

Кліматичні умови певної території – це один бік формування стоку. Розміри та конфігурація басейнів, геологічні умови та рельєф, ґрунтовий і рослинний покрив, озерність, заболоченість кожного окремого басейну зумовлюють істотну різницю в режимі навіть однакових за кліматичними умовами річок.

Таблиця 3.4. Значення елементів водного балансу для деяких річкових басейнів

Річка	Атмосферні опади, мм	Випаровування, мм	Стік, мм
Дніпро	660	546	114
Волга	657	470	187
Дон	585	477	78
Ганг	1200	695	505
Ніл	730	705	25

3.6.7. Вплив геологічних умов на стік

Геологічні умови впливають на річковий стік не безпосередньо, а через процеси інфільтрації і випаровування. Від геологічних умов залежить та кількість вологи, яка затримується у верхніх шарах порід та ґрунті і, отже, може бути витрачена згодом на випаровування і транспірацію. З іншого боку, ці ж умови визначають і ту кількість вологи, яка просочується вглиб і

витрачається на поповнення запасів підземних вод, які з часом надійдуть у русло річки та візьмуть участь у живленні. Водопроникні породи сприяють просочуванню опадів у ґрунт і, зменшуючи поверхневий стік, збільшують підземне живлення. Зрозуміло, що водонепроникні породи мають протилежний вплив.

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

3.6.8. Вплив рельєфу на річковий стік

Вплив цього постійного чинника виявляється в кількох напрямках.

Характер рельєфу визначає густоту річкової мережі, похили місцевості і русел, від яких залежить швидкість стікання по схилах і швидкість течії води в річці. Чим гористіші річкові басейни, тим більші похили місцевості в них, і, як наслідок – у гірських басейнах стік формується значно швидше, ніж на рівнинних. Звісно й конфігурація басейну визначається рельєфом. Гірські басейни невеликі за розмірами, мають витягнуту форму, досить вузькі.

Особливістю гірських річок є кліматична неоднорідність їх басейнів. Завдяки великій різниці у висотах навіть у межах невеликого гірського басейну можна виділити кілька кліматичних зон, які різко відрізняються між собою. Рельєф у даному випадку визначає своєрідні закономірності формування стоку, які проявляються в нерівномірності розподілу в басейні опадів, температури та вологості повітря. Опади з висотою місцевості в основному збільшуються, одночасно з цим при підвищенні місцевості зменшуються температура і дефіцит вологи повітря. Це спричиняє зменшення випаровування і збільшення стоку. Впливовими є також експозиції схилів щодо переважаючого переносу вологих повітряних мас. У даному випадку навітряні схили отримують значно більшу кількість опадів, тимчасом як протилежні схили характеризуються зменшенням кількості опадів. Те саме спостерігається в розподілі снігового покриву і не тільки в горах, а навіть і на рівнинних територіях. Якщо на рівнині висота снігового покриву в середньому становить 5–6 см, то в балках може досягати 100–110 см.

Рельєф також впливає на вологозатримувальну здатність річкового басейну, яка зумовлена наявністю на його поверхні численних понизь, заглиблень. Атмосферна вода, яка стікає схилами до річки, на своєму шляху спочатку заповнює такі нерівності рельєфу. На рівнинних басейнах дуже багато різного роду замкнених низин збирають і затримують воду на своїй поверхні і вона не може при формуванні стоку потрапити в річку. Для гірських водозборів завдяки великим похилам кількість осередків затримання води на поверхні значно менша. Отже, будова поверхні річкових басейнів є індивідуальною їхньою особливістю, яка певною мірою зумовлює різницю в режимі однакових за типом річок.

3.6.9. Вплив глибини ерозійного врізу на річковий стік

Частина атмосферних опадів, які випадають у річковому басейні, інфільтрується в ґрунти та породи і тим самим поповнює запаси підземних

вод. Якщо русло річки не досягає постійного водоносного горизонту, то річка живиться поверхневими водами, а вода, що просочилася глибше від ерозійного врізу, переходить у категорію безповоротних втрат для водозбору цієї річки.

У міру заглиблення ерозійного врізу русло річки перерізає один або кілька водоносних горизонтів, і тоді в живленні беруть участь підземні води (рис. 3.16).

З наведеної схеми видно, що русло 1 не доходить до водоносного горизонту, тому воно заповнюється поверхневими водами лише в період сніготанення або великих дощів. Це русла тимчасових водотоків і здебільшого з невеликою площею водозбору. Русло 2 перерізує перший водоносний горизонт. Тривалість періоду наявності стоку в руслі такого водотоку залежить від глибини врізу і характеру коливання рівнів підземних вод. При зниженні рівнів підземних вод за позначку дна річкового русла стік у ньому припиняється. Коливання рівнів цього водоносного горизонту можуть бути значними і залежать від впливу кліматичних чинників. Русло 3 заглиблене у два водоносних горизонти. Запаси вод другого водоносного горизонту досить постійні, і живлення цього русла підземними водами значніше і стале. Русло 4 має три водоносних горизонти, і басейн такої річки характеризується ще більш сталим стоком.

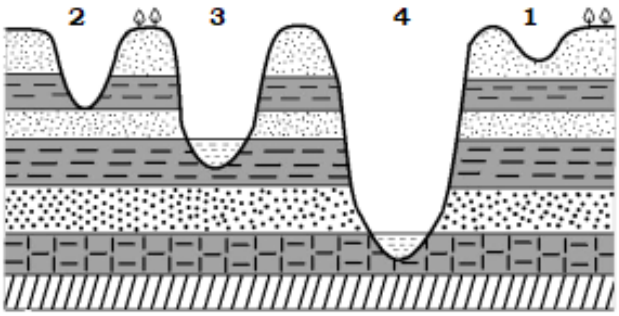


Рис. 3.16. Залежність водоносності річок (1-4) від кількості водоносних горизонтів, що вони перетинають

Отже, залежно від глибини ерозійного врізу, глибини залягання підземних вод та їх запасів змінюється частка підземних вод у живленні річок. Одні з них зовсім не дренують горизонти підземних вод (малі і тимчасові водотоки), інші дренують їх протягом певної частини року. Глибина ерозійного врізу найчастіше зростає зі збільшенням площі водозбору. У зв'язку з цим за однакових кліматичних умов величина стоку за рік менша з малих і тимчасових водотоків порівняно із середніми річками.

3.6.10. Вплив ґрунтового покриву та рослинності на річковий стік

Ґрунти річкового басейну значною мірою визначають його водопоглинальну здатність. Ґрунти можуть пропускати та утримувати у своїй товщі воду завдяки наявності в них великої кількості пор, величина ж поглинання залежить від крупності частинок самого ґрунту, його механічного

складу, структури, фізичних і водних властивостей. Крупнозернистий пісок добре вбирає воду, у глинисті ґрунти вона проникає значно гірше. Тому на річках, водозбори яких мають піщані ґрунти, стік води з них, за інших рівних умов, менший, ніж із водозборів, складених глинистими ґрунтами. Найбільш несприятливі умови для стоку будуть, очевидно, у випадку, якщо плоский рельєф басейну поєднується з піщаними ґрунтами. За таких умов поверхневе затримання води і поглинання її ґрунтом буде найбільшим.

Водопоглинальна здатність ґрунту залежить не тільки від його складу, а від стану його зволоженості, тобто ступеня заповнення його пор водою. Чим більше зволожені ґрунти, тим менше вони можуть поглинути води в подальшому і матимуть сприятливіші умови для формування стоку.

Для весняного стоку, який утворюється при таненні снігу, крім зволоження ґрунту, велике значення має його промерзання. Добре зволожені восени і промерзлі за зиму ґрунти стають водонепроникними для води, яка стікає по ньому, у той час як сухі ґрунти навіть у промерзлому стані здатні вбирати воду в досить великій кількості.

Рослинність. Поверхня більшості річкових басейнів покрита рослинністю – травами, сільськогосподарськими культурами, лісом тощо. Безпосередній вплив рослинності на стік полягає у збільшенні шорсткості земної поверхні. Трав'яний покрив збільшує опір руху води і тим самим трохи знижує швидкість її стікання по схилах.

Найбільший вплив на стік має ліс. Роль лісу у процесах стоку багатогранна. Однак деякі питання, пов'язані із гідрологічною роллю лісу, і дотепер залишаються дискусійними. Вплив лісу на водність залежить від низки причин і не може вирішуватися однаково в різних природних і господарських умовах. Насамперед треба мати на увазі, що й лісистість і стік перебувають у тісній залежності від клімату. За однакових кліматичних умов і лісистості цей вплив залежить від геоморфологічних умов, з якими тісно пов'язані процеси стікання води по поверхні землі, положення рівня підземних вод, від фізичних і водних властивостей ґрунтів і порід, від складу і густоти насаджень.

З одного боку, ліс безпосередньо впливає на кількість поглинутої вологи і тим самим є чинником, який зменшує поверхневий стік. З іншого боку, створюючи більш сприятливі умови для поглинання води ґрунтом, ліс поліпшує умови живлення підземних вод. Вода, яка поглинається лісовими ґрунтами, не тільки забезпечує підвищене живлення річок підземними водами, але у великих кількостях йде на випаровування з ґрунту та транспірацію. Причому втрати води на випаровування з ґрунту та через крони дерев більші, ніж з ґрунту без рослинності. Нарешті, впливаючи на розподіл снігу, інтенсивність його танення навесні і на швидкість стікання води, ліс безпосередньо впливає на характер перебігу водопілля та паводків. Завдяки тому, що крони дерев (особливо хвойних) затіняють сніг від сонця і швидкість вітру в лісі мала, танення снігу в ньому відбувається повільніше і довше, ніж на відкритих ділянках. Тому й водопілля на річках із залісеними басейнами триваліше, ніж на річках із польовими водозборами.

Треба відзначити, що вплив лісу проявляється й тоді, коли ліс покриває не всю площу водозбору, а займає десь його половину і не суцільно, а чергується з відкритими ділянками. Такий розподіл лісу найбільше впливає на зниження максимальної витрати та рівня води і тривалості водопілля, паводків.

Той же самий ефект спостерігається, якщо ліс зосереджений у верхньої частині басейну.

З вищезазначеного випливає, що ліс перерозподіляє вологу на поверхні водозбору і регулює режим формування стоку.

3.6.11. Вплив озерності та заболоченості на річковий стік

Регулювальний вплив озер та боліт на режим річок тим більший, чим більші розміри площ вони займають або контролюють у басейні.

Завдяки наявності в річковому басейні озер або боліт вода, яка утворюється під час сніготанення чи надходить від дощів, не одразу стікає в річку, а у значній кількості збирається та накопичується в озерах або болотах і вже пізніше поступово віддається ними на стік. Це, у свою чергу, веде до зниження максимальних витрат води під час водопілля та паводків і до збільшення їх тривалості.

Найбільш зарегульованими є річки, які безпосередньо витікають із великих озер. Для таких річок характерне дуже повільне змінювання витрат води в часі і невеликі їх коливання протягом року.

Стокорегулювальна роль боліт явно менша, ніж роль великих озер. Але ж при відносно великій їхній площі в басейні цей вплив на формування стоку може бути істотним. Вплив заболоченості, однак, не обмежується тільки цим. У певних умовах болота можуть істотно зменшувати весняний стік. Відбувається це тоді, коли попереднє літо та осінь були дуже сухі. Завдяки великому випаровуванню з болота в ці періоди вони підсихають і ємність їх значно збільшується, що неминуче викликає збільшення поглинання води і, як наслідок, зменшення стоку.

Відомо також, що випаровування з водної поверхні більше, ніж із поверхні суходолу, тому стік із басейну, де значні площі займають озера та болота, завжди менший.

3.6.12. Вплив господарської діяльності людини на стік води

Господарська діяльність людини, яка спричиняє зміни природних умов, не може не впливати на стік. При цьому слід розрізняти *штучне перетворення поверхні басейна* (вирубування або насадження лісів, розорювання земель та інші агро- та лісотехнічні заходи, зрошувальні та осушувальні меліорації) і *штучне перетворення гідрографічної мережі басейну та режиму самих річок* (спорудження гребель і водосховищ, каналів, шлюзів, здійснення інших гідротехнічних заходів у руслах річок – регулювання стоку, забір води, скиди зворотних вод, перекидання стоку та ін.).

Так, зі створенням водосховищ збільшується випаровування з водної поверхні, а отже зменшується стік, особливо в посушливих районах. Штучне зрошення веде до зменшення величини стоку річок, а в деяких районах (наприклад, Середньої Азії та Східного Закавказзя) вода окремих річок повністю розбирається на зрошення. Такі агротехнічні заходи, як снігозатримання, розорювання на великих територіях, впливають на умови формування поверхневого стоку переважно зменшуючи його. Насадження лісових смуг також спричиняє посилення інфільтрації вологи в ґрунті, тобто частина поверхневого стоку переводиться в підземний.

3.6.13. Норма річного стоку

Витрати води в річках зазнають безперервних змін. У гідрології існують два основних підходи щодо аналізу таких змінювань. При першому – *генетичному* – аналізують причини змінювання стоку, виявляють зв'язки коливань стоку з визначальними чинниками (в основному кліматичними). При іншому – *імовірнісному* – оцінюють імовірність настання на річці тих чи інших витрат води: чим більше відрізняється витрата води в певний момент часу в більший або в менший бік від деякої середньої величини, тим менша ймовірність такого явища. Для цього в гідрології розроблено систему спеціальних математичних методів статистичного та ймовірнісного оцінювання коливань річкового стоку. При цьому величини стоку в математичній статистиці називають випадковими, а часову послідовність – варіаційним рядом. Однією з основних характеристик варіаційного ряду є середня арифметична величина за багаторічний період, яку прийнято називати ***нормою стоку*** та можна обчислити за формулою

$$\bar{Y} = \frac{\sum_{i=1}^{n} Y_i}{n}, \qquad (3.25)$$

де $\bar{Y}$ – середня арифметична величина, $\sum_{i=1}^{n} Y_i$ – сума членів варіаційного ряду; n – кількість його членів.

Якщо дані щодо стоку охоплюють порівняно короткий час, норма стоку обчислюється за допомогою так званого приведення до багаторічного періоду. Зазвичай приведення роблять графічно, шляхом встановлення залежності між стоком даної річки і стоком річки-аналога, дані щодо стоку якої є за тривалий період.

3.6.14. Просторовий розподіл стоку води

Оскільки стік води – результат складного впливу фізико-географічних чинників, умови його формування змінюються у просторі, тому й величина стоку розподілена по території нерівномірно. Отримати об'єктивне уявлення про просторовий розподіл стоку можна, якщо аналізувати змінювання витрат води або об'ємів стоку за довжиною річки або розглядати розподіл по території характеристик стоку – шару, модуля чи коефіцієнта стоку, які не залежать від площі басейну і тому їх можна картографувати.

Найбільш зручною і показовою для характеристики розподілу стоку на будь-якій території є карта стоку, на якій проведені лінії однакових, величин стоку (ізолінії модулів стоку або річного шару стоку). Для побудови такої карти спочатку за даними фактичних спостережень обчислюють норми стоку окремих річок. Одержані величини позначають на карті біля точок центрів ваги річкових басейнів. Користуючись нанесеними на карту величинами норм стоку, проводять ізолінії стоку, які з'єднують точки з однаковими величинами норми стоку.

Карти стоку дають повне уявлення про розподіл стоку по території, з їх допомогою та за картами суми атмосферних опадів можна визначити величину сумарного випаровування з поверхні басейну річки, виходячи з рівняння водного

балансу за багаторічний період, за яким випаровування дорівнює різниці опадів та стоку води ($Z = X - Y$).

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

Для цього потрібно виділити (оконтурити) на карті стоку даний басейн, знайти центр його ваги і визначити характеристику стоку або за ізолінією, яка проходить через центр ваги басейну, або за лінійною інтерполяцією між двома сусідніми ізолініями, які проходять вище і нижче від центра басейну. Наприклад, на рис. 3.17 модуль стоку буде дорівнювати приблизно 6,85 л/с×км^2. Центр ваги річкового басейну найпростіше визначити графічно. Для цього проводять лінії в довільних напрямках із таким розрахунком, щоб вони перетиналися і щоб кожна ділила площу басейну приблизно на дві рівні частини. Точка перетину цих ліній і буде центром ваги басейну.

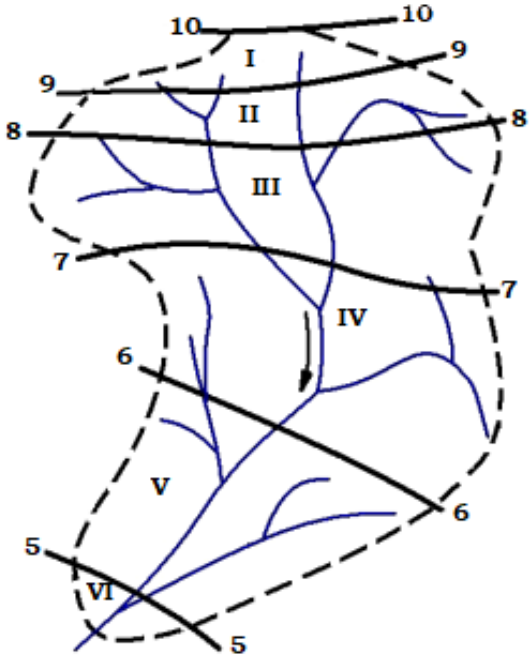


Рис. 3.17. Визначення норми стоку за картою ізоліній (л/с×км^2)

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

$$M = \frac{m_{\text{і}} f_1 + m_2 f_2 + \ldots + m_{\text{n}} f_{\text{n}}}{F}, \qquad (3.26)$$

де $f_1, f_2, \ldots f_{\text{n}}$ – площі між суміжними ізолініями; $m_1, m_2, \ldots m$ – середні значення модулів стоку; F – уся площа водозбору.

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

Найхарактернішими особливостями розподілу середнього багаторічного стоку води (норми) по території України є: 1) широтна зональність, особливо добре виявляється на рівнинній території у закономірному зменшенні стоку води з півночі на південь; 2) зменшення величини стоку із заходу на схід, пов'язане з віддаленням від джерел вологи (від Атлантичного океану), тобто збільшення континентальності клімату; 3) збільшення стоку в гірських та передгірних районах, причому схили гір, обернені до вологоносних вітрів, мають більший стік, ніж підвітряні схили.

3.7. Внутрішньорічний розподіл стоку

3.7.1. Загальна характеристика

Стік води в річках протягом року розподіляється нерівномірно. Це залежить від низки фізико-географічних чинників, які можуть змінюватися протягом року або протягом багатьох років залишатися незмінними.

Величина річкового стоку за будь-який проміжок часу є одним з елементів водного балансу. Співвідношення між елементами водного балансу протягом року не залишається незмінним, у зв'язку з чим, починаючи з осені в річкових басейнах волога накопичується, а з кінця весни – витрачається. Відповідно до цього при вивченні водного режиму часто користуються ***гідрологічним роком***, початком якого в північних районах уважають вересень, а в південних – жовтень – листопад. Від зміни співвідношення елементів водного балансу протягом року залежить *внутрішньорічний розподіл річкового стоку*, який показує узагальнені характеристики стоку води за місяцями, сезонами або фазами гідрологічного режиму у відсотках (%) від річних значень стоку.

Формування стоку за рахунок атмосферних опадів. Можливість формування стоку за рахунок атмосферних опадів, які випадають за даний проміжок часу, залежить від низки причин. Якщо частина опадів випадає у вигляді снігу, то при від'ємних температурах повітря вони зберігаються на поверхні річкового басейну і поверхневого стоку в цей період майже немає. Тільки з початком сніготанення в даному випадку утворюється стік. Очевидно, що в зимовий період опади певною мірою впливають на зміну величини ($+U$) у рівнянні водного балансу (3.23). Якщо опади випадають лише у вигляді дощу, то внутрішньорічний розподіл стоку визначається режимом опадів і здатністю ґрунтів вбирати певну кількість вологи. Останнє залежить від фізичних властивостей ґрунту.

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

На річках європейського узбережжя Атлантичного океану основна маса стоку припадає на холодний період року, тимчасом як найбільша кількість опадів випадає в теплий. Незначний стік улітку є результатом значних втрат вологи на просочування у ґрунт та випаровування під впливом високих температур повітря.

У басейнах річок, живлення яких в основному відбувається за рахунок ***накопиченого за зимовий період снігу***, внутрішньорічний розподіл характеризується концентрацією стоку за рахунок сніготанення в період весняного водопілля. До таких належать річки Східноєвропейської рівнини. Змінювання в розподілі стоку протягом року на таких річках залежить від наявності і потужності інших джерел живлення – дощів і ґрунтових вод. При недостатній кількості цих видів живлення на частку весняного стоку припадає від 80 і навіть до 100 % від річної його величини. Меженний стік на зазначених річках незначний або взагалі відсутній. Зі збільшенням дощового й ґрунтового живлення внутрішньорічний розподіл стоку стає більш рівномірним.

3.7.2. Річки України

Для більшості рівнинних річок України основна частка стоку припадає на весняне водопілля, величина якого є основною причиною нерівномірності річного стоку, що значною мірою визначає розподіл стоку протягом року (рис. 3.18, а, б). З просуванням з півночі на південь у рівнинних районах України річна величина стоку зменшується переважно за рахунок зменшення об'єму весняного водопілля і збільшення випаровування в теплу частину року.

У гірських районах України, де основними джерелами живлення річок є опади, які у значних кількостях випадають як у теплий, так і в холодний період року, внутрішньорічний розподіл стоку більш рівномірний (рис. 3.18, в, г).

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

Від кліматичних умов залежить зміна умов живлення річок, а також зміна в розподілі стоку протягом року. Інші фізико-географічні чинники (рельєф, ґрунти, озерність, лісистість, заболоченість), які відображають природну і штучну зарегульованість стоку в басейні річки, можуть значною мірою змінити внутрішньорічний розподіл стоку, характерний для даного кліматичного району.

На внутрішньорічний розподіл стоку значною мірою впливає господарська діяльність людини. Створення водосховищ, забір води на зрошення, водопостачання, перекидання води з одного басейну в інший може спричинити глибокі зміни в перерозподілі стоку протягом року.

Прикладом такого впливу може бути порівняння внутрішньорічних розподілів стоку води р. Дніпро до і після створення водосховищ (табл. 3.5).

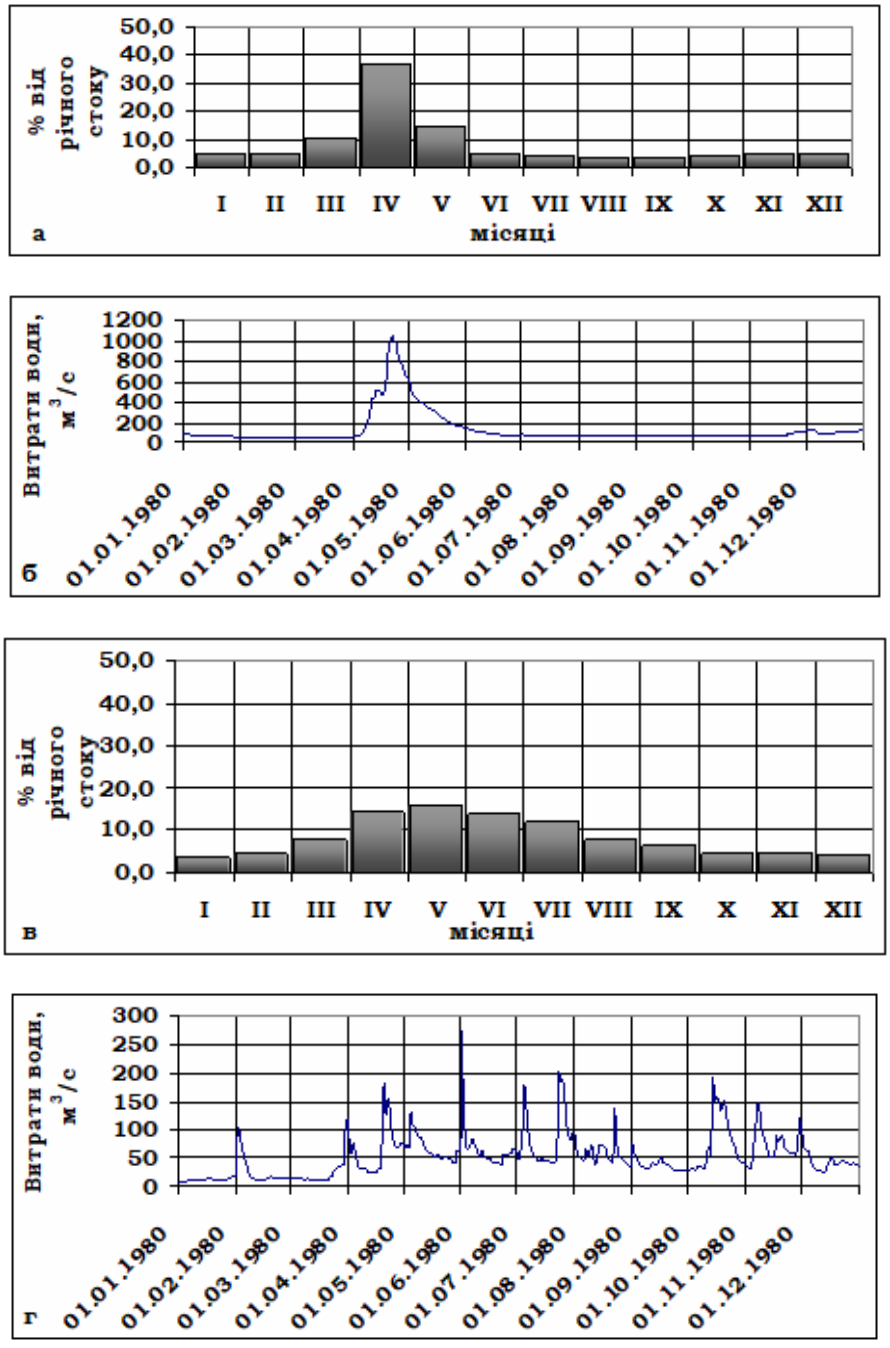


Рис. 3.18. Внутрішньорічний розподіл стоку: а) рівнинної річки; в) гірської річки. **Відповідні гідрографи стоку за 1980 р**.: б) р. Сейм – с. Мутин (басейн р. Десна), г) р. Тересва – с. Нересниця (басейн р. Тиса)

Таблиця 3.5. Вплив створення водосховищ на внутрішньорічний розподіл стоку р. Дніпро

Стан р. Дніпро	Стік у % від річного			
	С е з о н			
	весна	літо	осінь	зима
До створення	54	18	18	10
Після створення	23	22	27	28

Треба відзначити, що фізико-географічні чинники впливають на внутрішньорічний розподіл стоку річок лише для басейнів, розташованих в однорідних природних умовах або близьких до цього. При значних розмірах басейнів фізико-географічні чинники можуть змінюватися по території водозбору. Відповідно до цього й внутрішньорічний розподіл стоку окремих частин такого басейну може бути різним. Режим же головної річки, а звідси – й внутрішньорічний розподіл стоку можуть зазнавати значних змін за довжиною річки.

3.8. Максимальний і мінімальний стік річок

3.8.1. Максимальний стік

Максимальний стік формується під час водопілля та паводків у результаті надходження в річки талих снігових і льодовикових або дощових вод. При цьому спостерігається загальне підвищення величини стоку за період їх проходження, а також і найвищі миттєві значення стоку. Тому максимальний стік за період проходження водопілля чи паводку характеризується через шар або об'єм стоку, а також через максимальну витрату води чи максимальний модуль стоку водопілля чи паводку.

Формування максимального стоку відбувається у процесі взаємодії низки чинників, основними з яких є гідрометеорологічні умови та характер підстильної поверхні водозборів. До гідрометеорологічних чинників належать: запаси води у снігу, кількість опадів, інтенсивність сніготанення чи дощу, тривалість опадів, частота їх випадіння, розмір територій, охопленої одночасним сніготаненням або дощем, втрати води на випаровування. Площа та висота водозбору, рельєф місцевості (крутизна схилів, похил річки), ґрунтовий, рослинний покрив, наявність боліт, озер та інші чинники визначають втрати стоку на інфільтрацію, поверхневе затримання та їх динаміку, швидкість стікання води по схилах долини і руслах річок.

На рівнинній території України максимальні витрати води та об'єми стоку в основному формуються під час сніготанення в періоди весняного водопілля, коли проходить 40–80 % стоку від загального за рік (див. рис. 3.18, б). Найбільші весняний стік та максимальні витрати на рівнинних річках України були сформовані в 1845, 1877, 1895, 1908, 1917, 1924, 1931, 1932, 1942, 1970, 1979, 1982, 1998, 2006, 2013, 2023 рр.

У гірських районах Українських Карпат (басейни річок Тиса, Дністер та Прут) та Кримських гір формуються надзвичайно високі дощові та сніго-дощові паводки через інтенсивні зливові дощі влітку та інтенсивні зимові відлиги зі швидким сніготаненням, які супроводжуються дощами. Великі похили місцевості в горах сприяють тому, що під час зливових дощів чи сніготанення

узимку процеси формування стоку води відбуваються досить інтенсивно та зумовлюють на гірських річках швидкоплинні перебіги паводків. Усе це зумовлює те, що в гірських регіонах найбільші об'єми та максимальні витрати води можуть спостерігаються в періоди проходження паводків і часто переважають повеневі (рис. 3.18, г). Найвищі та катастрофічні паводки на річках Карпат спостерігалися в 1912, 1927, 1941, 1947, 1957, 1969, 1970, 1980, 1992, 1993, 1996, 1998, 2001, 2008, 2010, 2020 рр., Криму – 1949, 1969, 1982, 2021 рр.

Для порівняння, модулі стоку максимальних паводкових витрат води карпатських річок досягають (з водозборів 100–200 км^2) 2000–3000 л/с з 1 км^2; у Гірському Криму – 500–1500 л/с з 1 км^2. На рівнинних річках вони не перевищують 200–300 л/с з 1 км^2.

3.8.2. Мінімальний стік

Мінімальний стік річок формується в основному під впливом особливостей підземного живлення річок. Фізико-географічні умови створюють загальний фон формування підземного стоку, а ступінь розчленованості річками поверхні землі разом із гідрогеологічними особливостями визначають локальний характер стоку підземних вод у річки. Завдяки цьому при загальній тенденції до зонального розподілу мінімального стоку на рівнинній території, зокрема на території України, спостерігається досить значна строкатість у зміні цієї величини в окремих районах, причому для малих річок азональні чинники набувають великого, а іноді й вирішального значення.

Так, у межах Східноєвропейської рівнини найменші величини мінімального стоку спостерігаються в південних районах, на узбережжі Чорного та Азовського морів та в південно-східній частині басейну р. Дон, де модулі мінімального стоку зменшуються до нуля (річки пересихають). На північ по всій території Східноєвропейської рівнини мінімальні модулі стоку підвищуються до 2 л/с×км. В окремих районах залежно від місцевих гідрогеологічних умов відхилення від цієї загальної схеми можуть бути досить значними.

У низці районів річки пересихають і перемерзають унаслідок виснаження запасів підземних вод. Особливо часто річки перемерзають на північному сході Сибіру, причому навіть ті, які мають площу водозбору до 200 тис. км^2 (річки Індигірка, Оленьок та ін.). Пересихають річки в південних посушливих районах (у степовій, напівпустельній та пустельній зонах). В Україні таке спостерігається в Приазов'ї та Причорномор'ї, наприклад пересихають річки Чорний Ташлик, Гнилий Єланець, Громоклія та ін.

3.9. Термічний режим річок

3.9.1. Сезонні коливання температури води

Тепловий, або *термічний*, режим річок формується в результаті теплообміну між їхньою водною масою і навколишнім середовищем (атмосферою і літосферою). Теплообмін проходить по-різному при відкритій водній поверхні і при льодоставі: у літній період інтенсивніший теплообмін відбувається з атмосферою, а взимку – з руслом річки. Улітку водна маса віддає тепло руслу річки, взимку, навпаки, потік тепла йде від русла до води.

Співвідношення між елементами теплового балансу змінюються разом із зміною метеорологічних умов. Тому кожному сезону року властиві певні співвідношення між прибутком і втратою тепла. Навесні і влітку прибуток тепла перевищує його втрату і вода нагрівається (рис. 3.19).

Максимальна температура води буває в липні – серпні (25–34 °С), коли встановлюється рівновага між надходженням і витрачанням тепла. Частину тепла в ці сезони вода віддає породам, які складають русло і мають нижчу температуру.

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

Через турбулентне перемішування водна маса швидко реагує на зміни метеорологічних умов, і зміна температури води відбувається майже паралельно зміні температури повітря, хоча спостерігаються й деякі відмінності. Так, у першій половині теплого періоду (особливо під час весняного водопілля) температура води нижча за температуру повітря, а потім навпаки.

Мінімальна температура води буває на початку льодоставу. Під льодовим покривом температура води в річках залишається постійною (близько 0 °С).

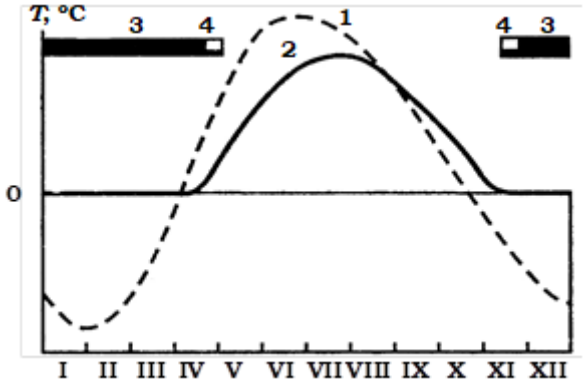


Рис. 3.19. Типова зміна температури повітря (1) і води (2) для річок помірного клімату: 3 – льодостав; 4 – льодохід (I–XII місяці)

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

3.9.2. Добові коливання температури води

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

добова амплітуда температури води в цей період невелика через меншу тривалість ночі і на великих річках не перевищує 1 °С. На південь вона зростає до 2–3 °С. У цілому ж на малих річках добові коливання температури води більші, ніж на великих; при ясній погоді амплітуда цих коливань більша, ніж при хмарній.

3.9.3. Зміна температури води в живому перерізі та за довжиною річки

Температура води змінюється по живому перерізу і за довжиною річок. По ширині і глибині річки температура води внаслідок турбулентного перемішування змінюється мало, тобто має місце однорідність (гомотермія) в її розподілі. Проте в окремі сезони спостерігаються деякі особливості в розподілі температури води як по ширині, так і по глибині. Зокрема, влітку температура біля берегів вища, ніж на середині річки, а восени навпаки; на великих річках різниця температури може досягти 3–4 °С. Улітку вдень вода на поверхні тепліша, ніж біля дна, а вночі – навпаки; різниця в температурі по глибині може становити 2–3 °С.

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

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

Температура води річок, які витікають з озер, тісно пов'язана з температурою озерних вод, причому вплив останньої на температуру води в річці поширюється на тим більшу відстань, чим більша водна маса озера. Далі температура води вирівнюється і набуває таких же значень, як в інших річках, що протікають на прилеглих територіях. Часто температура води в річках змінюється нижче впадіння великих приток і нижче водосховищ. Нерідко температура води в річках помітно підвищується в тих місцях, де в річки скидають підігріті стічні води теплових електростанцій та промислових підприємств.

3.9.4. Тепловий стік

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

$$W_{\text{Т}} = C_{\text{Р}} \rho t \omega , \qquad (3.27)$$

де $W_{\text{Т}}$ – тепловий стік, Дж, за проміжок часу Δt, $C_{\text{Р}}$ – питома теплоємність води, ρ – густина води, *t* – середня температура води, *w* – стік (об'єм) води, м^3, за той же проміжок часу Δt.

Температура води річок є показником, який впливає на деякі особливості їхнього гідрологічного режиму і можливості використання. Зокрема з температурою води пов'язані льодові явища, хімічні і біологічні процеси (від температури води залежить, наприклад, розчинність газів, швидкість перебігу багатьох хімічних реакцій, життєдіяльність організмів тощо), перенесення завислих наносів потоком (гідравлічна крупність дрібних частинок залежить від в'язкості, а остання, у свою чергу, – від температури води). Температура води визначає, поряд із мінералізацією і хімічним складом розчинених у ній речовин, якість води. Нарешті, температура води є важливим показником при використанні її в побуті (як питної води, для купання) і народному господарстві (зрошення, охолодження установок тощо).

3.10. Зимовий режим річок

Зимова межень як фаза водного режиму супроводжується, як правило, появою різних льодових утворень. Початком зимової межені вважають дату встановлення стійких від'ємних температур повітря, наслідком чого стає поява на річці льодових утворень, а закінченням зимової межені – дату очищення річки від льоду. Зміна в часі процесів виникнення, розвитку і руйнування льодових утворень на річках називається ***льодовим режимом***, а сукупність всіх процесів, які проходять у річках протягом періоду з переважанням від'ємних температур повітря, характеризує зимовий режим річки.

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

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

3.10.1. Замерзання річок

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

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

Забереги – смуги тонкого нерухомого льоду, який утворюється вздовж берегів річок перед їх замерзанням; забереги бувають первинні, постійні, наносні та залишкові. Первинні забереги виникають у тихі морозні ночі; вдень при підвищенні температури повітря вони можуть танути. У міру зниження температури утворюються постійні забереги, які поступово збільшуються, поки не настане льодостав. Під час осіннього льодоходу лід, що пливе по річці, і шуга прибиваються до берегів, примерзають до них і утворюють

наносні забереги, зазвичай із нерівною поверхнею. Лід, який залишився біля берегів при таненні льодового покриву, утворює залишкові забереги.

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

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

Внутрішньоводний лід – непрозора губчаста льодова маса, яка складається з хаотично зрослих між собою кристаликів льоду, утворюється на багатьох річках перед початком льодоставу. Основною умовою утворення внутрішньоводного льоду є переохолодження річкової води і наявність у ній ядер кристалізації (кристаликів льоду, завислих мінеральних частинок тощо). Внутрішньоводний лід, який утворюється на нерівностях дна річки, називається ***донним льодом***. Зазвичай він утворюється на кам'янистих ділянках дна річки при великих швидкостях течії.

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

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

Стійкі льодові утворення на річках північного сходу України з'являються в другій-третій декаді листопада, у лісостеповій зоні країни – у другій половині листопада – на початку грудня і спостерігаються в обох регіонах протягом 10–25 днів; у степовій зоні такі утворення з'являються наприкінці листопада – на початку грудня і тривають дещо менше 10–20 днів.

Ранні строки появи льодових утворень випереджають середні приблизно на 2–3 тижні, а пізні – більш ніж на місяць. Після початкових льодових утворень настає льодостав.

3.10.2. Льодостав

Льодостав – період, протягом якого на річках та інших водних об'єктах стоїть нерухомий льодовий покрив. Льодоставом називають також процес утворення суцільного льодового покриву на поверхні річки тощо. На річках України в зоні мішаних лісів льодостав настає наприкінці листопада – у другій декаді грудня, південніше, в степовій зоні – наприкінці грудня. На річках Карпат льодостав утворюється наприкінці грудня – в першій декаді січня, причому він нестійкий, що пояснюється великими швидкостями течії гірських річок, а тому тут не буває суцільного льодового покриву. Тривалість льодоставу на річках Карпат – 50–90 днів, у південних районах республіки – 60–90, у центральних – 70–100, північних – 90–120, у північно-східних – 120–130 днів. Закінчується льодостав скресанням водних об'єктів. Унаслідок частих відлиг у помірні й особливо в теплі зими спостерігається кілька скресань і льодоставів.

Товщина льоду на початку льодоставу зазвичай не перевищує 5–10 см, наприкінці лютого – на початку березня збільшується до 30–60 см, а в суворі зими на річках північного сходу України досягає 80–135 см. Мінімальна товщина річкового льоду, при якій допустимий вихід на нього людей, становить 8 см, причому зимовий лід міцніший за осінній в 3 рази, а за весняний – в 5 разів.

У період льодоставу деякі ділянки річок протягом тривалого періоду, а іноді й протягом усієї зими, не замерзають. Такі ділянки називають ***ополонками*.** Вони бувають динамічного і термічного походження. 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 в місцях виходу підземних вод або при скиданні підігрітих промислових стічних вод і досягають значних розмірів. Ополонки між льодовими полями називають ***розводинами***.

3.10.3. Скресання льоду

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

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

При весняному льодоході, на відміну від осіннього, можливі значні ***льодові затори*** (переважно на крутих поворотах, у звуженнях русел, біля гідротехнічних і інших споруд). Це може викликати затоплення прилеглої місцевості і значні деформації берегів. Інтенсивність льодоходу (густина льоду) оцінюється в балах: на річках – за 10-бальною системою; на озерах і

водосховищах – за 3-бальною. Тривалість весняного льодоходу в середньому становить 5–10 днів. На малих річках льодовий покрив часто розтає на місці і весняного льодоходу не буває.

Скресання водних об'єктів в Україні проходить в різні строки і залежить від кліматичних умов, джерел живлення, будови русел річок, динаміки потоку тощо. У зоні мішаних лісів скресання спостерігається в другій-третій декадах березня, у лісостеповій – у першій-другій декадах березня, у степовій зоні – на початку березня.

Річки Карпат скресають наприкінці лютого – на початку березня. На багатьох гірських річках суцільного льодоставу не буває через великі швидкості течії. Скресання річок або їхніх окремих ділянок взимку можливе і в інших районах країни, воно має, як правило, техногенний характер і спостерігається, наприклад, у теплі зими, біля ГЕС, при скиданні в річки більш теплих стічних вод. Скресання річок весною завершується повним очищенням їх від льодових утворень.

3.11. Енергія та робота річок

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

Енергія річки на будь-якій ділянці довжиною *L* км при падінні на цій ділянці *Нм* і середній витраті води *Q* м^3/с за одиницю часу дорівнює *А* = 1000*Н*·*Q* кгс×м. Величина секундної енергії на даній ділянці річки, переведена в кіловати, називається потужністю брутто або кадастровою потужністю. Оскільки 1 квт дорівнює 102 кгс×м, то потужність на цій ділянці річки в кіловатах становить

$$N = \frac{1000 \cdot Q \cdot H}{102} = 9{,}81 \cdot Q \cdot H \text{, кВт.} \qquad (3.28)$$

Потужність річки на тій самій ділянці в кінських силах (1 к. с. = 75 кгс/м) дорівнюватиме

$$N = \frac{1000 \cdot Q \cdot H}{75} = 13{,}33 \cdot Q \cdot H \text{, к. с.} \qquad (3.29)$$

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

Щороку всі річки земної кулі виносять у моря 45000 км^3 води. Якщо прийняти, що середнє перевищення суходолу над рівнем океану становить 875 м, то можна підрахувати роботу всіх річок:

$$A = 45000 \cdot 1000^3 \cdot 1000 \cdot 875 = 39{,}4 \cdot 10^3 \text{ кгс×м,} \qquad (3.30)$$

де 1000^3 і 1000 – перевідні коефіцієнти до єдиної розмірності, кгс×м – кілограм-сила-метр.

3.12. Річкові наноси

3.12.1. Загальна характеристика

Річковими наносами називають тверді частинки, які переміщує потік, і вони утворюють руслові та заплавні відклади. Наноси формуються в результаті водної ерозії. ***Водна ерозія*** – це процес руйнування земної поверхні під дією текучих вод. Її інтенсивність залежить як від енергії водотоків, так і від протиерозійної стійкості ґрунтів водозборів. Ерозія поверхні водозбору буде тим більшою, чим більша швидкість течії води і менш стійкі до розмиву ґрунти. Енергія текучих вод визначається їхньою витратою і падінням, тобто вона залежить від величини стоку і рельєфу місцевості. Тому ерозія при одній і тій же кількості води буде більшою на крутих схилах і меншою на пологих. Разом з тим – чим більшим буде стік, тим більшим буде розмив.

Стійкість поверхні до розмиву залежить від властивостей порід, ґрунтів і рослинного покриву, які складають цю поверхню. Різні види порід і ґрунтів по-різному піддаються розмиву. Найстійкішими є корінні породи, найменш стійкими – осадові. Рослинність у цілому зменшує інтенсивність ерозії. Останнім часом з'явився ще один чинник, який інтенсифікує ерозійні процеси, – антропогенний, тобто пов'язаний із діяльністю людини. Збільшення розораності територій, вирубування лісів, осушення земель спричиняють зростання змиву із земної поверхні.

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

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

Наноси – це уламки гірських порід або частинки ґрунтів, розміри яких можуть змінюватися в широких межах. Тому за геометричною крупністю наноси поділяють на фракції (табл. 3.6).

Таблиця 3.6. Класифікація наносів за фракціями

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

Із загальної кількості частина наносів переноситься водами річок у завислому стані, а частина перетягується по дну. Залежно від цього річкові наноси поділяються на ***завислі*** та ***донні*** (тягнені). Цей поділ дещо умовний, тому що наноси одного виду можуть перейти в інший залежно від швидкості течії. Стрибкоподібний перехід наносів з одного виду в інший має назву ***сальтації***.

3.12.2. Поняття про завислі наноси

Наявність у воді частинок у завислому стані, які мають значно більшу питому вагу, ніж вода, пояснюється дією сил, які здатні відривати частинки від дна та берегів, підняти в товщу води і затримувати їх випадання. *G* – сила ваги частинки.

Відрив твердих частинок від дна зумовлений підйомною силою *($F_п$)*, яка виникає внаслідок несиметричного обтікання їх потоком (рис. 3.20).

Відірвана від дна частинка потрапляє в турбулентний потік, де є вертикальні складові швидкостей. Вони тримають її у завислому стані. При зменшенні підйомної сили частинка може знову опуститися на дно і залишитися там, поки величина $F_п$ знову не буде достатньою для її підняття. Цей процес залежить від пульсації швидкостей у потоці.

Крім підйомної, у потоці існує і лобова сила ($F_λ$), яка діє на грань частинки ґрунту, повернену проти течії. Вона зумовлює поступальний рух частинки в потоці. Між вказаними силами існують певні співвідношення. Дослідженнями встановлено, що підйомна сила складає приблизно 1/3–1/2 лобової сили. Вона найбільша біля дна і найменша біля поверхні води. Турбулентний режим течії сприяв рівномірному розподілу завислих наносів у потоці. Але цьому вирівнюванню перешкоджає сила ваги частинки (*G*), яка постійно спрямовує її в нижні його шари. Отже, чим інтенсивнішим буде турбулентне перемішування, тим рівномірніше потік буде насичений наносами.

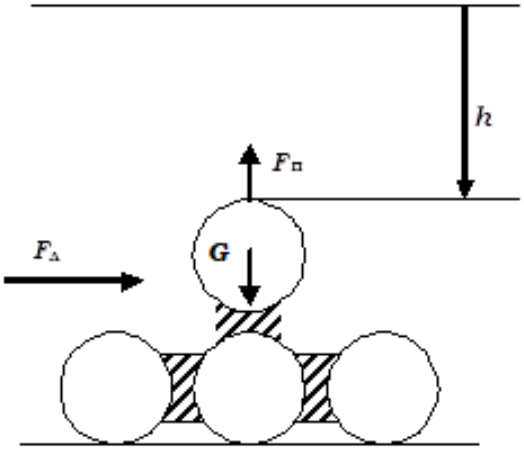


Рис. 3.20. Схема сил, які діють на частинку ґрунту, що лежить на дні потоку: G – сила ваги частинки; Fп – підйомна сила; Fλ – лобова сила; h – потік

У тому випадку, коли сила ваги частинки буде більшою за підйомну силу, тверда частинка завдяки своїй більшій питомій вазі, опускатиметься на дно з деякою швидкістю. Швидкість, з якою тверді частинки рівномірно опускаються в стоячій воді на дно, називається ***гідравлічною крупністю*** (мм/с). Гідравлічна крупність залежить від розміру частинок, їх питомої ваги і густини води (остання залежить від температури).

Величина гідравлічної крупності обчислюється за виразом

$$\omega = k\sqrt{\frac{g(\rho_n - \rho)\cdot d}{\rho}}\,, \qquad (3.31)$$

де ω – гідравлічна крупність, мм/с, *k* – коефіцієнт, який залежить від форми частинок, *d* – діаметр частинок, мм, ρ_n і ρ – питома вага наносів і густина води, *g* – прискорення вільного падіння.

У текучій воді завдяки турбулентному водообміну частинки можуть бути в завислому стані, якщо вертикальна складова швидкості течії (підйомна сила) перевищує гідравлічну крупність частинок. Вертикальна складова зростає зі збільшенням швидкості течії води. Отже, чим більша швидкість потоку, тим крупніші частинки можуть зависати. Якщо гідравлічна крупність частинок більша за вертикальну складову, то вони осідатимуть на дно і почнеться відкладання наносів. Тому вниз по річці у зв'язку із загальним зменшенням швидкості течії розміри частинок, які перебувають у завислому стані, будуть зменшуватись, що приводить до посилення акумуляції наносів.

Є кілька теорій, які обґрунтовують рух завислих наносів. *Дифузійна теорія* зависання наносів, висунута М.І. Маккавеєвим і ґрунтується на рівнянні турбулентної дифузії, а *гравітаційна теорія* руху завислих наносів, запропонована М.А. Великановим, – на зіставленні рівняння балансу енергії потоку з концентрацією наносів; при цьому береться до уваги кількість потенційної енергії потоку, робота сили опору та робота, яка витрачається на перенесення завислих частинок.

3.12.3. Стік завислих наносів

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

$$W_{\text{т}} = R \cdot T\,, \qquad (3.32)$$

де $W_{\text{т}}$ – стік наносів за час *T* (с), кг (або т), *R* – середня витрата наносів (кг/с). Залежність між витратами води та витратами завислих наносів наближено виражається рівнянням

$$R = kQ^{\text{m}}\,, \qquad (3.33)$$

де $m = 2\cdot 3$, *k* – так званий ерозійний коефіцієнт. Як видно з рівняння, залежність $R = f\left(Q\right)$ характеризується нелінійним зв'язком.

Важливою кількісною характеристикою стоку наносів є ***каламутність*** (мутність) ρ – кількість наносів у грамах, які містяться в 1 м^3 води. Величина каламутності обчислюється за виразом

$$\rho = \frac{1000\cdot R}{Q}\text{, г/м}^3. \qquad (3.34)$$

З глибиною річки каламутність збільшується від поверхні до дна, а по ширині – від берегів до стрижня потоку.

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

Протягом року найбільша каламутність (як і витрата наносів) спостерігається в багатоводний період (здебільшого це водопілля), а найменша – в зимову межень. На рівнинних річках завислі наноси становлять 90–98 % загальної кількості наносів, для гірських водотоків – менше половини загального їх стоку.

Уявлення про каламутність, витрати та стік наносів річок України дає табл. 3.7.

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

Річки виносять до морів Світового океану велику кількість наносів – близько 17 млрд т/рік. Для порівняння: в Чорне та Азовське моря ними щорічно виноситься приблизно 37,1 млн т завислих наносів, а найбільше наносів серед річок земної кулі виносить Амазонка – близько 1,2 млрд т/рік.

Таблиця 3.7. Середня каламутність, витрати і стік завислих наносів деяких річок України

Річка	Пункт	Площа водозбору, тис. км^2	Середні багаторічні		
			каламутність, г/м^3	витрата завислих наносів, кг/с	стік завислих наносів, млн т
Дністер	Могилів–Подільський	43,0	500	160	4,9
Случ	Сарни	13,3	82	4,3	0,14
Південний Буг	Олександрівка	46,2	230	26	0,83
Інгул	Сиднівка	4,77	690	7,3	0,23
Стир	Луцьк	7,2	35	1,2	0,038
Десна	Чернігів	81,4	47	14	0,44
Псел	Гадяч	11,3	65	2,3	0,073
Сула	Лубни	14,2	16	0,43	0,014
Кача	Суворове	0,53	1100	1,6	0,05
Кальміус	Приморськ	3,7	200	1,2	0,038
Сіверський Донець	Лисичанськ	52	150	19	0,6
Айдар	Новоселівка	6,37	370	6,6	0,21
Тиса	Вилок	9,14	110	25,0	0,79

3.12.4. Донні наноси

Наноси, гідравлічна крупність яких перевищує вертикальну складову швидкості течії, опускаються на дно річки і стають донними. Вони переміщуються річковим потоком по дну шляхом ковзання, перекатування або сальтацією (стрибкоподібно). Останнє пов'язане з пульсацією вертикальної швидкості, що веде до переходу час від часу частини наносів у завислий стан.

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

$$M = A \cdot V^6, \qquad (3.35)$$

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

Із формули видно, що вага частинки, яка переміщується по дну, пропорційна шостій ступені швидкості. Цей закон пояснює, чому при порівняно невеликій різниці у швидкостях течії крупність наносів, які переміщуються по дну, значно змінюється. Якщо швидкості потоків рівнинного та гірського характеру мають, наприклад, співвідношення 1 : 3, то вага донних частинок, які переносяться потоком, буде приблизно у співвідношенні 1 : 729. Ці співвідношення пояснюють, чому на рівнинних річках із малими швидкостями потік може переміщувати по дну лише піщані відклади, а на гірських річках він може транспортувати гальку і валуни.

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

3.12.5. Зміна крупності наносів за довжиною річки

У річковому потоці частинки наносів, стикаючись одна з одною поблизу дна, спираються і набувають найбільш поширеної заокругленої форми. Це приводить до зменшення розмірів частинок наносів, і найдрібнішими вони стають у нижніх течіях річок.

Для оцінки стирання наносів можна прийняти (за А. Штернбергом), що відносна втрата ваги частинкою при стиранні буде пропорційною шляху S, на якому цей процес відбувається. Кінцевий вираз для визначення стирання частинок має вигляд

$$\lg \frac{d}{d_0} = -\beta_1 \cdot S, \qquad (3.36)$$

де *d* – діаметр наносів у замикаючому створі, мм; d_0 – початковий діаметр наносів, мм; *S* – відстань на якій відбувається стирання, мм; β_1 – коефіцієнт, що характеризує втрату ваги частинки на одиниці шляху і залежить від властивостей порід частинок (для річок $\beta_1 = 0{,}01 \div 0{,}0025$).

Дійсна картина зміни крупності руслових наносів у річках відображає вплив не тільки стирання і гідравлічного сортування, але й вплив приток, які виносять у головну річку руслові наноси іншої крупності та складу.

3.12.6. Транспортувальна здатність потоку

У багатьох випадках виникає необхідність оцінити переміщення наносів сумарно, не розділяючи їх на завислі та донні. Цього можна досягти оцінюванням ***транспортувальної здатності потоку***. Під нею розуміють таку граничну витрату наносів, понад яку потік при заданих гідравлічних характеристиках не може переміщувати твердий матеріал. На практиці визначення витрат наносів проводиться безпосередніми вимірюваннями, які дозволяють установити зв'язок між витратами води і

наносів, тобто $R = f(Q)$. У разі відсутності даних вимірювань наносів їх витрати визначають за залежністю, запропонованою М.І. Маккавеєвим:

$$R_c = AIQ^m, \qquad (3.37)$$

де R_c – сумарна (завислі та донні) витрата наносів, кг/с, A – ерозійний коефіцієнт (для річок України збільшується з півночі на південь); m – показник ступеня, що дорівнює 2 для рівнинних річок та 3 – для гірських; I – похил, Q – витрати води, м^3/с.

3.13. Руслові процеси

Річковий потік спричиняє зміни в обрисах русла річки, розподілі глибин і характері поздовжнього профілю. Зі свого боку, русло впливає на структуру потоку й зумовлює зміну його певних гідравлічних показників. Таким чином, потік і русло перебувають у постійній взаємодії, що й визначає ***руслові процеси***. Останні можна охарактеризувати як сукупність явищ, які виникають при взаємодії потоку та ґрунтів, що складають русло річки, визначають розвиток різних форм рельєфу русел та їхні сезонні, багаторічні і вікові зміни. Руслові процеси впливають на розмив дна та берегів річок, транспорт і акумуляцію наносів.

3.13.1. Чинники руслових процесів

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

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

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

До інших чинників, що зумовлюють руслові процеси, належать річкова і заплавна рослинність, вітри, льодові явища, зсуви, а також господарська діяльність.

Останній чинник, який пов'язаний із будівництвом гідротехнічних споруд, регулюванням русел, сільськогосподарською діяльністю в заплавах і долинах річок, селітебним навантаженням у басейні, активізацією ерозії тощо, останнім часом більше впливає на сучасні процеси руслоформування.

3.13.2. Руслові деформації

Усі руслові деформації поділяються на три основних види: ***вертикальні***, які приводять до трансформації поздовжнього профілю річки та зміну позначок дна русла річки; ***горизонтальні***, що спричиняють розмиви або нарощування берегів (бічна ерозія) та утворення заплави; ***пересування донних гряд***. Руслові деформації можуть бути періодичними й тривалими (спрямованими). Перші відбуваються за досить короткий час (наприклад, за водопілля), зумовлюють розвиток руслових форм, мають тенденцію повторюватись і пов'язані з найбільш загальними умовами русло- та заплавоформування. Другі розвиваються протягом історичних та геологічних відрізків часу. Кожен із цих видів руслових деформацій може проявлятись як по всій довжині річки, так і на значних її ділянках (загальні деформації) або лише на коротких відрізках русла (місцеві деформації).

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

Пересування донних гряд найхарактерніший вид руслових деформацій, які виникають незалежно від розвитку вертикальних і горизонтальних змін у руслі.

Транспорт наносів у вигляді гряд є універсальним процесом, оскільки він характерний майже для всіх річок (крім гірських, де через великі швидкості течії та похили водної поверхні алювій переміщується без утворення гряд).

Виділяють мікро-, мезо- і макроформи рельєфу гряд у річковому руслі.

Мікроформи – це найменші донні гряди (найпростіші руслові утворення). Типовим видом *мезоформ* є піщані хвилі. *Макроформи* – це найбільші гряди, які перетинають русло від одного берега до іншого, характерним видом яких є перекати.

Гряди всіх класів можуть існувати самостійно або накладатися одна на одну, утворюючи при цьому грядовий рельєф русла.

3.13.3. Стійкість русел

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

$$\Lambda = d/I\ . \tag{3.38}$$

Пізніше М.І. Маккавєєв запропонував так званий коефіцієнт стабільності русла:

$$K_{\text{с}} = \frac{d}{I \cdot b} \cdot 1000\,, \tag{3.39}$$

де *d* – середній діаметр наносів, мм; *b* – ширина русла в межень, м; *I* – похил водної поверхні.

С.Г. Шатаєва для характеристики стійкості русел рекомендує морфометричний показник, де Δh – збільшення глибин на певній ділянці річки, Δb – зміна ширини річки на цій ділянці

$$A = \frac{lg\,\Delta h}{bg\Delta b}\,. \tag{3.40}$$

Ці показники по-різному характеризують стійкість русел.

Для річок України О.Г. Ободовський запропонував ерозійний показник стійкості русел, який теж є певною модифікацією числа Лохтіна

$$\Lambda_0 = \frac{d}{\Delta H_м} \cdot \frac{B}{h} \cdot A\,, \tag{3.41}$$

де d – середньозважений діаметр донних наносів, мм; $\Delta H_м$ – кілометричне падіння водної поверхні, м; B – ширина русла, м; h – глибина, м; A – коефіцієнт ерозії, який характеризує зональність річкових басейнів за ступенем еродованості ґрунтів (змінюється для території України від 0,03 на Поліссі до 0,07 у степу).

На сучасному етапі для рівнинних річок України за даними ерозійного показника засвідчується загальне зростання стійкості русел і більшість із них є порівняно стійкими. Основними причинами цього є надмірне надходження продуктів ерозії в руслах річок, затухання процесів меандрування, зарегульованість їх стоку тощо.

3.13.4. Руслоформувальні витрати води

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

Отже, бувають витрати води, які найбільше впливають на формування русла і заплави річки. Вони називаються ***руслоформувальними*** (Qф). З такими витратами води переноситься максимальна кількість наносів і найбільш активно відбуваються руслові деформації.

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

Останнім часом для позначення руслонаповнювальних витрат часто використовується термін "bankfull", тобто витрата, яка проходить у межах брівок берегів при повністю затопленому руслі (рис. 3.21).

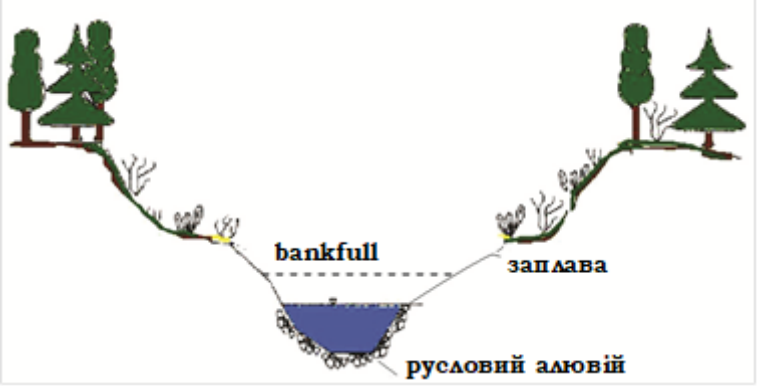


Рис. 3.21. Проходження руслонаповнювальних витрат (bankfull) у межах руслових брівок

Потік при таких витратах володіє найбільшою транспортувальною здатністю, що зумовлює його активну ерозійно-акумулятивну роботу. Визначення таких витрат найкраще застосовувати для гірських річок, на яких відсутні значні заплавні масиви.

3.13.5. Класифікація річкових русел

Формування русел річок залежить від взаємодії та взаємозв'язку багатьох природних і, особливо в останній час, техногенних чинників. Наявність певних закономірностей розвитку флювіального рельєфу дає змогу класифікувати типи русел, їх форми та процеси руслоформування.

Серед численних класифікацій найбільш поширеними є типізація річкових русел за відповідними їм деформаціями (М.Є. Кондратьєв, І.В. Попов та ін., 1965) та класифікація русел за видом руслових деформацій та їх морфологічними проявами (Р.С. Чалов, 1979).

У першій із них за провідну ознаку приймається звивистість русла, яка тісно пов'язана з транспортувальною здатністю потоку. У даній класифікації (найбільш придатна для рівнинних річок) виділяються такі типи руслового процесу: стрічково-грядовий, боковиковий, обмежене меандрування, вільне меандрування, незавершене меандрування, заплавна багаторукавність, руслова багаторукавність.

Весь спектр русел річок – гірські, напівгірські та рівнинні – охоплює класифікація річкових русел за характером руслових переформувань та їх морфологічних проявів.

За нею русла гірських річок поділяються на поріжно-водоспадні, з нерозвинутими і розвинутими алювіальними формами. Для цих типів русел характерною є висотна зональність, і вони відрізняються ступенем бурхливості потоку.

Русла напівгірських річок займають немов би проміжне становище між гірськими і рівнинними річками, про що свідчать належність до них як річок із розвинутими алювіальними формами, так і широкозаплавних. Виділення того чи іншого типу русла залежить тут як від бурхливості потоку, так і від геолого-геоморфологічних умов руслоформування (наявність різних до розмиву порід,

розширення або звуження долини, перетинання річкою геологічних структур, тектонічні рухи тощо).

Серед русел рівнинних річок виділені широкозаплавні і врізані. Першим притаманні три різновидності русел: меандруючі, із заплавною багаторукавністю та розгалужені на рукави. Другим – врізані меандри, скульптурні розгалуження та порівняно прямолінійні.

До цієї класифікації інколи додають ще й каналізовані русла. Вони створені штучно здебільшого в місцях проведення меліоративних робіт і мають спрямлений вигляд. Ці русла характерні для широкозаплавних річок.

Однією з найбільш генетично повних є класифікація типів руслових потоків, запропонована в 1996 р. Д. Розгеном. У ній всі типи русел річок залежно від похилів, поперечних перерізів русла і заплави та горизонтальних руслових переформувань (звивистість русел) поділені на дев'ять типів (рис. 3.22). Найпростішим і, як правило, гірським типом (найбільші похили) тут є потоки, які формуються в порівняно прямолінійних руслах, а найбільш складними є потоки, які формуються в заплавній багаторукавності (найменші похили).

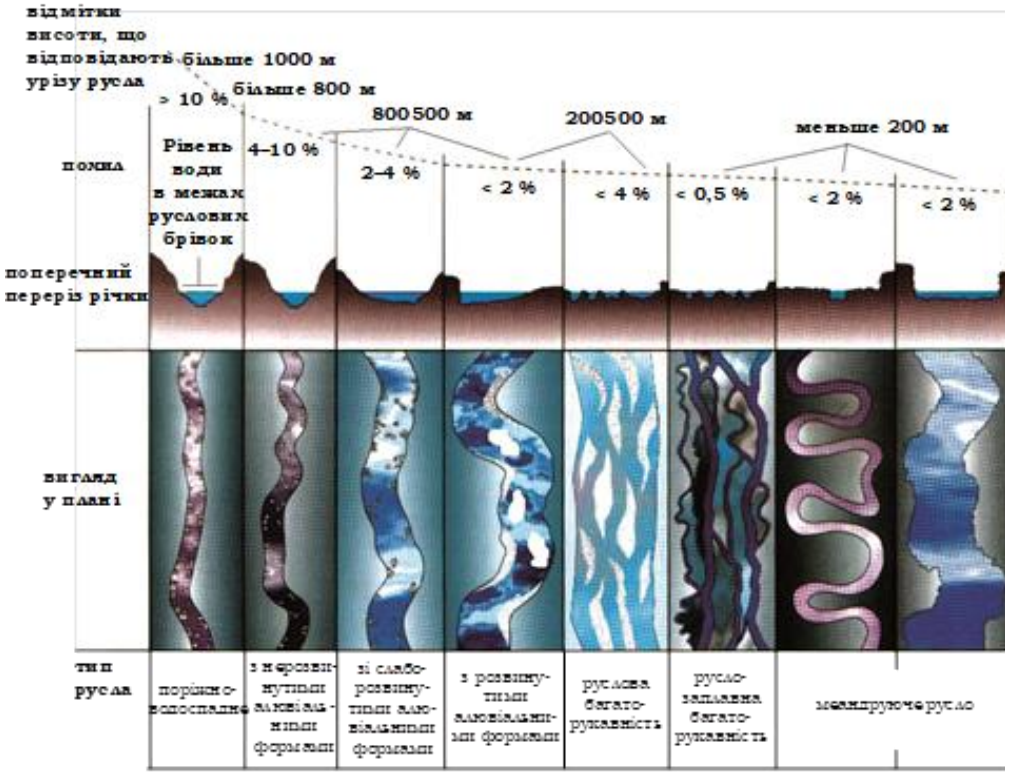


Рис. 3.22. Типи русел за Д. Розгеном

3.13.6. Морфологія і динаміка річкових русел

Для рівнинних річок характерне чергування ділянок із різними глибинами. Ділянки з великими глибинами називаються ***плесами***, а ділянки з малими глибинами – ***перекатами***. Як правило, плесові ділянки набагато

довші за перекатні. Якщо фарватер плавно переходить з одного плеса в інше, то перекат між ними називається нормальним (добрим).Якщо ж фарватер являє собою ламану криву лінію, перекат називається зсунутим (поганим).

Режим перекатів і плес змінний. У водопілля перекати нарощують свою висоту, а в межень вони розмиваються. У першому випадку завдяки зростанню глибин загальний похил над гребенем перекату зменшується, уповільнюється течія, відкладаються наноси (рис. 3.23). У межень збільшується похил, що викликає підвищення швидкостей потоку над перекатом і розмивання наносів. Формування плесових ділянок протилежне: під час водопілля вони інтенсивно розмиваються, а в межень на них акумулюються наноси.

Русла річок у плані дуже різноманітні, але для більшості з них характерна чітко виражена звивистість. Через наявність звивин (меандрів) русло може переміщуватись на окремих ділянках паралельно самому собі. Меандруючі русла, за даними О.Г. Ободовського, становлять понад 80 % довжини русел усіх рівнинних річок України. Решта русел мають або відносно прямолінійні обриси, або розгалужуються й утворюють постійні рукави. Таких русел небагато – відповідно 9 % і 2 %.

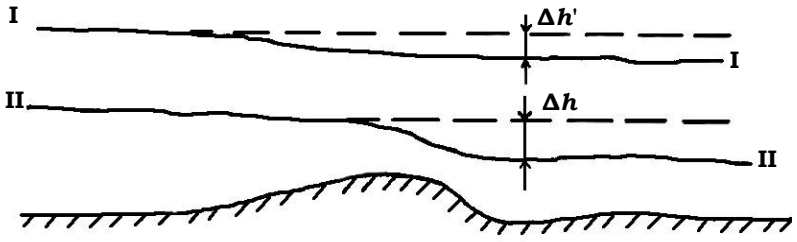


Рис. 3.23. Поздовжні профілі водної поверхні на перекаті при високих (I–I) та низьких (II–II) рівнях: Δ*h* – підпір при низьких рівнях; Δ*h*' – підпір при високих рівнях

Утворення меандрів пояснюється так. На відносно прямій ділянці річки під впливом певних факторів (легкорозмивні породи, неоднакове заростання рослинністю) водний потік відхиляється від свого початкового напрямку (рис. 3.24). Струмені води поступово збільшують розмив завдяки дії відцентрової сили, циркуляційної течії та сили Коріоліса. Продукти розмиву відкладаються на протилежному боці нижче розмиву, де швидкість течії менша. Цей процес триває доти, поки русло річки не набуде меандруючої форми, а відношення довжини русла по згину (l) до її прямої (L) досягне 1,6.

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

У деяких випадках меандри можуть зблизитися одна з одною настільки, що земляна перемичка між ними прорветься (рис. 3.25). При цьому утвориться нове, коротше русло, в якому значно більші похил і швидкість течії. Унаслідок цього на кінцях залишеного потоком меандру почнуть відкладатися наноси, він відмирає й утвориться стариця.

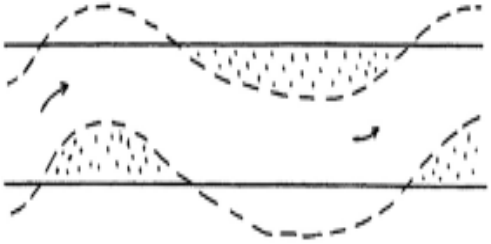


Рис. 3.24. Утворення звивистості

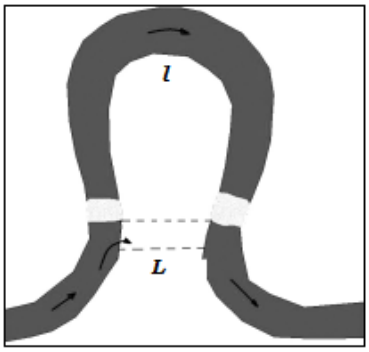


Рис. 3.25. Схема прориву меандру

Формування перекатів, плес та меандрів підпорядковується певним закономірностям.

А саме: найглибша частина плеса і наймілкіша частина перекату зсунуті відносно точок найбільшої та найменшої кривизни русла вниз за течією приблизно на чверть відстані між вершинами двох суміжних перекатів. Чим кривизна більша, тим більшою буде глибина; плавній зміні кривизни відповідає плавна зміна глибини.

І, навпаки, при різній зміні кривизни різко змінюється глибина; зі збільшенням довжини кривої меандру, глибина русла до певної межі при даній кривизні спочатку збільшується, а потім зменшується; для кожної ділянки річки існує середнє значення довжини кривої, при якій глибина стає найбільшою.

Ці закономірності руслових процесів називаються ***правилами Фарга***, і поширюються вони тільки на рівнинні річки.

Руслові процеси по довжині річки мають різний характер. Так, у верхній течії, де швидкість найбільша, розмив перевищує акумуляцію, і в руслі переважає глибинна ерозія. У середній течії розмив і відкладання наносів дещо урівноважуються, але не завжди. У нижній частині течії переважає відкладання (акумуляція) наносів.

3.13.7. Гирлові процеси

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, називаються ***гирловими областями*** (рис. 3.26). Верхня межа їх знаходиться на відстані прояву згінно-нагінних явищ та припливів і відпливів.

Місце поділу русла на рукави є початком дельти. Нижня межа дельти називається ***морською окраїною*** або ***узмор'ям***. Звідси починає переважати морський чинник у формуванні гирла річки. За формою та іншими ознаками розрізняють кілька типів дельт (рис. 3.27).



Рис. 3.26. Районування гирлової області річки: 1 – гирлове узмор'я; 2 – гирлова ділянка; 3 – пригирлова ділянка

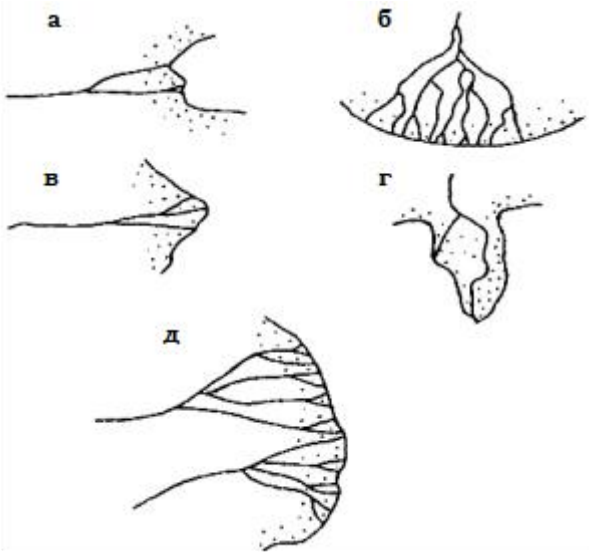


Рис. 3.27. Типи дельт: а) дельта виповнення; б) дельта висунення; в) лопатева; г) дзьобоподібна; д) складна

Дельти виповнення виникають у тих випадках, коли річка впадає в яку-небудь затоку або бухту. Така дельта нарощується, наноси заповнюють захищену від хвилювання бухту і лише потім виходять на узмор'я. Це, наприклад, дельти Дніпра, Дону, Кубані.

Висунуті дельти виникають на відкритих берегах з опуклістю, спрямованою в море. Таким є дельти Дунаю, Волги.

Лопатеві дельти утворюються при великій кількості наносів. У цьому випадку дельта росте вузькими і довгими акумулятивними валами за

рахунок розвитку пригирлових кіс. Прикладом можуть бути дельти Кури і Міссісіпі.

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

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

Дельти мають значні розміри. Так, площа дельти Гангу-Брахмапутри – 106 000 км^2, Амазонки – 100 000 км^2, Лени – 45 500 км^2 Волги – 19 000 км^2, Дунаю – 2 500 км^2.

На морській окраїні дельти спрямованість розвитку руслоформувальних процесів зумовлюється балансом наносів. За В.М. Михайловим, рівняння балансу наносів у гирлі річки має вигляд

$$P + M = B \pm \Delta W, \tag{3.42}$$

де P – об'єм річкових наносів; M – об'єм морських наносів; B – об'єм наносів, які виносяться за межі узмор'я; ΔW – зміна об'єму відкладів гирлової області.

Залежно від співвідношення цих показників виділяють три основних види гирл:

із зростаючими дельтами, коли

$$\left.\begin{array}{l} P \geq B \\ M \approx O \end{array}\right\} + \Delta W; \tag{3.43}$$

з дельтами, що руйнуються при

$$P \text{ і } B, -\Delta W; \tag{3.44}$$

зі збалансованими дельтами, коли

$$\left.\begin{array}{l} M = B \\ P + M = B \end{array}\right\} \Delta W = O. \tag{3.45}$$

3.13.8. Гідроекологічні особливості руслових процесів

Господарська діяльність у басейнах річок значною мірою впливає на інтенсивність прояву і спрямованість руслових процесів. Разом з тим природний прояв руслових процесів у річках може призвести до негативного для життєдіяльності людей стану самих річок та прилеглих до них територій. На основі зіставлення цих тез виник новий науковий напрям – ***екологічне руслознавство***, який відображає екологічні аспекти руслових процесів у їх природному та видозміненому господарською діяльністю стані. Одним з основних завдань екологічного руслознавства є дослідження екологічного стану русла.

До складових, які визначають екологічний стан русла, відносять природні чинники руслових процесів, господарську діяльність у руслі і на водозборі, руслоформувальні витрати, руслові деформації, стійкість русел річок, екологічно допустимі витрати та екологічно необхідний стік. Тобто в цьому переліку можна побачити поєднання як природних закономірностей розвитку руслових процесів, так і вплив на них антропогенного чинника.

Важливим з огляду на гідроекологічний прояв руслових процесів у річках є деградація русел (особливо малих і середніх) річок, яка пов'язана з їх

замуленням та заростанням. У більшості випадків цей процес характерний для рівнинних водотоків. Установити ступінь його прояву можна за допомогою екологічно допустимих витрат та екологічно необхідного стоку, які виступають основними індикаторами гідроекологічного стану русел.

Визначення перших базується на аналізі гідравлічних характеристик швидкісної структури потоку, пов'язаних із транспортом наносів у різні фази водності. Такий підхід дозволяє отримати витрати, за яких не відбувається замулення русла й активного його розмивання. Методологічно поняття екологічно допустимих витрат є основою для визначення екологічно необхідного стоку, тобто тієї необхідної кількості текучої води, яка проходить через поперечний переріз протягом характерного року і не дозволяє руслу замулюватися.

Вищенаведені чинники є інтегральними показниками гідравлічної структури потоку та процесів руслоформування. Разом з тим вони можуть засвідчувати ступінь екологічної видозміненості в річках, яка пов'язана з погіршенням якості річкових вод та заростанням русел.

Зважаючи на зазначені аспекти, встановлено, що для рівнинних річок України понад 66 % їх протяжності мають порівняно несприятливі і несприятливі гідроекологічні умови прояву руслових процесів, що свідчить про зростання екологічної напруженості в їх руслах.

Для річок гірських регіонів існує інша тенденція екологічно небезпечного прояву руслових процесів. Тут надзвичайно високі "руслоруйнувальні" паводки створюють екологічну напруженість у руслах річок та їх заплавах. Проходження цих паводків порушує стійкість русел гірських річок, змінює їх тип, впливає на якість води і річкову біоту, руйнує гідротехнічні споруди, порушує умови життєдіяльності людини тощо. Такими для річок української частини басейну Тиси були паводки листопада 1998 і березня 2001 р.

Значний вплив на процеси руслоформування має антропогенний чинник. До зростання екологічної напруженості в руслах і заплавах річок може призвести гідротехнічне будівництво, регулювання русел, залісення і розорювання водозборів річок, спрямлення русел, розроблення руслових і заплавних кар'єрів тощо. Тому всі види господарювання мають бути чітко регламентовані законодавчими і нормативними актами, науково і екологічно обґрунтовані.

У контексті екологічної оцінки руслових процесів можна розглядати положення Водної рамкової директиви (ВРД) ЄС, які стосуються оціннювання гідроморфологічної якості річок. Концептуально всі річки, згідно з ВРД, порівнюються з референсними (природними) умовами їх існування. Залежно від видозмінності русел і заплав, а також характеристик потоку визначається клас гідроморфологічної якості, а саме: чим більше змін (антропогенних) порівняно з природними умовами, тим гірший клас. Покращення класу гідроморфологічної якості річки є суттю управління в басейні річки взагалі і русловими процесами зокрема.

3.14. Селі

Серед гідрологічних явищ у гірських районах одними з найбільш небезпечних є формування та проходження селевих потоків.

Селевим потоком, або ***селем,*** називається короткочасний швидкоплинний значної руйнівної сили потік (паводок), з надзвичайно високим вмістом наносів (твердих матеріалів), який відзначається раптовістю виникнення в результаті зливи (іноді бурхливого танення снігу) на водозборах невеликих гірських річок зі значними похилами.

3.14.1. Умови формування та виникнення селів

Формування, інтенсивність і поширення селів зумовлюються насамперед орографічними та кліматичними особливостями гірських регіонів, а також негативним впливом господарської діяльності. Геологічна будова, стан поверхні, рельєф визначають потенційну селенебезпечність певної місцевості. Так, крутизна схилів і русел впливає на швидкість стікання води, отже й на витрату селевого потоку. При великій густоті річкової мережі відбувається швидке нарощування водоносності, що збільшує ймовірність утворення селів. Площа та форма басейну впливає на об'єм селевого потоку. Рослинність схилів водозборів уповільнює процеси вивітрювання, зменшуючи об'єм та силу потоку. Кліматичні показники водозбірної площі басейну впливають на інтенсивність ерозійних процесів та вивітрювання. Режим активізації селевих явищ (імовірність їх виникнення, поширення по площі та розподіл протягом року) залежить від гідрометеорологічних умов, передусім від попереднього зволоження водозбору, кількості та інтенсивності опадів.

Виникнення ж селевих потоків та їх руйнівна здатність зумовлюються сукупністю таких обставин:

• наявністю на водозбірній площі та в руслах сипкого уламкового матеріалу;

• інтенсивним схиловим та русловим стіканням води на водозборах із крутими схилами та похилами річок, викликаним значною кількістю опадів або інтенсивним сніготаненням, які сприяють утворенню на площі селенебезпечного водозбору запасів води (стоку) у кількостях, що забезпечують знесення та переміщення по руслах пухкого уламкового матеріалу;

• прориванням завалів і загат, що утворилися в руслах річок унаслідок зсувів, обвалів чи пливунів.

Важливу роль у процесі селеутворення має антропогенний чинник: вирубка лісових масивів, особливо деякі види транспортування деревини, режим випасу худоби, землекористування (глибина оранки, її орієнтація щодо схилу, способи садіння та засіву різних сільськогосподарських рослин).

3.14.2. Типи та види селів

Сель рухається валом або частіше рядом послідовних валів, супроводжується значними деформаціями русла і відкладами наносів визначеного характеру. Висота валів може досягати 2–4 м, інтервал руху – кілька хвилин.

За ступенем насичення наносами селеві потоки можна поділити на потоки малої, середньої та великої насиченості. Потоки малої насиченості близькі до водних потоків. За умовну межу між ними приймають насиченість 50–60 кг наносів на 1 м^3 води. Для потоків середньої насиченості – 200–800 кг

наносів на 1 м^3 води. Верхня межа насиченості селевих потоків наносами межує з пливуном і приймається до 2100–2300 кг на 1 м^3 води.

Селевий потік на відміну від пливуна, як правило, проходить по сформованому руслу. Переміщення пливуна зазвичай має місце по схилах крутизною 15–20° і більше. Пливун, рухаючись до русла, або закінчує свій рух, або повільно переміщується в ньому.

За складом наносів селеві потоки поділяються на три типи: ***грязьові, грязе-кам'яні*** та ***водно-кам'яні (наносо-водні).*** Склад маси селів залежить від складу зруйнованих гірських порід, що складають гірські схили. У селях першого типу селева маса складається з дрібних піщано-глинистих фракцій, у грязе-кам'яних селях вона вміщує дрібні піщано-глинисті і більш крупні включення (щебінь галька, валуни). Селі третього типу відрізняються від грязе-кам'яних значно меншим вмістом піщано-глинистих фракцій із перевагою більш крупних включень. При переміщенні по руслу селі захоплюють із берегів та із заплави дерева, чагарники та ін.

За динамічними властивостями селеві потоки поділяють на два види: *зв'язані* (або структурні) та *текучі* (або турбулентні) селі.

Зв'язані селеві потоки вміщують велику кількість дрібних глинистих частинок, які збільшують в'язкість селевої маси і перешкоджають турбулентному переміщуванню. Селева маса потоку здатна переносити в завислому стані гальку і навіть крупне каміння та при припиненні руху не розпадається на складові частини, мовби застигає, утворюючи хвилясту поверхню. Структурні селі не "течуть", а рухаються майже прямолінійно, зберігаючи свою ширину та висоту, не розтікаючись і майже не деформуючись.

Наприклад, зв'язний сель на р. Дурунджа в 1949 р. пробив своєю масою три товсті стінки старої фортеці, зберігаючи при цьому свою ширину (близько 30 м) та висоту (3 м) і залишив недоторканими невеликі кущі, які були розташовані поряд із шляхом його переміщення.

Текучі селеві потоки мають турбулентний вид переміщення, при якому перенесення твердого матеріалу здійснюється водою, що рухається. Такі потоки транспортують твердий матеріал у менших кількостях, причому в області конуса виносу спостерігається деяке сортування їх за крупністю.

Склад селевих відкладів за розмірами досить різноманітний: піщано-глинисті частки, щебінь, галька, валуни. Але ж бувають у складі величезні камені. Під час селевого паводку в 1921 р. на р. Мала Алматинка об'єм переміщеного каменю досягав 26 м^3; розмір скелі, винесеної селем р. Кишчай в 1931 р., становив 127 м^3.

Селеві потоки мають велику транспортувальну та підйомну силу. Об'єми наносів, які виносять селі, вимірюються мільйонами кубічних метрів. Русло потоку при проходженні селевого паводку зазнає значних деформацій, характерним при цьому є утворення промоїн, відкладів наносів, "блукання" потоку по дну долини.

При проходженні селевого паводку на р. Кишчай у 1936 р. відмітка дна русла підвищилася на 2–3 м, а вже в наступному 1937 р. дно цієї річки було розмите селем на глибину від 5 до 8 м на ділянці завдовжки 5–6 км. У гирлових ділянках селі утворюють величезні конуси виносу.

3.14.3. Основні характеристики селевих потоків

Для характеристики особливостей селевої маси користуються наступними параметрами.

• Об'ємна вага, або вага одного кубічного метра маси селю ($\gamma_{\text{С}}$, т/м^3).

• Об'ємна вага води ($\gamma_{\text{В}} = 1,0$) і наносів у складі селю ($\gamma_{\text{Т}}$ = 2,5÷2,8).

• Об'єм твердого матеріалу в масі селю (без порожнин) ($W_{\text{Т}}$, м^3).

• Об'єм води у складі селевої маси ($W_{\text{В}}$, м^3).

• Об'єм селю – $W_{\text{С}} = W_{\text{Т}} + W_{\text{В}}$, м^3. (3.46)

• Об'ємна концентрація наносів – $S = W_{\text{Т}}/W_{\text{С}}$.

• Середня вагова каламутність за час селевого паводку *(*ρ*, m/*м^3*)*.

• Вагова концентрація твердої фази селю (P).

• Наносо-водне або твердо-рідке співвідношення – $\beta_0 = W_{\text{Т}}/W_{\text{В}}$.

Швидкість селевих потоків в середньому становить 2–5 м/с. Швидкість руху водно-кам'яних та грязе-кам'яних селевих паводків досить велика і сягає 7–8 м/с. Грязьові селі рухаються з меншими швидкостями залежно від ступеня їх концентрації (чим вища концентрація наносів, тим швидкість руху менша).

Тривалість проходження селів від кількох хвилин до кількох годин залежно від тривалості зливи та часу добігання. Однак найбільш часто тривалість селевих паводків становить 1–2 год.

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

3.14.4. Селеві явища в Українських Карпатах

Селеактивність на території Українських Карпат зумовлена як рельєфом, морфометричними характеристиками річкової мережі, так і високим рівнем зливової діяльності. Тут часто проходять дощові паводки, тому кількість сипкого уламкового матеріалу на водозборах обмежена – він постійно вимивається зі схилів та виноситься до долин струмків і річок. Унаслідок цього тут переважають водно-кам'яні селі (65 % від загальної кількості), тоді як грязе-кам'яні та грязьові (28 % та 7 % відповідно) пов'язані зі зсувами й пливунами, трапляються рідко. Площі селевих осередків становлять від 0,1 до 2,2 км^2.

На території Українських Карпат, за даними багаторічних експедиційних обстежень та стаціонарних спостережень, виявлено понад 420 селевих осередків, у яких зафіксовано формування селевих потоків, і за фізико-географічними особливостями виділено три селенебезпечних райони: північно-західний, південно-східний і південно-західний (рис. 3.28).

Північно-західний селевий район належить до басейну Дністра. У ньому виділяються три підрайони (за назвами річок – приток Дністра): Верхньодністровсько-Стрийський, Свіче-Лімницький та Бистрицький. На території району виявлено 85 селевих водозборів із площами від 0,06 до 130 км^2. Їхні середні похили становлять 200–500 м/км. Переважають площі селевих

осередків – 0,06–1,3 км^2. Селі формуються переважно в літні місяці (червень – серпень), коли проходять зливові дощі.

Південно-східний селевий район охоплює території басейнів Пруту та Сірету. Тут виділяються чотири підрайони: Білочеремосько-Путильський, Верхньопрутсько-Черемоський, Прутсько-Пістинський і Верхньосіретський. У цьому районі виявлено 143 селевих басейни з площами від 0,20 до 106 км2. Середні похили водозборів – 170–500 м/км. Площі селевих осередків становлять 0,04–1,0 км^2.

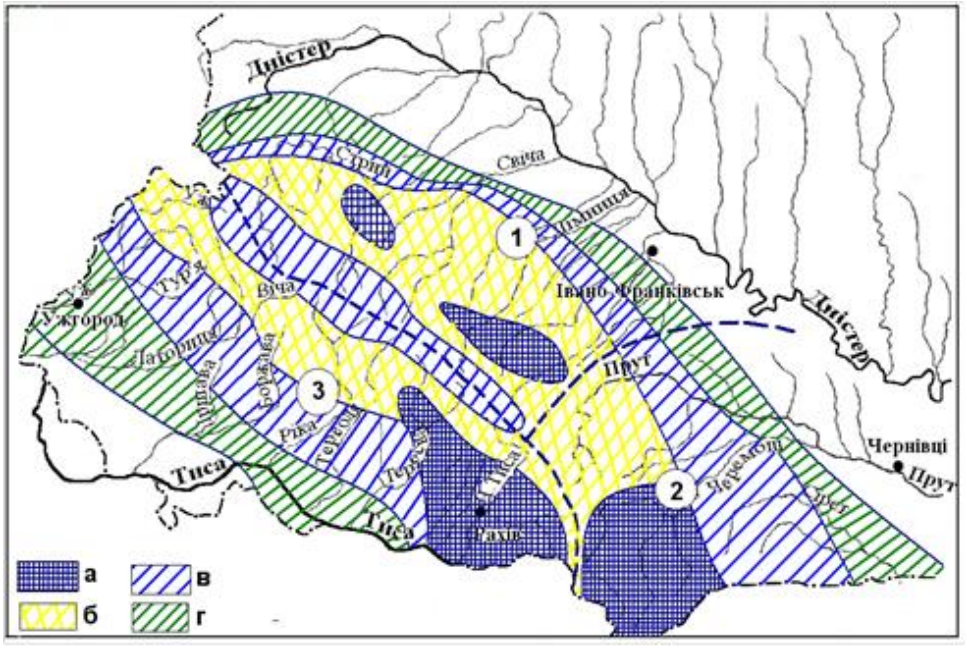


Рис. 3.28. Селенебезпечні райони Українських Карпат: 1 – північно-західний, 2 – південно-східний, 3 – південно–західний. **Інтенсивність селепрояву:** а – найбільш потужні селі, б – середні за потужністю селі, в – слабкий селепрояв, г – потенційно можливий селепрояв

Південно-західний селевий район охоплює басейн Тиси. Тут виділено чотири підрайони: Білотисько-Апшицький, Чорнотисько-Тересвинський, Тереблє-Латорицький, Ужоцький. На території району виявлено понад 193 селевих басейни з площами водозборів 0,24–63,0 км^2. Середні похили водозборів – 250–600 м/км.

До найбільш небезпечних відносять такі водозбори (див. рис. 3.28): верхів'я р. Тиса (Чорна Тиса, Біла Тиса, Шопурка, Тересва), верхів'я річок Лімниця й Бистриця; середня течія р. Опір, верхів'я Черемошу.

Згідно з існуючою класифікацією селеносність водозборів визначається за кількістю уламкового матеріалу, що може бути винесена за сель із 1 км^2 площі. У Карпатах переважають середні та слабкі за селеносністю осередки, винесення твердого матеріалу з яких не перевищує 5–10 тис. м^3 із 1 км^2 (рис. 3.29). Для окремих водозборів цей показник становить понад 20 тис. м^3 із 1 км^2.



Рис. 3.29. Пошкодження залізничної колії на перегоні Сіль – Великий Березний (Закарпатська обл.) після сходження селю, 2024 р.

За даними обстежень наслідків селевих паводків у Карпатах зафіксовано, що під час деяких із них переміщувалося до 200–900 тис. м^3 наносів. Насиченість потоків наносами може досягати 300–400 кг на 1 м^3 води.

В Україні селі проявляються не тільки в Українських Карпатах, а також у Кримських горах і навіть на крутих схилах Дністровського каньйону.

Контрольні питання до розд. 3

1. Що таке річка, з яких частин вона складається та якими морфометричними показниками характеризується?

2. Яка різниця між гідрографічною та річковою мережею, басейном та водозбором річки?

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

4. Чим характеризується водний режим річок?

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

6. Які види руху води властиві річкам та як змінюються швидкості протікання води по поперечному перерізу русла?

7. Як формується стік річок, в яких одиницях він подається та як обчислюються витрати води?

8. Якими основними чинниками зумовлюється водоносність річок і як вона змінюється в часі?

9. Назвіть особливості формування максимального та мінімального стоку річок.

10. Як формується термічний режим річок?

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

12. Як обчислюється енергія і робота річок?

13. Які ви знаєте класифікації гідрологічних прогнозів?

14. Що розуміють під гирловими процесами?

15. Що таке річкові наноси, як вони формуються, класифікуються?

16. Що розуміють під русловими процесами та які основні чинники їх зумовлюють?

17. Як утворюються селі? Назвіть їх типи, основні характеристики.

4. ГІДРОЛОГІЯ ОЗЕР

4.1. Типи озер, морфометричні характеристики

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

4.1.1. Типи озер

Озерами називають природні водойми, які являють собою западини на земній поверхні різної величини і форми, заповнені водою, постійний поступальний рух якої в певному напрямку в межах улоговини або відсутній, або уповільнений. Отже, озера належать до водойм з уповільненим водообміном (стоком) і відрізняються від річок неоднорідністю водної маси.

Озерні улоговини утворюються під впливом ендогенних (внутрішніх) та екзогенних (зовнішніх) процесів.

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

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

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

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

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

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

Суфозійні озера поширені в степових і лісостепових районах, де підземні води вимивають глинисті частинки, які цементують гіпсові породи.

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

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

Органогенні озера утворюються на торфових болотах.

Озера антропогенного походження – це водосховища і стави, штучно створені на річках, а також заповнені водою старі вироблені кар'єри, соляні шахти тощо. На відміну від природних озер, водосховища мають режим, проміжний між режимом озера та річкового потоку. У них досить чітко виражені односторонні течії, активний водообмін між окремими шарами води.

4.1.2. Озерна улоговина та її елементи

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

Одночасно з утворенням озера починається заселення його організмами. Відмираючи, ці організми осідають на дно. Відбувається поступове вирівнювання дна улоговини озера та його обміління. У міру обміління озера роль рослинності біля берега підвищується: вона ніби витискує воду й озеро наближається до припинення свого існування (рис. 4.1). Накопичення в озерах відкладів і заростання є нормальним процесом їхнього розвитку, який відбувається постійно. Наприклад, вік Шацьких озер 10 тис. років.

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

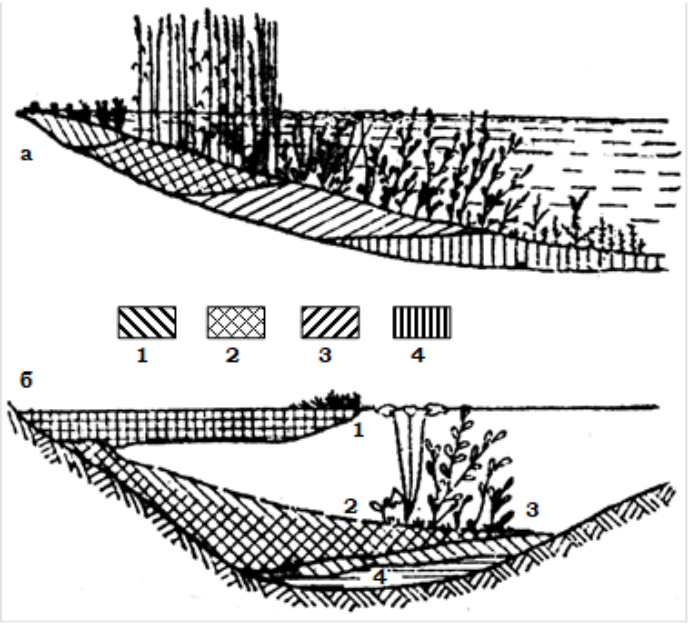


Рис. 4.1. Схема заростання озера: а – з пологими берегами (1 – осоковий торф; 2 – комишевий і очеретяний торф; 3 – сапропель; 4 – сапропеліт); б – з крутими берегами (1 – торф зі сплавини із залишків різних рослин; 2 – пелоген; 3 – сапропелевий торф; 4 – сапропеліт); пояснення термінів див. на стор. 129-130

У береговій області озера виділяються три зони: *берег, узбережжя* й *берегова відмілина* (рис. 4.2).

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

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

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

Глибинна область, або ***профундаль,*** займає найглибшу частину дна, якої хвилювання не досягає. Перехідну частину між літораллю і профундаллю називають ***субліторалью***.

Межі окремих частин озерного ложа виражені не завжди чітко, а між деякими з них вони іноді взагалі відсутні. Водна маса озера, яка лежить над береговою відмілиною й узбережжям, називається *прибережною*, а та, що лежить над профундаллю, називається *областю відкритої води* або ***пелагіаллю***.

Озерне ложе – найбільш знижена частина озерної улоговини, яка заповнюється водою при максимальному підвищенні рівня. Воно поділяється на дві основні області: *берегову* і *глибинну*. У першій області переважають

процеси руйнування гірських порід, які складають улоговину, у другій – відкладаються продукти руйнування.

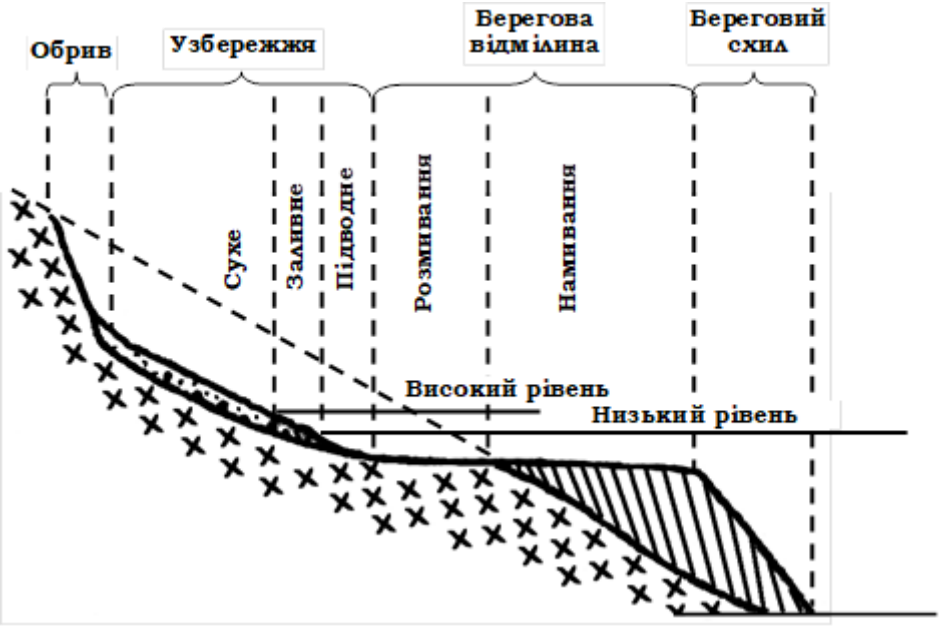


Рис. 4.2. Розчленування озерного ложа на складники

4.1.3. Морфометричні характеристики озера

Озера відрізняються між собою величиною та формою. Абсолютні й відносні величини, які характеризують форму і розміри озерної улоговини та кількість води, що її заповнює, називаються *морфометричними характеристиками озера*. До них належать: довжина, ширина, глибина, площа озера, порізаність берегової лінії, об'єм водної маси і форма озерної улоговини.

Морфометричні характеристики визначаються за батиметричними або гіпсометричними картами.

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

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

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

$$B_{сер} = F_{оз} / L . \qquad (4.1)$$

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

Ступінь порізаності берегової лінії K – відношення довжини берегової лінії l до довжини кола l_1 з площею, яка дорівнює площі озера $F_{\text{із}}$. Оскільки

$$l_1 = 2\pi R, \tag{4.2}$$

а

$$F_{\text{оз}} = \pi R^2, \tag{4.3}$$

тоді

$$R = \sqrt{F_{\text{оз}}}/\pi, \tag{4.4}$$

а

$$l_1 = 2\pi\sqrt{F_{\text{оз}}}/\pi, \tag{4.5}$$

$$K = l/2\pi\sqrt{F_{\text{оз}}}/\pi. \tag{4.6}$$

Величина K не може бути менше одиниці.

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

Для визначення об'єму озера озерну улоговину розбивають на кілька простих фігур (зрізаних пірамід), тоді об'єм води для кожної піраміди становитиме

$$\frac{f_1 + f_2}{2} h, \tag{4.7}$$

де f_1, $f_2 \ldots f_{\text{n}}$ площі, обмежені ізобатами, м^2; h – відстань між ізобатами, м. Загальний об'єм води дорівнює сумі часткових об'ємів, або

$$W = h_1 \frac{f_1 + f_2}{2} + h_2 \frac{f_2 + f_3}{2} + \ldots + h_{\text{n}} \frac{f_{\text{n}-1} + f_{\text{n}}}{2}, \text{ м}^3. \tag{4.8}$$

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

$$h_{\text{сер}} = W/F_{\text{оз}}\,\theta, \text{ м}. \tag{4.9}$$

Максимальна глибина вимірюється безпосередньо натурним способом.

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

Наочне уявлення про таку залежність дають *батиграфічна* і *гіпсографічна* криві, які показують, що об'єм води в озері та його площа є функцією рівня води (глибини) в озері. Відомості про найбільші озера світу наведено в табл. 4.1, а про деякі озера України – в табл. 4.2.

Таблиця 4.1. Найбільші озера земної кулі

Частина світу	Назва озера	Площа, км^2	Об'єм, км^3	Найбільша глибина, м
Європа	Каспійське море	3926000	78650	1025
	Ладозьке	17700	908	230
	Онезьке	9630	295	127
	Венерн	5550	180	100
	Чудське з Псковським	3550	25	15
	Біле	1290	5	20
Азія	Байкал	31400	23000	1636
	Балхаш	18200	112	26
	Тонлесап	10000	40	12
	Іссик-Куль	6200	1730	702
	Таймир	4560	13	26
	Ханка	4190	19	10,6
	Чани	2500	4	10
Африка	Вікторія	69000	2700	92
	Танганьїка	32900	18900	1435
	Ньяса	30900	7725	706
	Чад	16600	44	12
	Туркана (Рудольф)	6750	204	109
	Альберт	5300	64	57
Північна Америка	Верхнє	82680	11600	406
	Гурон	59800	3580	229
	Мічиган	58100	4680	281
	Велике Ведмеже	30200	1010	137
	Велике Невільниче	27200	1070	156
	Ері	25700	545	64
	Вінніпег	24600	127	19
	Онтаріо	19000	1710	236
Південна Америка	Маракайбо	13300	–	35
	Тітікака	8110	710	230
Австралія	Ейр	9690	30	27,7

Таблиця 4.2. Деякі найбільші озера України

Назва озера	Площа озера, км^2	Об'єм, млн м^3	Найбільша глибина, м
Придунайські озера			
Ялпуг	149	387	6,0
Кагул	90	180	7,0
Кугурлуй	82	80	2,5
Катлабуг	67	131	4,0
Китай	60	210	5,0
Шацькі озера			
Світязь	27,5	180	58,4
Пулемецьке	16,4	72,0	19,0

4.2. Водний баланс і рівневий режим озер

4.2.1. Водний баланс

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

За водним балансом озера поділяються на безстічні і стічні. ***Безстічні озера*** – це озера, які не мають а ні поверхневого, а ні підземного стоку, а витрачають воду лише на випаровування. ***Стічні озера*** – це такі озера, з поверхні яких вода витрачається на випаровування і на поверхневий та підземний стік. Серед стічних озер виділяються проточні озера, в яких стік становить значну частку водної маси. У цих озерах добре спостерігається течія, пов'язана з режимом річок, що впадають та витікають.

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

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

Складовими ***прибуткової частини*** рівняння водного балансу озера є атмосферні опади X, поверхневий притік річкових вод $Y_{\text{пов. пр.}}$, конденсація водяних парів на поверхню озера $Z_{\text{конд}}$, підземний притік $W_{\text{пр}}$. Для стічних озер ***видатковою частиною*** рівняння водного балансу є поверхневий відтік з озера $Y_{\text{пов. ст.}}$, підземний відтік (фільтрація) з озера $W_{\text{ст}}$, випаровування з поверхні озера $Z_{\text{вип}}$. Зміна запасів води в озері позначається $\pm\Delta W$.

Таким чином, рівняння водного балансу стічного озера матиме вигляд:

$$X + Y_{\text{пов. пр.}} + Z_{\text{конд}} + W_{\text{пр}} = Y_{\text{пов. ст.}} + W_{\text{ст}} + Z_{\text{вип}} \pm \Delta W \,. \qquad (4.10)$$

Для безстічного озера рівняння водного балансу буде таким же, але без $Y_{\text{пов. ст.}}$ у видатковій частині.

Основними джерелами живлення озер є ***атмосферні опади*** і ***притік річкових вод***. Частка підземного притоку й конденсації водяної пари здебільшого незначна. Співвідношення між атмосферними опадами і притоком річкових вод в озера посушливої зони та зони надмірного зволоження різні. У посушливих областях існування озер залежить від притоку води з водозбору. У той же час у зоні надмірного зволоження озеро

може існувати без притоку річкових вод в озеро, тому що опади тут перевищують випаровування з водної поверхні.

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

Втрати води з озера шляхом фільтрації незначні.

4.2.2. Режим рівнів

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

Амплітуда коливання рівнів води протягом року в різних озерах неоднакова і змінюється від кількох сантиметрів до 2–3 м і більше.

Крім кліматичних умов і характеру водообміну, на амплітуду коливань рівнів води значною мірою впливає морфометрія озера, а також співвідношення між площею водозбору $F_{\text{в}}$ і площею дзеркала озера $F_{\text{оз}}$. Зі збільшенням відношення $F_{\text{в}}/F_{\text{оз}}$ збільшується середня річна амплітуда рівнів.

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

4.3. Рух озерної води

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

Основними чинниками, які спричиняють рух озерної води, є вітер, який викликає течії, хвилі, згони, нагони, перемішування, різниця густини води в різних шарах, що зумовлює конвекційне перемішування, а також водотоки, які впадають в озеро або беруть із нього початок.

Менше значення мають різка зміна атмосферного тиску, яка спричиняє сейші, і тектонічні рухи (землетруси, виверження вулканів тощо). Ці сили діють нерегулярно.

4.3.1. Хвилювання

Хвилювання – один із найпоширеніших видів коливального руху води. На озерах воно виникає під впливом вітру.

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

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

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

Сейші – це стоячі хвилі (в однині – сейша). Вони виникають при згонах і нагонах, різкій зміні атмосферного тиску в окремих частинах озера, при сейсмічних рухах. При сейшах у водоймі завжди є одна чи кілька точок (або ліній), навколо яких відбувається рух води, а рівень її в цих точках постійний. Такі точки називаються вузлами (рис. 4.3). Залежно від кількості вузлів сейші бувають одновузлові та багатовузлові. Амплітуда, період і довжина сейші неоднакова для різних озер і залежить від розмірів озера, його довжини та глибини. У невеликих за площею і довжиною, але глибоких озерах коливання відбуваються швидко, то ж період сейші короткий; а в таких же озерах, але мілких період сейші подовжується. Амплітуда сейші змінюється від кількох сантиметрів до метра і більше. На Каспійському й Аральському морях-озерах відомі сейші заввишки до 1 м; на Байкалі – 5–7 см, іноді 14 см, період – близько 5 год.

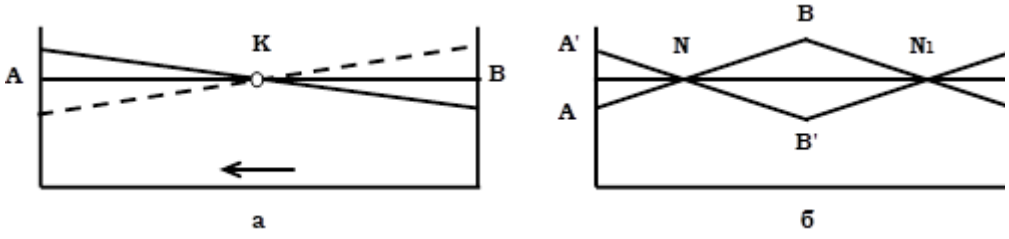


Рис. 4.3. Сейші на озерах: а – одновузлові сейші (К – вузол, А–В – нормальний рівень); б – двовузлові сейші (N і N_1 – вузли, А', В', С' та А, В, С – зміна рівня під час сейші)

Згінно-нагінні явища. Під дією вітру виникають і згінно-нагінні коливання рівнів. На малих озерах вони невеликі, займають обмежені площі і вимірюються сантиметрами. На великих озерах, таких як Байкал, Онезьке, Каспійське, коливання рівнів при згонах і нагонах досягають кількох десятків

сантиметрів, а іноді й більше метра. Коливання рівнів посилюються біля пологих берегів, у бухтах, затоках.

Рівні води озер під дією припливів та відпливів майже не змінюються. Наприклад, невеликі за розмірами припливи (до 5 см) спостерігаються на оз. Мічиган.

4.3.2. Течії

Найбільш поширені в озерах стокові течії, вітрові й компенсаційні.

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

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

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

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

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

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

Поблизу берегів вітрові течії спричиняють підйоми або зниження рівнів води залежно від напрямку вітру відносно берега. При цьому виникає похил рівня озера, що призводить до зміни градієнта гідростатичного тиску на різних його ділянках і до появи глибинної ***компенсаційної течії***, яка сприяє збереженню рівноваги води в озері. Одночасно поверхнева вітрова течія уповільнюється; у великих озерах біля довгих прямолінійних берегів компенсаційна течія має напрямок уздовж берега, у малих озерах, бухтах, звуженнях – протилежний напрямку вітрової течії. Якщо вітер протягом тривалого часу одного напрямку, в невеликих озерах уся вода може брати

участь у круговому русі – виникає вертикальна вітрова циркуляція. Крім вітрової циркуляції, всім озерам властива об'ємна циркуляція, зумовлена різницею густини води в різних ділянках озера.

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

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

4.4. Термічний режим озер

4.4.1. Загальна характеристика

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

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

Основними втратами тепла з озера є втрати на випаровування. Втрати на випромінювання та на турбулентний теплообмін невеликі. Кількість поглиненої водою сонячної радіації плавно змінюється протягом року і має максимум у червні, а мінімум – у грудні. Максимум втрат тепла на випаровування припадає на осінні місяці, а мінімум – на весняні. Взимку за наявності льодового покриву інтенсивність теплообміну між атмосферою і водною поверхнею різко зменшується.

Унаслідок коливання основних елементів теплового балансу запаси тепла в озерах періодично змінюються, тому вода в них нагрівається або охолоджується. Нагрівання води в озерах відбувається до кінця літа, а охолодження – від початку осені залежно від об'єму водної маси. В озерах, які замерзають, мінімальна температура за рік буває на початку зими під час утворення льоду.

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

Навесні та восени вся товща води має однорідну температуру. Такий стан води в озері називається ***гомотермією*** (рис. 4.4).

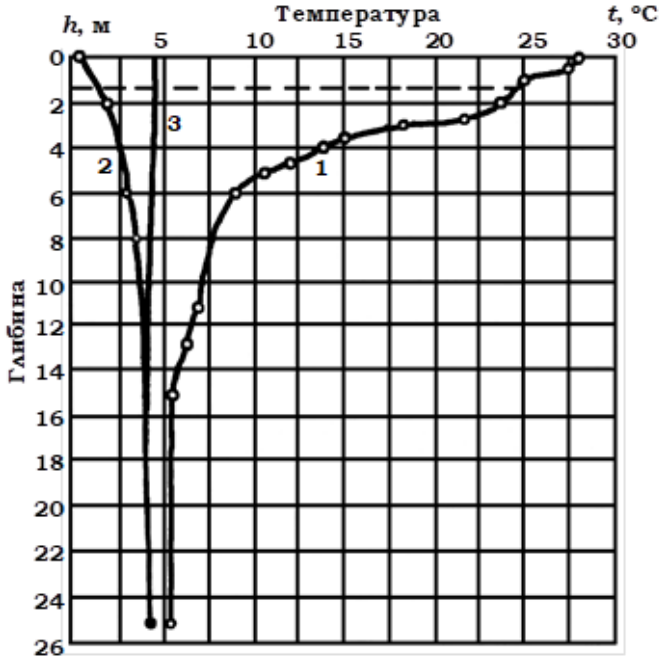


Рис. 4.4. Зміна температури води з глибиною: 1 – пряма температурна стратифікація, 2 – обернена температурна стратифікація, 3 – гомотермія

4.4.2. Перерозподіл тепла в озері під впливом перемішування

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

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

Динамічне перемішування сприяє перенесенню тепла в глиб водойми і вирівнюванню температури за будь-якої стратифікації. Під впливом

динамічного перемішування температура придонних шарів в озері може бути вище (влітку) і нижче (взимку) 4 °С.

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

4.4.3. Сезонний розподіл температури за глибиною

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

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

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

Період літнього нагрівання. При подальшому нагріванні тепліші води зосереджуються в поверхневих шарах. Різниця температур із глибиною зростає (вода холодніша біля дна). Виникає пряма стратифікація. У верхньому прогрітому шарі встановлюється більш-менш однорідна температура, тимчасом як у глибинних шарах зберігаються холодні "весняні" води, які повільно змінюють температуру. Між теплим і холодним шарами води є проміжний тонкий шар, температура якого різко знижується з глибиною. Цей шар називається ***шаром температурного стрибка*** або металімніоном. Шар, розташований вище від нього, називається епілімніоном, а нижче – гіполімніоном (рис. 4.5).

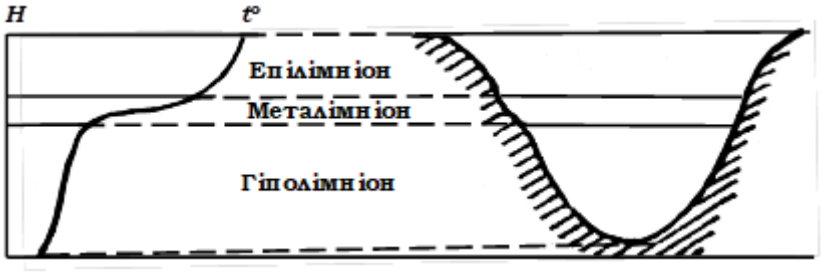


Рис. 4.5. Термічні зони в озерах: епілімніон; металімніон; гіполімніон

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

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

На початку цього періоду (до льодоставу) охолодження відбувається досить інтенсивно і в малих непроточних озерах температура придонних шарів швидко досягає 4 °С.

В зимовий період, при оберненій стратифікації, також можливе утворення температурного стрибка, який розташовується біля поверхні, але виражений не так чітко, як влітку.

4.4.4. Термічна класифікація озер

Озера певної природної зони мають свої особливості температурного режиму. Це дало змогу Ф. Форелю розробити термічну класифікацію прісних озер світу. На основі цієї класифікації всі озера поділено на три групи.

Тропічні (теплі) озера, в яких температура води в поверхневому шарі завжди вище 4 °С. Річні амплітуди коливання температури незначні. Озера даної групи (Танганьїка, Вікторія, Женевське) розташовані в тропічній та субтропічній зонах.

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

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

4.5. Льодовий режим озер

Замерзання озер. Восени при охолодженні поверхневих шарів води до 0 °С в озерах утворюється лід. У тиху погоду малі озера за одну ніч можуть вкритися тонким шаром льоду, який переходить у сталий льодостав. За наявності вітру льодостав настає поступово. Спочатку біля берегів утворюються забереги, які наростають до відкритої частини озера. Одночасно у відкритій частині з'являється сало. Під час затишшя сало змерзається й

озеро вкривається льодом. Отже, малі озера замерзають по всій поверхні майже одночасно, і період замерзання незначний.

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

Малі мілкі озера можуть замерзнути протягом однієї доби, на середніх та великих мілководних озерах між появою перших льодових утворень і льодоставом може проминути від 3–5 до 15–20 діб. На великих озерах півдня суцільний льодовий покрив буває дуже рідко. Так, на оз. Севан він утворюється приблизно вісім разів за 100 років.

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

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

При додатних температурах повітря на поверхні льоду починає танути сніг. Структура льоду змінюється, він стає пористим, крихким, легко ламається на окремі крижини, танення його прискорюється. Підняття рівня води за рахунок надходження талої води з басейну також спричиняє більш швидке руйнування льодового покриву.

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

4.6. Донні відклади та еволюція озерної улоговини

4.6.1. Утворення озерних відкладів

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

Матеріалом для формування озерних відкладів є продукти ерозії ґрунтів, руйнування берегів, рештки відмерлих організмів, господарська діяльність людини тощо. У розподілі відкладів в озерній улоговині існує певна закономірність, пов'язана з механічним складом наносів і доступністю окремих частин водойми діяльності хвиль, течій, перемішуванню. Крупність наносів зменшується в напрямку від берегів до центра улоговини. Наприклад, галечник поступово змінюється галечниково-піщаними відкладами, а далі, в міру послаблення дії хвиль (на глибині понад 2–3 м) – мулисто-піщаними. Глибинну частину озера заповнюють мули, насичені водою (особливо в поверхневому шарі, де вони являють собою напіврідку масу, яка містить 80–95 % води).

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

Осад дрібних частинок, а отже й накопичення мулу, відбувається повільно. Озерний мул складається як із мінеральних, так і з органічних частинок.

Органічні частинки мулу містять рештки прибережної рослинності, водоростей і тваринних організмів (планктону, нектону, бентосу). Усі ці рештки разом із мінеральними частинками накопичуються в придонному шарі, де й відбувається початкова стадія мулоутворення.

Мінеральна частина відкладів мулу складається з річкового або озерного алювію, решток відмерлих водяних організмів та різних хімічних сполук, які випадають із розчину. Мули, які містять значну кількість органічних (малозольних) речовин, різноманітні, але серед них виділяються два найпоширеніших види – торф'янистий (гумі-новий) мул і сапропель.

Сапропель (гнилий мул) містить в основному рештки нижчих рослин і тварин із більш-менш значними домішками мінеральних частинок та вищих рослин. Під дією мікроорганізмів при малому доступі кисню відклади, які утворюють сапропель, перетворюються на колоїдну аморфну желеподібну масу, багату на жири, білки та воскоподібні речовини. Мінеральна частина сапропелю містить значну кількість продуктів життєдіяльності організмів (стулки діатомових, вапнякові раковини молюсків тощо). З часом сапропелі в глибинних шарах мінералізуються й утворюють сапропеліти. Потужність їх може досягати 30 м. Мули типу сапропелю характерні для евтрофних, багатих на поживні речовини, озер лісової зони.

Пелоген - верхній шар вже закінчених сапропелевих утворень, що характеризується біологічною активністю.

Сапропеліти (або сапропелеве вугілля) – викопне вугілля, що утворилося в результаті перетворення сапропелю.

Сапропель використовується як добриво, додається до корму для худоби. Значні запаси сапропелю характерні для озер Волинської області.

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

У деяких озерах (озера Карелії) на дні накопичилися значні поклади озерних залізних руд, які мають промислове значення.

Відклади солоних і мінеральних озер у вигляді різних мінеральних солей використовуються як цінна сировина для промисловості і як добриво в сільському господарстві. Мул мінеральних озер широко використовується в лікувальних цілях.

4.6.2. Заростання озер

Заростання озер – це нормальний процес їхнього розвитку. У міру заповнення озерної улоговини наносами створюються умови для поселення рослин спочатку в прибережній смузі, а потім і по всьому озеру. Поблизу урізу води селяться вологолюбні рослини (осоки, образки, жовтець), які затоплюються водою тільки під час високих весняних вод. Далі розміщується смуга земноводних рослин (озерний хвощ, рогіз, стрілиця, півники). За смугою земноводних поселяються представники високих надводних рослин (очерет, водяний рис). На глибині 2,5–3 м з'являється листя та квіти напівзанурених рослин (латаття, купавка, водяна гречка та ін.). Ще ближче до центра містяться занурені у воду рослини (елодея, рдесники), які вдень перенасичують воду киснем, а вночі спричиняють дефіцит його. Найближче до центра розташовані підводні луки, утворені нижчими рослинами, не вибагливими до світла, а також мікроскопічні водорості.

Часто озера заростають у вигляді сплавин – утворень на поверхні озер лісової зони, які складаються з решток різних мохів і рослин, на яких поселяються земноводні та інші рослини.

Відмирання рослин є однією з причин підвищення дна й обміління озера, внаслідок чого створюються несприятливі умови для проростання інших рослин. Через це одна рослинна зона змінюється іншою доти, поки озерна рослинність не зміниться болотною.

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

Контрольні питання до розд. 4

1. Які водні утворення належать до озер?

2. Якого походження бувають озерні улоговини і як вони класифікуються?

3. У чому полягає суть еволюції озера?

4. Якими основними морфометричними характеристиками описуються озера?

5. Назвати особливості термічного режиму озер.

6. Що таке гомотермія?

7. Що таке шар температурного стрибка?

8. На які типи поділяються озерні відклади?

9. Що таке сапропель?

5. ГІДРОЛОГІЯ ВОДОСХОВИЩ

5.1. Призначення водосховищ та їхнє поширення

В Україні і світі водні ресурси розподілені дуже нерівномірно. У зв'язку з цим у багатьох регіонах виникає проблема забезпечення населення і галузей економіки якісною прісною водою, яка розв'язується шляхом перерозподілу водних ресурсів: ***у часі*** – з допомогою водосховищ і ставків на річках; ***у просторі*** – методом перекидання вод в посушливі регіони каналами і водоводами.

Водосховище, згідно з Водним кодексом України, – це штучна водойма місткістю понад 1 млн м^3, збудована для створення запасу води та регулювання її стоку. Штучна водойма місткістю менше 1 млн м^3 називається ***ставом.*** В інших країнах можуть бути свої нормативи стосовно параметрів водосховищ.

Одним з перших на Землі було водосховище, створене в стародавньому Єгипті в 2950–2750 рр. до н.е. з греблею Садд-ель-Кафара на р. Ніл. За даними Міжнародної комісії з великих гребель (ICOLD), на земній кулі налічується близько 60 тис. водосховищ. Загальна площа всіх водосховищ світу перевищує 400 тис. км^2, а з урахуванням підпертих озер – 600 тис. км^2. На деяких річках (Дніпро, Волга, Ангара, Міссурі, Колорадо, Парана) значні ділянки перетворені на каскади водосховищ.

В Україні станом на 2023 р. було 1054 водосховища із загальним повним об'ємом 55,1 км^3 та сумарною площею водного дзеркала 9362 км^2. В Україні місцевий стік річок становить 50,1 км^3/рік, а разом із транзитним стоком з території РФ, Білорусі та Румунії – 170,3 км^3/рік. Таким чином, водосховищами зарегульовано 32 % від загального річного стоку країни.

На Дніпрі було створено каскад з шести водосховищ (Київське, Канівське, Кременчуцьке, Кам'янське, Дніпровське, Каховське) загальною площею 6880 км^2 і повним об'ємом 43,7 км^3 (табл. 5.1). На базі каскаду дніпровських водосховищ створено потужний водогосподарський комплекс, який забезпечує водою майже 30 млн населення, 2/3 території України, 50 великих міст. В шести водосховищах Дніпровського каскаду (43,71 км^3) та Дністровському водосховищі (3,0 км^3) перебувало 85 % об'єму води всіх водосховищ країни. Близько 90 % водосховищ в Україні належать до категорії малих (з об'ємом менше 0,01 км^3).

Варто відзначити, що 6 червня 2023 р. гребля Каховського водосховища була зруйнована російськими агресорами під час російсько-української війни, що розпочалася 24 лютого 2022 р. Це водосховище перестало існувати.

У світі найбільшу площу мають водосховища: Вольта (р. Вольта) – 8480 км^2, Братське (р. Ангара) – 5470 км^2, Куйбишевське (р. Волга) – 5900 км^2, а з підпертих озер: Вікторія (оз. Вікторія, річки Ніл, Вікторія) – 76 000 км^2, Байкальське (оз. Байкал, р. Ангара) – 23 970 км^2, Онтаріо (оз. Онтаріо, р. Св. Лаврентія) – 19 560 км^2. Найбільший об'єм води у водосховищі Вікторія – 205 км^3, у Братському водосховищі – 169 км^3, а у водосховищі Кариба (р. Замбезі) – 160 км^3. В Україні найбільше за площею та об'ємом є Кременчуцьке водосховище на Дніпрі, а було й Каховське (див. табл. 5.1).

Близько 95 % об'єму води всіх водосховищ світу зосереджено у великих водоймах об’ємом понад 0,1 км^3. Найбільше таких водосховищ на земній кулі було збудовано в 60–70-ті рр. XX ст. – бл. 700, тоді як в 1980–2000 рр. створено 258 водосховищ. Понад 40 % водосховищ зосереджено в помірному поясі Північної півкулі, де знаходиться більшість економічно розвинених країн світу. Значне число водосховищ розташоване і в субтропічному поясі, де їх створення пов’язано перш за все з необхідністю зрошення земель. У межах тропічного, субекваторіального та екваторіального поясів кількість водосховищ відносно невелика, але оскільки серед них переважають великі та найбільші, їх частка в повному об’ємі всіх водосховищ становить понад 1/3.

Таблиця 5.1. Характеристики водосховищ Дніпровського каскаду

Показник	**Водосховище**					
	Київське	**Канівське**	**Кременчуцьке**	**Кам’янське**	**Дніпровське**	**Каховське**
Роки заповнення	1965–1966	1975–1976	1960–1961	1963–1964	1931–1934, 1947*****	1955–1956, 2023******
Напір води, м	11,5	10,5	17,0	12,6	35,4	16,5
Довжина, км	110	125	149	114	129	230
НПР, м БС	103,0	91,5	81,0	64,0	51,4	16,0
РНС, м БС	102,0	91,5	79,0	63,8	51,4	14,0
РМО, м БС	101,5	91,0	75,7	63,5	48,5	12,7
РПС, м БС	102,0	91,5	77,5	64,0	51,4	15,7
ФПР, м БС	104,0	92,7	82,4	66,0	51,4	18,0
Площа при НПР, тис. га	92,2	64,2	225,0	56,7	41,0	215,0
Площа мілководь (до 2 м), %	40	24	18	31	36	5
Повний об’єм при НПР, км^3	3,7	2,5	13,5	2,5	3,3	18,2
Робочий об’єм між НПР та РМО, км^3	1,2	0,3	9,1	0,5	0,8	6,8
Корисний (літній) об’єм між НПР та РНС, км^3	0,8	0,0	4,1	0,1	0,0	4,2
Глибина при НПР, м: *максимальна* *середня*	15 4,0	12 3,9	24 6,0	14 4,3	45 8,0	32 8,4
Спрацювання рівнів, м	0,5-1,0	0,5	4,0-6,0	0,5	0,5-1,0	3,0-4,0
Довжина берегової лінії, км	520,0	411,0	800,0	360,0	470,0	896,0
Дамби і берегоукріплення, км	100,1	136,2	145,3	108,3	61,8	206,7
Характер регулювання стоку	сезонний	добовий	сезонний і річний	добовий	добовий	сезонний і річний

Примітки. ***** *– Дніпровське водосховище* заповнювалося двічі; ****** *– Каховське водосховище* було зруйноване влітку 2023 р. під час російсько-української війни, що розпочалася 24 лютого 2022 р.

Водосховище, як і став, утворюється при перегороджуванні русла і заплави річки штучною греблею, тому воно має спільні риси з річкою (стік води, проточність, сезонне коливання рівнів води) та з озером (уповільнений водообмін, термічне, хімічне і біологічне розшарування водних мас).

Водосховища відрізняються від ставів не лише площею і обсягом, але і призначенням. З їх допомогою вирішується ціла низка господарських проблем: водопостачання; зрошення; виробництва промислової продукції і дешевої електроенергії; вилову риби; мисливства і рекреації; судноплавства; боротьби із засухами, повенями, підтопленням і затопленням територій тощо.

Від озер водосховища відрізняються насамперед гідрологічним режимом. Спорудження водосховищ розпочинається з різкого масштабного втручання в природний гідрологічний режим річки чи озера, тому водосховища є складними техногенними об'єктами зі штучно сформованим гідрологічним режимом. За допомогою гідротехнічних споруд людина керує гідрологічним режимом водосховищ за заздалегідь розробленими правилами. Ці правила всебічно враховують інтереси водокористувачів та проблеми охорони природи і визначають параметри рівнів і обсягів води у водосховищі та частоту й обсяги скидів води через споруди гідровузла в різні періоди року при різних надходженнях води у водойму. Для каскаду водосховищ на одній річці (наприклад, Дніпровський), а також для систем водосховищ на різних річках чи для певних водозбірних басейнів розробляються єдині систематизовані правила експлуатації.

З іншого боку, штучно створені водосховища беруть також участь у кругообігу води в річкових системах і зазнають не тільки антропогенного впливу, але й значного впливу комплексу природних чинників і умов, підпорядковуються тим законам природи, що властиві природним водним об'єктам – річкам та озерам.

У 80-х рр. XX ст. сформувалось уявлення про великі водосховища (їх системи і каскади) як водні об'єкти комплексного призначення, що утворюють природно-техногенні системи (комплекси), стан яких, у тому числі екологічний, потребує поліпшення на основі спеціально розроблених оптимізаційних моделей.

Будівництво й експлуатація водосховищ та їх каскадів чи систем приводить до перетворення географічного середовища на значних територіях. Без будівництва систем водосховищ, каналів і водоводів неможливе було б існування високорозвинених культур у басейнах Нілу, Тигру та Євфрату, Амудар'ї та Сирдар'ї, Дунаю, Дніпра та багатьох інших річок. Режим водосховищ і його вплив на довкілля, потреби раціонального комплексного використання їх ресурсів та обмеження негативного впливу на природу – це складні сучасні проблеми, необхідність розв'язання яких зумовило виникнення нового розділу гідрології суходолу – *гідрології водосховищ*.

5.2. Типи водосховищ, їхні основні характеристики

5.2.1. Типи водосховищ

У гідрології водосховищ ці штучні водойми розглядаються як такі, що поєднують ознаки озера і річки. Поділ водосховищ на окремі типи може

здійснюватися за географічним положенням, за способом утворення (генетичні ознаки), за морфологічними ознаками (будова ложа), за місцем у річковому басейні, за характером регулювання стоку та іншими ознаками.

За географічним положенням водосховища поділяють на *гірські, передгірні, рівнинні* і *приморські.* Їх положення в системі форм рельєфу визначає величину підпору (підняття рівня) води у водосховищі стосовно рівня води в річці.

Гірські та ***передгірні*** водосховища, створені на відповідних річках, мають найбільші величини підпору, який може становити кілька сотень метрів (Нурецьке водосховище на р. Вахш в Середній Азії – 300 м). В Україні ці типи водосховищ є у верхів'ях річок, що витікають із Карпатських і Кримських гір. Гірські і передгірні водосховища невеликі за площею та обсягом, висота підпору води – кілька десятків метрів. Призначені ці водойми для акумуляції прісних вод (Крим) або ж для боротьби з повенями (Карпати).

Рівнинні водосховища, створені на рівнинних річках, становлять переважну більшість водосховищ. Висота підпору рівня води становить до 50 м. Саме до таких належать водосховища Дніпровського каскаду (див. табл. 5.1), а також Дністровське, Червонооскільське, Інгулецьке, Ташлицьке та інші водосховища України.

Рівнинні водосховища комплексного призначення відзначаються великими площами підтоплення і затоплення прилеглих територій, які можуть в кілька разів перевищувати площі новоутворених водойм. Значні втрати трансформованих земель, відселення населення, перенесення господарських об'єктів, великі кошти на інженерний захист прибережних територій – характерні проблеми, що виникають на рівнинних водосховищах, тоді як на гірських і передгірних водосховищах вони незначні.

Приморські водосховища будують у приморських гирлах річок, які утворюють лимани чи глибокі затоки. Висота підпору на таких водосховищах здебільшого не перевищує 10 м. На причорноморському узбережжі України в 80-х роках XX ст. такі водосховища планувалося збудувати на Дніпрі, Південному Бузі, Дністрі та на приморських лагунах і лиманах: Сасик, Шагани, Хаджибей, Тилігул, Березань по трасі каналу Дунай – Дніпро, яким планувалося подавати воду для зрошення півдня України. Однак збудовано тільки ту частину гілки каналу, яка з'єднує р. Дунай і озеро Сасик. Озеро (лагуну) Сасик було опріснено. Серед проблем приморських водосховищ є такі ж, як і у рівнинних: підтоплення і затоплення прилеглих земель, замулення і заболочення акваторій, а також специфічні: засолення вод і ґрунтів, трансформація або знищення тварин і рослин, пристосованих до існування в солонуватих водах.

За способом утворення (заповнення водою) водосховища поділяються на *загатні* і *наливні.*

Загатні утворюються, коли загачується водотік і створюється підпір води. До цього типу належать практично всі водосховища, збудовані на річках України.

Наливні водосховища створюють в місцях потреби у воді: у посушливих районах, де природні водні об'єкти відсутні чи дуже засолені (в Криму), або ж на підвищеннях рельєфу, де необхідно створити штучні резервуари води (водосховища ГАЕС, протипожежні, питні). Улоговини цих водосховищ штучні або використані балки, а вода до них подається закритими водоводами.

За вихідною морфологією ложа виділяються *долинні* та *улоговинні* водосховища.

Долинні утворюються в річкових долинах за рахунок загати водотоку. Дно в таких водоймах похиле до загати, у цьому ж напрямку зростають глибини води, швидкість течії.

Улоговинні водосховища утворюються при підпорі води в озері або ж вони розташовані в ізольованих западинах, кар'єрах, морських затоках тощо.

За ступенем регулювання річкового стоку водосховища бувають *багаторічного, сезонного, тижневого* і *добового регулювання.* Вибір ступеня регулювання визначається ще при проєктуванні водосховища залежно від його призначення і співвідношення проєктного рівня води у водосховищі та величини стоку води в річці.

Каскадне розташування. На річці може бути збудовано кілька водосховищ, які утворюють каскад і експлуатуються взаємопов'язано за одними правилами (Дніпровський каскад).

Основні типи водосховищ показано на рис. 5.1.

5.2.2. Основні морфометричні характеристики водосховищ

Основні морфометричні характеристики водосховищ, як і в озер, – це ***площа поверхні*** та ***об'єм води***. Площа поверхні водосховища при одному і тому ж об'ємі залежить від форми водосховища, яка може бути округлою (улоговинні водосховища) або витягнутою (долинні). Останні до греблі розширюються, на місці приток утворюються затоки, а на підвищених ділянках заплави – острови.

Площа поверхні та об'єм водосховища відрізняються залежно від рівня води в ньому. Проєктом і правилами експлуатації водосховища встановлюються характерні рівні води, що визначають його експлуатаційний режим (рис. 5.2). Ложе водосховища, всі гідротехнічні споруди в його межах, користування водними, біологічними та іншими ресурсами водосховища визначаються абсолютними відмітками експлуатаційних рівнів води і динамікою переходів від одних рівнів до інших.

Процес підвищення рівня води у водосховищі, коли притік води в його ложе перевищує сумарні скид, випаровування і забір води, називається *наповненням водосховища*. Період часу, протягом якого відбувається цей процес, називається *періодом наповнення водосховища*. Для водосховищ України характерне весняне наповнення в період весняної повені. Решту періодів року може бути тільки тимчасове короткочасне наповнення водосховища.

Процес зниження рівня води у водосховищі, коли витрати води перевищують її притік, називається *спрацюванням водосховища*. Відповідний період часу називається *періодом спрацювання водосховища*. У літньо-осінній період спрацювання водосховищ незначне, а в зимовий період воно зростає у зв'язку з потребами енергетики, необхідністю змінити об'єм для приймання повені.

На водосховищах спеціального призначення (водойми ГАЕС, питного, протипожежного, резервного призначення) періоди наповнення і спрацювання визначаються з урахуванням їх специфіки.

Найвищий підпірний рівень, що може підтримуватися за умов нормальної експлуатації – це ***нормальний підпірний рівень*** (НПР).

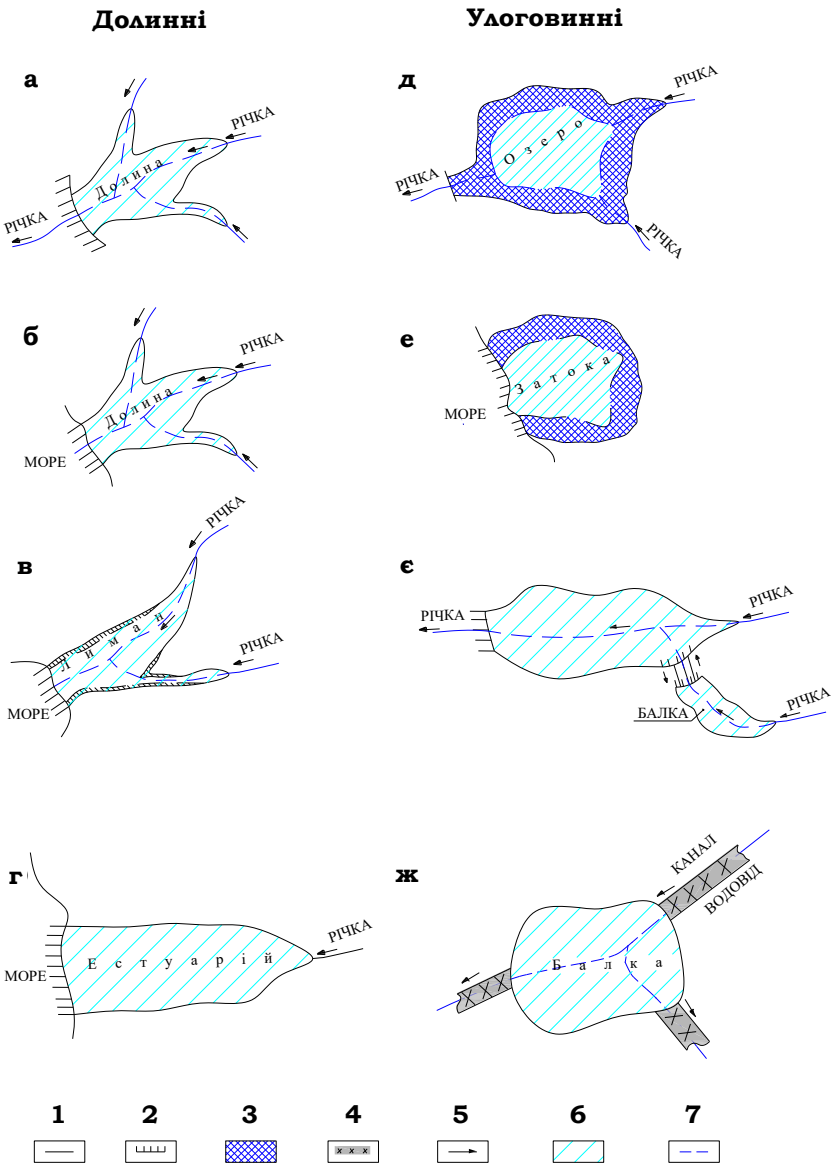


Рис. 5.1. Основні типи водосховищ:
а) долинне на річці; б) долинне на березі моря; в) долинне в лимані; г) долинне в естуарії (припливна ГЕС); д) улоговинне (підперте озеро); е) улоговинне (підперта затока моря); є) улоговинне наливне (ГАЕС); ж) улоговинне наливне; 1 – річка; 2 – гребля; 3 – затоплена берегова зона; 4 – водовід (канал); 5 – напрямок течії; 6 – акваторія водосховища; 7 – затоплена руслова мережа річки (струмка, балки)

При значних повенях чи паводках для запобігання затопленню і підтопленню розташованих нижче греблі територій наповнення водосховища здійснюється до відміток, як правило, на 1 м вищих від НПР. Такий рівень називають ***форсованим підпірним рівнем*** (ФПР). Мінімальний рівень води, до якого можна спрацювати водосховище, називається ***рівнем мертвого об'єму*** (РМО) – див. рис. 5.2.

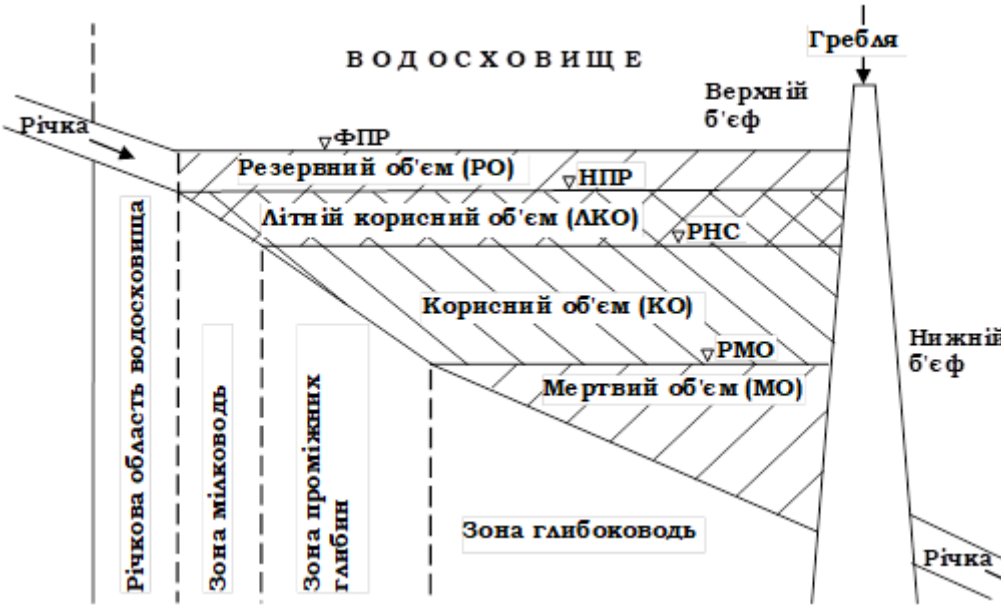


Рис. 5.2. Основні морфометричні елементи водосховища (межі зон водосховища проведені умовно; корисний об'єм водосховища включає літній корисний об'єм)

Об'єм води між НПР і РМО називається ***корисним об'ємом***. Корисний і мертвий об'єми водосховища в сумі дають його ***повний об'єм (ємність)***, а об'єм води між НПР і ФПР називається ***резервним***. На судноплавних водосховищах встановлюється так званий ***рівень навігаційного спрацювання*** (РНС), тобто рівень води на період навігації, протягом якої в межах судноплавних шляхів гарантуються необхідні глибини (на р. Дніпро – 3,65 м). Об'єм води між НПР і РНС називається ***літнім корисним об'ємом***. Він використовується для зрошення полів, водозабезпечення віддалених районів за допомогою водоводів, каналів.

Нариклад, основні експлуатаційні рівні і відповідні об'єми водосховищ Дніпровського каскаду див. у табл. 5.1.

У гідрологічній і гідротехнічній літературі вживаються терміни ***верхній б'єф*** і ***нижній б'єф*** водосховищ, які означають прилеглі до греблі водосховища відповідно верхню і нижню його ділянки. У каскаді нижній б'єф верхнього за течією водосховища одночасно є верхнім б'єфом нижнього водосховища (див. рис. 5.2).

Водосховища, як і природні водойми, у своєму розвитку проходять ранню *стадію первинного наповнення*, коли формується новий водний об'єкт із притаманними йому базисом ерозії, характерними рівнями води і водним режимом; потім *стадію молодості*, на якій активно формуються береги і ложе водойми, її прибережна смуга і водоохоронна зона, водний і береговий рослинний та тваринний світ; *стадію зрілості*, коли бурхливі процеси припиняються, і на зміну їм приходить стабілізація берегів, ложа, водних і наземних екосистем; *стадію старості*, на якій переважають процеси заболочування, занесення і замулювання водойм, деградація рослинного і тваринного світу. Більшість великих водосховищ України, які були збудовані в 50–70-ті рр. XX ст., нині переживають стадії молодості і зрілості свого розвитку.

5.3. Водний баланс і гідродинаміка водосховищ

5.3.1. Водний баланс водосховищ

Водний баланс водосховищ значною мірою визначає їх водний режим. Рівняння водного балансу водосховища має таку ж структуру, як і для озера, але в прибутковій частині цього рівняння головна складова – це притік річкових вод (для окремого чи верхнього в каскаді водосховища), а у видатковій частині – стік води.

У Дніпровському каскаді, за винятком Київського водосховища, основний притік води надходить із верхнього водосховища в нижнє (75 % – Канівське, 94–95 % – решта водосховищ). Це ж стосується і стоку води.

Опади для більшості великих долинних водосховищ становлять менше 10 % надходження вод, хоча в Карпатах внесок опадів у водний баланс значно зростає, зумовлюючи катастрофічні повені в останнє десятиріччя. На Дніпровському каскаді кількість опадів, що надходять у водосховища, змінюється з 0,5 км^3/рік (Київське водосховище) до 1,1 км^3/рік (Кременчуцьке водосховище).

Випаровування з поверхні водосховищ залежить від широти місцевості і глибоководності водойми, складаючи пересічно близько 10 % видаткової частини балансу. Але в межах мілководних малих водосховищ степової зони випаровування різко зростає. На дніпровських водосховищах сумарна величина випаровування може становити близько 5 км^3/рік – це близько 30 % від їх сумарного корисного об'єму. Найбільш інтенсивно вода випаровується на мілководдях, які інтенсивно прогріваються в літній період. Якщо порівняти Каховське водосховище (коли воно існувало) і Кременчуцьке водосховище, які мали майже однакові площі водного дзеркала, а площі мілководь складали відповідно 5 і 20 %, випаровування на Каховському водосховищі, розташованому південніше, було в 1,5 рази більше і становило 1,5 км^3.

Такі ж особливості характерні і для інших водосховищ світу, які розташовані в різних умовах зволоження і випаровуваності.

Водосховища відрізняються від озер значно більшим водообміном, що зумовлено їх більшою проточністю. Проточність водосховищ тим більша, чим менший їх об'єм. Для Кременчуцького водосховища період водообміну

складає в середньому 85–130 днів, а для Канівського і Дніпровського – 18–20 днів. Водообмін на дніпровських водосховищах є визначальним чинником нормального функціонування їх екосистем.

5.3.2. Коливання рівнів води

Гідродинаміка водосховищ об'єднує коливання рівнів води, хвилювання і течії. У межах мілководних зон, де може рости вища водна рослинність, гідродинаміка водних мас виступає провідним фактором функціонування їх екосистем.

Коливання рівнів води залежать від зміни кількісних характеристик складових частин водного балансу, у першу чергу від режиму наповнення і спрацювання водосховищ, які супроводжуються відповідно зростанням і зниженням рівня води. Для водосховищ виділяються так звані *фазохарактерні періоди* стояння рівнів води: осінньо-зимового передповеневого спрацювання рівнів до відміток РНС, а в роки очікуваної високої повені – до РМО; весняного повеневого наповнення до відміток НПР, а в роки з високою повінню до ФПУ; літньо-осінньої стабілізації рівнів між РНС і НПР, протягом якої відбуваються повільні незначні тимчасові спрацювання рівня (в посушливі періоди) і його підняття (під час дощових паводків). Кінець літньо-осіннього періоду збігається із закінченням навігації, рівень води при цьому знижується з відміток НПР (ФПР) до РНС.

Величина коливання рівня води протягом року може становити в районі верхніх б'єфів ГЕС від 5–6 м (Кременчуцьке водосховище) до 0,5–1,0 м (Канівське, Дніпровське, Кам’янське водосховища). Найбільші коливання рівнів води мають місце на водосховищах сезонного і річного регулювання, найменші – на водосховищах тижневого і добового регулювання (див. табл. 5.1). Коливання рівнів регулюються штучно згідно з правилами експлуатації водосховища. У верхів'ях водосховищ (у зонах виклинювання підпору) зміни рівня води подібні до річкових, чого не буває на озерах.

На водосховищах, греблі яких обладнані гідроелектростанціями, спостерігаються значні добові коливання рівнів. Це зумовлено нерівномірним режимом роботи ГЕС, які більшу частину року (за винятком періодів передповеневого спрацювання і повені) працюють на покриття пікових навантажень в енергосистемі. Як правило, здійснюється два *попуски* води протягом доби: вранці і ввечері – у години "пік". Попуски поширюються у вигляді *довгих хвиль*: *"прямих"* (направлених за течією річки) – в нижніх б'єфах ГЕС і *"зворотних"* (направлених проти течії) – у верхніх б'єфах. Максимальні коливання рівнів пов'язані з "прямими" хвилями. Вони спостерігаються нижче греблі ГЕС. На дніпровських водосховищах ці коливання можуть досягати 1,5–2,5 м. Коливання рівнів, викликані "зворотними" хвилями, значно менші і, як правило, не перевищують 10–20 см. Хвилі попусків поширюються на десятки кілометрів уздовж водосховища, але в міру віддалення від ГЕС вони розпластуються і зумовлені ними коливання рівнів зменшуються. Так, за даними спостережень на Канівському водосховищі, на відстані 20 км від Київської ГЕС амплітуда коливання рівнів, викликаного попусками ГЕС, зменшується вдвічі, а на відстані 60 км коливання рівнів практично непомітні.

На водосховищах, як і на озерах та морях, часто спостерігаються місцеві коливання рівня води, викликані згінно-нагінними явищами. На

Кременчуцькому водосховищі і Каховському водосховищах (коли воно існувало) при поздовжніх до осі водойм вітрах згінно-нагінні коливання рівня води могли досягати 1 м. Спостерігаються також незначні коливання рівня води, викликані місцевими відмінностями температури, тиску, паводками тощо.

5.3.3. Течії

Течії води у водосховищах подібні до течій води в озерах, викликаних вітрами, градієнтами тиску і температури, перепадами рівнів води, стратифікацією водної товщі. Для всіх цих видів течій характерна складна просторова структура і нестаціонарний тимчасовий характер, які відрізняють їх від таких же течій в озерах.

На місцеві течії значно впливають острови і мілководдя, затоплені русла та озера, рослинність і донні наноси, конфігурація і морфологія берегів. Швидкості перелічених течій, як правило, не перевищують 10–20 см/с, але навіть при таких течіях відбувається водообмін в мілководних зонах, який забезпечує тут оптимальні екологічні умови.

На відміну від озер на водосховищах, як і на річках, є стокові течії води, спрямовані вздовж русел затоплених річок від верхів'їв до гребель водосховищ. Але стокові течії на водосховищах значно відрізняються від таких же течій на річках.

До створення каскаду водосховищ на Дніпрі з позицій екологічного значення найбільш важливим елементом гідрологічного режиму річки була весняна повінь. Вона забезпечувала промивання всієї заплави (500 км^2), що включала також 185 км^2 русла річки з усіма заплавними водоймами. Об'єм каскаду в 14 разів перевищує руслову ємність Дніпра, а стокові течії зменшились на два порядки.

Тепер інтенсивність весняної повені різко знизилась, натомість вирішального екологічного значення набули попуски ГЕС, з якими пов'язаний нестійкий режим стоку, штучно імпульсно-стабілізований. Швидкість поширення хвиль попусків становить від 3 до 20 м/с, а середня швидкість стокових течій – менше 0,1 м/с.

5.3.4. Хвилювання

Хвилювання на водосховищах має різне походження і багато видів. Найбільш суттєвими є вітрові і суднові хвилі, хвилі, зумовлені різницею тиску і температури, коливанням рівнів тощо. Хвильові процеси визначають умови функціонування екосистем, впливаючи на формування якості води і біопродуктивність, стан берегів, берегових відмілин і дна водойм, заростання мілководь, камутність води та ін.

Висота хвиль на водосховищах змінюється від кількох сантиметрів до 4,0–4,5 м і залежить від розмірів водосховища та його глибини, протяжності вздовж панівних вітрів.

Найбільший екологічний і водогосподарський ефект належить вітровим хвилям, унаслідок яких відбувається перемішування вод і донних відкладів на мілководдях, а при високих хвилях – і на субліторалі, розмив ложа і берегів, погіршення умов життєдіяльності макрофітів і фітопланктону, переміщення наносів.

Суднові хвилі мають суттєве значення в районах портів і пристаней та у верхів'ях водосховищ, де вони проявляють абразійні та екологічні ефекти. Інші види хвиль мають другорядне значення.

5.4. Гідрофізичні процеси у водосховищах

Гідрофізичні процеси у водосховищах, як і на озерах та річках, є проявами температурного і льодового режиму води, оптичних властивостей водних мас, динаміки завислих речовин.

5.4.1. Термічний режим

Термічний режим водосховищ України формується в умовах теплого помірного і досить вологого клімату. На великих водосховищах він схожий на термічний режим озер, а на малих долинних водосховищах – на режим річкових плес. Однак і на великих, і на малих водосховищах термічний режим відзначається нестабільністю і нерівномірністю розподілу температур по водоймі. Найближчий до озерного термічний режим формується у пригреблевих глибоководних зонах профундалі, де слабка проточність, спостерігається температурна стратифікація вод з виникненням термоклинів.

У мілководних зонах літоралі та субліторалі, завдяки хвильовому перемішуванню всієї товщі води, переважає гомотермія протягом більшої частини вегетаційного періоду. У водосховищах-охолоджувачах ТЕС і АЕС температура води може підвищуватись вище значень, характерних для природного ходу термічних процесів, що дуже негативно впливає на умови проживання гідробіонтів.

Температура води своєрідно розподіляється і по акваторії водосховищ. Теплоактивні зони приурочені, як правило, до мілководних зон, оскільки реакція температур води на температуру довкілля тут найбільш помітна. Глибоководдя є теплоінертними ділянками. У цілому на розподіл температур води у водосховищах вирішальний вплив справляє внутрішньоводойменна динаміка: коливання рівнів, течії, хвилювання, перемішування вод.

5.4.2. Льодовий режим, оптичні властивості

Льодовий режим, як і термічний, визначається особливостями клімату. У цілому льодовий режим водосховищ близький до льодового режиму озер за тих же географічних умов і суттєво відрізняється від льодового режиму річок. Порівняно з річками льодовий період триваліший, а товщина льоду більша. Період утворення суцільного льодового покриву у верхніх і нижніх б'єфах гідровузлів триваліший в часі, ніж на решті водойми, завдяки щодобовим попускам води. На дніпровських водосховищах попуски води призводять до існування протягом усієї зими ополонок, витягнутих на десятки кілометрів від ГЕС. Розміри цих ополонок можуть значно змінюватися залежно від температури повітря.

Період весняного танення льоду на водосховищах коротший, ніж на озерах, завдяки притоку води, спрацюванню і наповненню водосховища.

Оптичні властивості водних мас визначаються *прозорістю,* кількісним показником якої є ослаблення сонячного світла у верхньому шарі води. Прозорість води у водосховищах в цілому більша, ніж у річках, але

менша, ніж в озерах. Дослідження оптичних властивостей води у водосховищах Дніпра показали, що вниз по Дніпру вода стає більш прозорою. Найбільш прозора вода взимку під захистом льоду, найменш прозора на піку повені. Потім до кінця повені прозорість залишається низькою, а на кінець вегетаційного періоду – збільшується. Загалом по Дніпровському каскаду відносна прозорість води коливається від 0,6 до 3,3 м.

5.4.3. Завислі речовини

Завислі речовини у воді визначають прозорість води і забезпечують формування комплексу донних відкладів, вбирають мікроелементи і впливають на гідробіонти. Концентрація завислих речовини у воді, їх склад, розподіл у просторі і зміни в часі, осадоутворення (***седиментація***) складають разом *седиментаційний режим.* На водосховищах він докорінно відрізняється від такого ж режиму на річках. Так, на дніпровських водосховищах генетично виділяються ***алохтонні*** завислі речовини, тобто принесені із зовні, та ***автохтонні*** – які утворились у водоймі. Серед цих типів речовин виділяють групи мінеральних і органічних седиментів. У Київське водосховище надходять 800 тис. т/рік алохтонів переважно мінерального складу. У Канівське водосховище надходить 428 тис. т/рік алохтонів, у Кременчуцьке – до 1000 тис. т/рік, у Кам'янське і Дніпровське – по 600–700 тис. т/рік, у Каховське (коли воно існувало) – 500 тис. т/рік.

Основне джерело автохтонів – продукти розмиву берегів і дна водосховищ. Так, у Київське водосховище щорічно надходить 1350 тис. т автохтонних речовин, у Канівське – 2000 тис. т, Кременчуцьке – 7870 тис. т, Кам'янське – 3150 тис. т, Дніпровське – 1950 тис. т, Каховське (коли воно існувало) – 21 700 тис. т, що становить 60–98 % всіх завислих речовин. Основна частина завислих речовин (94 % у Дніпровському каскаді) седиментує (відкладається) у водосховищах.

Весною, коли переважає поверхневий стік, зростає кількість завислих мінеральних речовин, а влітку, внаслідок розвитку фітопланктону, збільшується кількість завислих органічних речовин.

5.5. Формування берегів водосховищ та підтоплення прибережних територій

5.5.1. Формування берегів

Береги і ложе водосховища формуються під впливом вітрових хвиль, течій, переміщення наносів по акваторії.

Руйнування берегів водосховищ в літературі отримало назву *"переформування"* та *"переробка" б*ерегів.

Переформування берегів – зміна форм берегового рельєфу, як денудаційного, так і акумулятивного.

Переробка берегів – відступання берегового уступу протягом певного часу, яке визначається відрізком між брівкою берегового уступу і вертикаллю на урізі води при НПР.

Спорудження водосховищ супроводжується підняттям рівня води і формуванням нового *базису ерозії* для всього периметру нової водойми. На прилеглих до неї територіях суходолу починається процес пристосування річкової і яружно-балкової мережі до нового базису ерозії. Пониззя і пригирлові ділянки перетворюються в затоки, а вище них формуються нові урізи водних потоків та бокові смуги ерозійної активності, які докорінно видозмінюють прилеглу до водосховища мережу водотоків.

Перетворення річки в озероподібну водойму зумовлює виникнення нових процесів формування рельєфу берегової зони – ***абразії*** (руйнування) берегових схилів і відмілин вітровими хвилями і течіями води та ***акумуляції*** (відкладення) продуктів розмиву на окраїнах берегових відмілин та в затоках. У зоні виклинювання підпору провідна роль у формуванні берегів і відмілин належить процесам ***ерозії*** (розмиву) берегових схилів і відмілин стоковими течіями води та акумуляції відкладів на перекатах, як це відбувається в річці з непорушеним режимом. Але в періоди стояння рівнів води, близьких до НПР, у цій зоні проявляються також процеси абразії та акумуляції під впливом вітрових хвиль і течій. Явища зміни провідних чинників динаміки берегів при змінах рівня води спостерігаються і в зонах мілководь та, рідше, в зоні проміжних глибин.

На берегах водосховищ залежно від їх розташування й умов, що склалися, можуть переважати процеси абразії (чи ерозії) або ж акумуляції. Відповідно виділяють ***абразійні (ерозійні)*** та ***акумулятивні береги***. На ділянках узбережжя водосховищ, захищених від розмиву островами, заростями рослинності, відмілинами, формуються ***нейтральні*** або ***стабілізовані береги***. Частину берегів водосховищ захищають від розмиву берегоукріпленнями – такі береги називають ***техногенними***. Абразійні береги переважають в озероподібних частинах водосховищ, ерозійні – у зонах виклинювання підпору, нейтральні і стабілізовані береги панують у зонах мілководь та проміжних глибин, а техногенні та акумулятивні зустрічаються повсюдно.

З часом інтенсивність формування (переробки) берегів водосховищ затухає (від 10–30 до 1–5 м/рік на дніпровських водосховищах), відповідно протяжність абразійних і ерозійних берегів зменшується, а нейтральних, стабілізованих і акумулятивних – зростає. Береги водосховищ у своєму розвитку проходять певні стадії (етапи): від активного вирівнювання берегової лінії до її стабілізації і стану динамічної рівноваги. На великих водосховищах Дніпра, Дністра, Волги, Вісли абразійні (ерозійні) береги становлять 30–40 %, нейтральні і стабілізовані – 40–60 %, решта – техногенні та акумулятивні. Максимальні розмиви берегів на дніпровських водосховищах і сьогодні можуть сягати 10–15 м/рік.

Руйнування берегів водосховищ завдає значної шкоди розташованим на їх берегах об'єктам (населеним пунктам, дорогам тощо). Втрати земель за період експлуатації водосховищ Дніпровського каскаду становлять 6500 га. Ширина зони переформування (переробки) берегів на р. Дніпро досягає близько 500 м, а ерозійна активність у притоках водосховищ (річках, балках, ярах) поширюється на кілька кілометрів у глиб суходолу.

Крупні фракції продуктів розмиву берегів акумулюються на відмілинах і в затоках, а дрібні утворюють завислі наноси і спричиняють ***замулення*** глибоководних ділянок ложа водосховищ, де вони осідають на дно (седиментують). Найдрібніші частинки в завислому стані виносяться в нижній б'єф водосховища. У рівнинних великих водосховищах на річках із невеликим стоком наносів замулення ложа незначне. За 30–50 років експлуатації дніпровських водосховищ воно склало 1–5 % від їх повного об'єму, тому період експлуатації таких водосховищ вимірюється багатьма сотнями років. На невеликих, особливо гірських чи передгірних водосховищах, де стік завислих наносів значний, інтенсивність замулення дуже велика (до 10 % повного об'єму за рік), тому такі водосховища замулюються за 10–20 років.

5.5.2. Підтоплення прибережних територій

Підтоплення – природно-техногенний процес підвищення рівня ґрунтових вод і збільшення вологості порід зони аерації. Підняття рівня води у водосховищах при їх наповненні спричиняє підняття рівня ґрунтових вод, що призводить до підтоплення прибережних територій. Процес стабілізації рівнів ґрунтових вод відбувається протягом тривалого часу і називається формуванням *кривої підпору ґрунтових вод*. Ширина смуги впливу водосховища на ґрунтові води може становити до 25 км, як наприклад було у Каховського водосховища (коли воно існувало).

З підняттям рівня ґрунтових вод у прибережній зоні водосховища пов'язане *обводнення ґрунтів* (насичення їх водою), *замочування* кореневищ рослин, підтоплення фундаментів споруд, затоплення понижених ділянок, засолення і забруднення ґрунтових вод. Критичні глибини залягання ґрунтових вод для сільськогосподарських угідь – 1–2 м, для будівель і споруд – 2–3 м. Територія з такими глибинами ґрунтових вод навколо каскаду дніпровських водосховищ сягає близько 93 тис. га, при цьому 230 тис. га потенційно підтоплюваних земель захищені гідротехнічними спорудами (дренажі, канали та свердловини з насосними станціями перекачування вод назад у водосховище). Для захисту прибережних територій дніпровських водосховищ від затоплення і підтоплення щороку перекачується майже 2,5–3,5 км^3 води, тобто близько 6 % повного обсягу води в каскаді.

З часом крива підпору ґрунтових вод стабілізується стосовно рівнів води у водосховищах, відповідно стабілізуються площі і стан підтоплюваних і затоплюваних водосховищем земель, якість і режим ґрунтових вод, формуються екосистеми і наземні ландшафти, пристосовані до впливу водосховищ. Зокрема процеси стабілізації наземних екосистем у зоні впливу дніпровських водосховищ наближаються до свого завершення.

5.6. Вплив водосховищ на довкілля

5.6.1. Зміна водного стоку

Вплив водосховищ на довкілля проявляється насамперед у зміні параметрів стоку води в тих річкових басейнах, де ці водосховища створені.

Водосховища збільшили об'єм вод суходолу на 6,6 тис. км^3 (в Україні – на 54–55 км^3) і уповільнили водообмін приблизно у 4–6 разів. Дніпровський каскад водосховищ за обсягом у 14 разів перевищує руслову ємність Дніпра, унаслідок чого швидкість стокових течій зменшилась тут на два порядки, а значення каламутності води – у 7–9 разів.

Так, водообмін у р. Дніпро в межах України (до будівництва водосховищ) відбувався протягом місяця, а в умовах водосховищ – у середньому протягом року.

Об'єм водосховищ в Україні перевищує середньорічний стік р. Дніпро. Водосховища в більшості випадків використовуються комплексно, що дає можливість одночасно розв'язувати проблеми гідроенергетики, водного транспорту, зрошення, обводнення, осушення, водопостачання, рибного господарства, каналізації, благоустрою.

Але спорудження водосховищ неминуче призводить до зменшення стоку води внаслідок додаткових втрат на випаровування з поверхні водойм, яка за площею в десятки разів перевищує річкову мережу.

Водночас водосховища перерозподіляють стік протягом року, роблять його більш рівномірним. За рахунок цього зростає меженний літньо-осінній стік води. Величина зростання досягає майже 30 %.

5.6.2. Акумуляція наносів

Спорудження гребель водосховищ посилило акумуляцію в їх межах завислих і особливо донних наносів. Цьому ж сприяло зменшення швидкості стокових течій. Так, каскад водосховищ на Міссісіпі зменшив у середньому стік завислих наносів із 450 до 300 млн т.

Одночасно із седиментацією наносів у водосховищах осідають біогенні і забруднювальні речовини, тому донні відклади водосховищ містять радіонукліди, нафтопродукти, важкі метали, пестициди та отрутохімікати.

5.6.3. Зміна термічного і льодового режимів

Водосховища змінили термічний і льодовий режим річок: зменшились амплітуди коливання зимових і літніх температур, тривалішим став льодовий період, погіршився кисневий режим води, особливо в зимовий період та в період літньої межені.

5.6.4. Руйнування берегів, утворення мілководь, підтоплення, цвітіння води

Як уже зазначалося, *з водосховищами пов'язане руйнування берегів і занесення заток, утворення мілководь* із застійним гідрологічним режимом. Спорудження великих водосховищ призводить до затоплення і підтоплення земель та їх заболочування, цвітіння води, погіршення умов проходу риби на нерест, зміни мікрокліматичних умов.

Найбільш суттєвий негативний наслідок спорудження водосховищ – *це затоплення земель.* Сумарна площа затоплення у світі дорівнює близько 240 тис. км^2, що становить близько 0,3 % земельних ресурсів суходолу.

Зважаючи на ці недоліки, можна вважати, що період будівництва, принаймні великих рівнинних водосховищ, закінчився, оскільки вони досить

складно і неоднозначно впливають і на режим річок, і на природні умови прилеглих територій.

5.6.5. Про спускання водосховищ

Реакцією на негативні наслідки будівництва та експлуатації великих рівнинних водосховищ були пропозиції щодо їх негайного чи поетапного спуску водосховищ Дніпровського каскаду, які виникли наприкінці 80-х – на початку 90-х рр. XX ст. У дискусіях щодо доцільності функціонування каскаду постали питання: Що буде замість водосховищ? Чим і як компенсувати їх відсутність? У пошуках відповідей на ці непрості питання виявилась необхідність розв'язання великомасштабних загальнонаціональних і міжнародних проблем, що підкреслює державний рівень значущості водосховищ для розвитку економіки і задоволення потреб населення.

Оцінювання стану і можливостей спуску водосховищ, виконане науковцями, показала, що негайний спуск каскаду водосховищ може призвести до глобальної катастрофи, яка перевищить за масштабами чорнобильську. Адже на дні водосховищ, особливо Київського і Канівського, нагромадились мільйони тонн забруднених радіонуклідами відкладів, які поступово заносяться більш чистими донними наносами. Крім радіонуклідів, мули насичені важкими металами, пестицидами, отрутохімікатами, нафтопродуктами. Дезактивувати і нейтралізувати таку кількість забруднених речовин неможливо з технічних та економічних причин, їх не можна також поховати. Треба визнати той факт, що сьогодні і на віддалену перспективу ложа водосховищ залишаться могильником для забруднювальних речовин, які поступово перекриваються чистішими наносами.

Нині в каскад дніпровських водосховищ щороку скидається 4–5 км^3 стічних вод. Якби такі води скидались у природну р. Дніпро, то вона перетворилася б на стічну канаву, а значна частина населення України лишилася б без питної води.

З іншого боку, ложа водосховищ – це не мертві простори. За період їх експлуатації тут сформувались водні екосистеми, які приносять користь як потужний чинник посилення біохімічних самоочисних процесів і як джерело біологічних ресурсів (риби, вищої водяної рослинності тощо). Зокрема, завдяки водосховищам вилови риби в Дніпрі зросли в 3,5–4 рази і досягли 18 тис. т/рік.

Але, зазвичай, водосховища – це перш за все потужне джерело водних і енергетичних ресурсів. З Дніпровського каскаду на різні потреби України забиралося 10–12 км^3 води, яка цілими річками подавалася на шахти Донбасу, металургійні комбінати Кривого Рогу, посушливі поля Причорномор'я, Приазов'я, Криму. Водами Дніпра з водосховищ зрошувалося понад 1 млн га земель, без водосховищ ця цифра була б на порядок менша.

На дніпровських гідроелектростанціях щороку виробляється близько 10 млрд кВт/год гостродефіцитної електроенергії, яка використовується для покриття пікових навантажень на енергосистему. З такою ж метою на базі водосховищ збудовані і продовжують будуватися гідроакумулювальні станції, які вдень виробляють електроенергію, скидаючи воду у водосховища, а вночі, навпаки, закачують воду з водосховищ у резервуари. Широко використовують водосховища на річках Південний Буг, Рось та інших для будівництва малих ГЕС, цей напрям гідроенергетики вважається перспективним.

Зі створенням водосховищ значно поліпшились умови судноплавства на Дніпрі, оскільки суттєво збільшились судноплавні глибини (до 3,65 м). Завдяки цьому Дніпро в межах України утворив суцільний судноплавний шлях протяжністю понад 1000 км. Дніпровські водосховища значно обмежили весняні повені, які раніше завдавали великої шкоди господарству країни і населенню. На берегах дніпровських водосховищ збудовано численні бази відпочинку, санаторії, пансіонати, спортивні бази і мисливські господарства, в яких відпочивають тисячі громадян.

Як відзначалося вище (розд. 5.1), 6 червня 2023 р. гребля Каховського водосховища була зруйнована російськими агресорами під час російсько-української війни, що розпочалася 24 лютого 2022 р. Це водосховище перестало існувати.

Кабінет Міністрів України прийняв постанову від 18 липня 2023 р. № 730 «Про реалізацію експериментального проєкту “Будівництво Каховського гідровузла на р. Дніпро. Відбудова після руйнування Каховської ГЕС та забезпечення сталої роботи Дніпровської ГЕС у період відбудови”.

Контрольні питання до розд. 5

1. Що таке водосховище, у чому полягає відмінність між водосховищем і ставом?

2. Яку роль відіграє каскад дніпровських водосховищ в економіці України?

3. На які типи поділяються водосховища?

4. Які морфометричні елементи характеризують водосховище?

5. Назвати стадії розвитку водосховищ як водних об'єктів.

6. Що таке підтоплення території?

7. Що є причинами підтоплення прибережних земель водосховищ?

8. Які є негативні наслідки впливу водосховищ на довкілля і можливі шляхи їх подолання?

6. ГІДРОЛОГІЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД

6.1. Відомості про підземні води, теорії їхнього походження

6.1.1. Загальні відомості про підземні води

Підземні води – це води, які містяться в товщі земної кори і заповнюють різноманітні пустоти гірських порід. Вони є складовою частиною гідросфери і перебувають у тісному зв'язку шляхом кругообігу з атмосферними та поверхневими водами.

Підземні води зустрічаються на різних глибинах від поверхні Землі до кількох тисяч метрів, причому можуть перебувати в різних фізичних станах: газоподібному (пара), рідкому та твердому (лід). Підземні води мають найрізноманітніші форми накопичення та умови залягання.

У вертикальному розрізі гірських порід виділяються дві гідрофізичні зони: зона аерації та зона насичення. Від поверхні землі до рівня ґрунтових вод поширена зона аерації. Вона характеризується наявністю атмосферного повітря і водяної пари в пустотах гірських порід та частковим заповненням пустот гравітаційною водою (води зони аерації та верховодка). Нижче рівня ґрунтових вод всі пори та тріщини в гірських породах заповнені водою в рідкому та твердому станах (ґрунтові та артезіанські води). Крім того, вода міститься і в мінеральній речовині як її складова частина.

Запаси води в земній корі. Перші оцінки кількості підземних вод належать до другої половини XIX – початку XX ст. Так, француз А. Делес визначив у 1861 р. ймовірний об'єм підземної води як 1,175 млрд км^3. Американець Ч. Сліхтер вважав, що цей об'єм дорівнює 430 млн км^3, а М. Фуллер – всього у 15,04 км^3.

Такі величезні розбіжності в оцінці об'єму підземних вод пояснюються відмінностями вихідних даних при обчисленнях, насамперед щодо потужності шару, в якому вода перебуває в рідкому стані, а також щодо значень пористості порід. Підрахунки Делеса стосуються глибин 18500 м, Сліхтер прийняв межу перебування підземних вод – 6 миль нижче поверхні суходолу і 5 миль нижче дна океану, а пористість порід припущена в розмірі 10 %.

За О.П. Виноградовим, загальна кількість води на Землі не обмежується водою в земній корі. Вона, можливо, є і в речовині мантії Землі. Тоді загальна кількість води тут становитиме 20 млрд км^3. Тобто вище поверхні Мохоровичича міститься тільки 10 % всього об'єму води на Землі. Звичайно ці відомості треба приймати як гіпотетичні.

За даними О.О. Соколова, в земній корі до глибин, доступних для вивчення людиною, налічується 23,4 млн км^3 води. Цей об'єм води можна вважати більш-менш обґрунтованим, до нього входить вода у вільному, твердому, пароподібному та зв'язаному стані.

6.1.2. Теорії походження підземних вод

Походження підземних вод, як і інших явищ природи, люди намагалися пояснити з давніх часів. Проте через обмеженості відомостей, якими володіли стародавні натуралісти про підземні води, мали місце як близькі до дійсності

висловлювання, так і зовсім далекі від неї, фантастичні уявлення. Теорій походження підземних вод існує багато.

Загальновизнаними щодо походження підземних вод тепер є *інфільтраційна, конденсаційна, седиментаційна* та *ювенільна* теорії.

Інфільтраційну теорію в XVII–XVIII ст. розробили П. Пер, Е. Маріотт та Е. Галлей. Виміри та розрахунки, застосування балансового методу дозволили їм обґрунтовано встановити пряму залежність підземних вод від атмосферних опадів. За висунутими ними припущеннями, підземні води утворюються внаслідок проникнення в гірські породи дощової та талої води. Різноманітність хімічного складу пояснюється розчиненням та вилуговуванням гірських порід. Нині цю гіпотезу визнано найдостовірнішою щодо більшості прісних і деяких мінералізованих вод.

Конденсаційну теорію запропонував у 1877 р. німецький гідролог О. Фольгер. На його думку, атмосферне повітря разом із парами води надходить у холодні гірські породи, де пара конденсується, утворюючи рідку воду. Накопичуючись, вона заповнює пори та тріщини гірських порід, і таким чином утворюється підземна вода.

Палко пропагуючи свою ідею, вчений повністю заперечував інфільтраційне утворення підземних вод, безапеляційно стверджуючи, що опадів випадає занадто мало, аби вони могли просочитися на достатню глибину, і що більшість гірських порід водонепроникні, оскільки річки та моря ніколи не зникають.

Гіпотеза Фольгера була умоглядною, не підтвердженою дослідами, і мала багато слабких сторін. З її критикою виступив австрійський географ Ганн. Його критика була настільки переконливою, що від цієї гіпотези на деякий час відмовилися. Лише в 1907–1919 рр. О.Ф. Лебєдєв експериментально довів можливість утворення підземних вод у гірських породах шляхом конденсації пари води з повітря.

Нині вже встановлено, що основним видом живлення підземних вод зони активного водообміну є інфільтрація атмосферних опадів. У районах же з аридним кліматом (з малою кількістю атмосферних опадів) на живлення підземних вод може суттєво впливати конденсація.

Підземні води інфільтраційного та конденсаційного походження називаються *вадозними*, тобто водами, які надійшли з атмосфери.

Седиментаційну теорію висунули Гьоффер у 1902 р. і М.І. Андрусов у 1908 р. За цією гіпотезою передбачалося, що високомінералізовані води глибоких горизонтів – це залишкові води давніх морських басейнів, які утворилися одночасно з відкладанням осадів цих морів і збереглися в незмінному вигляді досі. Такі води навіть називали *реліктовими* або *похованими.*

Ювенільна теорія. Ювенільна – означає юна, молода. Так називають воду, яка виділилася з магми і до цього часу не брала участь у кругообігу води на Землі. У XVI ст. Агрікола вважав, що з глибини надходить пара води, яка потім згущується.

З обґрунтованою теорією в 1962 р. виступив австрійський геолог Е. Зюсс. На його думку, у надрах землі з розжареної магми виділяються пари води та гази. Піднімаючись по тектонічних тріщинах у більш холодні сфери землі, вони конденсуються і дають початок ювенільній воді.

Отже, утворення підземних вод – це складний процес, що відбувається в різних умовах і зумовлюється поєднанням різних природних чинників.

6.2. Види води в гірських породах

Згідно з останніми уявленнями виділяються такі види води в гірських породах: *пароподібна, фізично зв'язана, капілярна, вільна (гравітаційна), тверда, хімічно зв'язана*.

Пароподібна вода разом із повітрям заповнює порожнини гірських порід, які не зайняті рідкою водою. Ця вода дуже рухлива. Переміщується в усіх напрямках (горизонтальному, вертикальному) від місць із більшою пружністю водяної пари до місць, де вона менша. Пара проникає в гірські породи з атмосфери або при випаруванні ґрунтових вод. З охолодженням гірських порід до точки роси пароподібна вода конденсується. Безпосередньої участі в живленні рослин пароподібна вода брати не може.

Фізично зв'язана вода утримується на поверхні частинок гірських порід електромолекулярними силами, які набагато перевищують силу тяжіння. Рухливість цієї води набагато менша, ніж вільної (гравітаційної). За деякими фізичними показниками фізично зв'язана вода (рис. 6.1) поділяється на міцнозв'язану (гігроскопічну) та рихлозв'язану (плівкову).

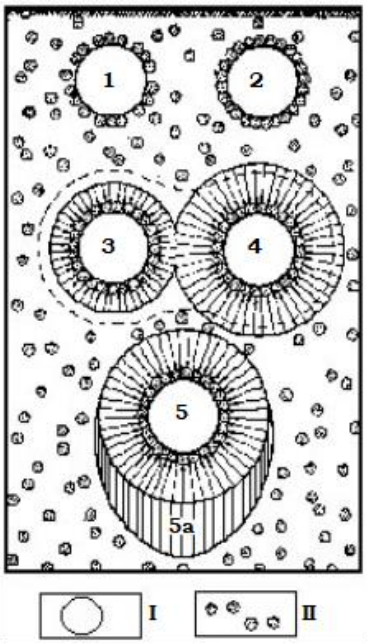


Рис. 6.1. Схематичне зображення різних видів води в породі:
I – частинка породи; II – молекула води у вигляді пари: 1 – неповна і 2 – максимальна гігроскопічність; 3 і 4 – частинка породи з плівковою водою (вода рухається від частинки 3 до 4), яка оточена тоншою плівкою; пунктиром позначена рівна товщина плівки; 5 – частинка породи з гравітаційною водою; 5а – гравітаційна (вільна) вода

Міцнозв'язана вода утворюється шляхом адсорбції молекул води з водяної пари або з рідкої води. Ця вода покриває частинки породи тонкою плівкою, яка міцно утримується електромолекулярними силами (до $1*10^9$ Па) і вилучається тільки шляхом тривалого нагрівання до температури $105–110^0$ С. Міцнозв'язана вода є недоступною для рослин. Коріння їх не може відірвати цю воду від частинок гірських порід.

Рихлозв'язана вода (*плівкова*) знаходиться на міцнозв'язаній і утримується молекулярними силами. Найбільш міцно зв'язані молекули, які лежать безпосередньо на адсорбційній. У міру віддалення від частинок породи молекулярні сили зменшуються, і дія їх на поверхні плівки води незначна. Зовнішні шари рихлозв'язаної води доступні для рослин. Рихлозв'язана вода існує у природі при вологості, яка більша за максимальну гігроскопічність.

Плівкова вода здатна переміщуватися дуже повільно від частинок із більшою товщиною плівки до часток із меншою товщиною плівки. Це відбувається доти, доки товщина плівки не стане скрізь однаковою.

Кількість рихлозв'язаної води залежить як від гранулометричного складу, так і від мінералогічних особливостей частинок породи. Чим менші розміри частинок, тим більша кількість рихлозв'язаної води. Так, максимальна молекулярна вологоємність пісків становить близько 1,7 %, супісків – 9–13 %, суглинків – 15–23 %, глин – 25–40 %. Рихлозв'язана вода непідвладна гравітації, бо молекулярні сили сильніші за сили тяжіння. Вода не передає гідростатичний тиск, оскільки не заповнює весь об'єм пор.

Капілярна вода заповнює капілярні пори та тонкі тріщини в гірських породах. Вона утримується і переміщується в них під дією капілярних (меніскових) сил. Ці сили перевищують силу тяжіння, тому вода може переміщуватися в різних напрямках. У зоні аерації (над рівнем ґрунтових вод) капілярна вода поділяється на такі види: *капілярно-стикову, капілярно-чоткову, капілярно-підвішену, капілярно-підняту*.

Капілярно-стикова вода утворюється в кутах пор піщаних порід біля контакту часток (рис. 6.2). Утримується вона капілярними силами, гідростатичного тиску не передає, переміщується як і капілярно-рідка вода, для рослин малодоступна.

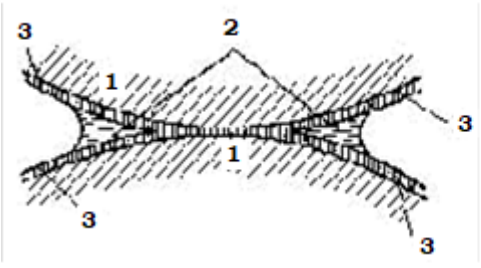


Рис. 6.2. Схематичне зображення капілярно-стикової води: 1 – частинки породи; 2 – капілярно–стикова вода; 3 – гігроскопічна та плівкова вода

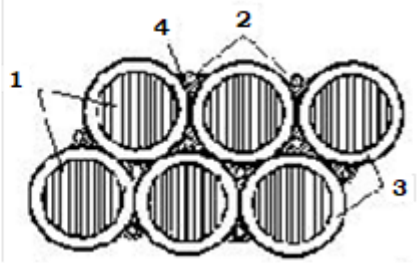


Рис. 6.3. Схематичне зображення капілярно-чоткової води:1 – частинки породи; 2 – ізольовані пухирці повітря; 3 – фізично зв'язана вода; 4 – вода в порах

Капілярно-чоткова вода утворюється в піщаних породах. Заповнює весь простір, прилеглий до частинок порід, за винятком центральної частини пор, де знаходиться повітря з парою (рис. 6.3). Ця вода переміщується, як рідка (вільна). Доступна для рослин.

Капілярно-підвішена вода утворюється у верхній частині зони аерації за рахунок проникнення атмосферних опадів при вологості ґрунтів, яка більша за максимальну молекулярну вологоємність (рис. 6.4). При тривалому випаруванні вона може зникнути зовсім.

Капілярно-піднята вода утворюється над поверхнею ґрунтових вод (див. рис. 6.4). Верхня її межа коливається залежно від коливання рівня ґрунтових вод. Доступна для рослин.

Вільна вода (***гравітаційна***) утворюється в гірських породах при вологості їх, яка більша за максимальну молекулярну вологоємність (ММВ), та повному насиченні. Переміщується під дією гравітаційних сил і напірного градієнта. Передає гідростатичний тиск.

Вільна вода утворюється за рахунок просочування атмосферних опадів до рівня ґрунтових вод. Рух вільної води в ненасичених породах називається *інфільтрацією*, у насичених – *фільтрацією*.

Вода у твердому стані зустрічається у вигляді льоду в порах і тріщинах гірських порід при температурі нижче 0 ^{0}С. У середніх широтах промерзання гірських порід має сезонний характер, в областях із суворим континентальним кліматом та в полярних районах є площі з мерзлими породами до глибини 1,5 км, які існують сотні і тисячі років.

Хімічно зв'язана вода є складовою частиною багатьох мінералів і виконує важливу роль в їх будові. Виділяється два види хімічно зв'язаної води: *конституційна* та *кристалізаційна*.

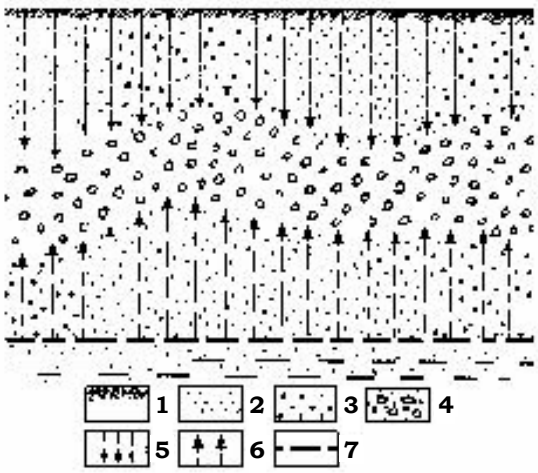


Рис. 6.4. Схематичне зображення капілярно-піднятої та підвішеної води: 1 – рослинний шар; 2–4 – пісок, відповідно мілко-, середньо- і крупнозернистий; 5 – капілярно-підвішена вода; 6 – капілярно-піднята вода; 7 – рівень ґрунтових вод

Конституційна вода присутня в кристалічній ґратці мінералів у вигляді ОН, H^+, H_3O^-. Вона виділяється при нагріванні мінералів від 300 до 1300^0 С і повному руйнуванні кристалічної ґратки. Приклад: топаз $A1_2(OH)_2 \times SiO_2$.

Кристалізаційна вода міститься в кристалічній ґратці мінералів у вигляді одиночних молекул та їх груп. Виділяється при температурі 250–300^0 С. Приклад: сода – $Na_2CO_3 \times 10H_2O$ (63 % води від маси), гіпс – $CaSO_4 \times 2H_2O$.

6.3. Генетичні типи підземних вод та їхня класифікація

6.3.1. Генетичні типи підземних вод

За походженням та умовами формування хімічного складу в процесі геологічного розвитку земної кори виділяють такі генетичні типи підземних вод: *атмосферного, морського, магматичного* та *метаморфічного* походжень.

Підземні води ***атмосферного*** походження утворюються за рахунок інфільтрації атмосферних опадів у гірські породи, надходження парів води з повітря та їх конденсації, фільтрації води з річок та озер тощо. Вода, яка надходить з атмосфери, в основному прісна. Рухаючись по порах та тріщинах гірських порід, вода збагачується різними речовинами та хімічними елементами. Змінюється її хімічний склад, зростає мінералізація. Підземні води атмосферного походження поширюються на значну глибину.

Підземні води ***морського*** походження формуються у процесі осадонакопичення в океанах, морях (сингенетичні) або в результаті трансгресії моря і проникнення морської води в уже існуючі гірські породи (епігенетичні). В обох випадках ці води змінюють свій хімічний склад і мінералізацію під дією високих температур і тиску. Поширені вони на значних глибинах і майже не мають зв'язку з водами верхніх шарів земної кори та атмосферними водами.

Підземні води ***магматичного*** походження – це ювенільні води, які безпосередньо виділяються з магматичних розплавів при вулканічній діяльності та вкоріненні інтрузій. Велика кількість ювенільних вод, мабуть, виділилася на ранній стадії формування Землі під час дегазації мантії. На сьогодні надходження ювенільних вод є незначним.

Підземні води ***метаморфічного*** походження – це переважно дегідратаційні води, тобто ті, які перейшли у вільний стан із мінералів та гірських порід у процесі термометаморфізму із зв'язаного стану (перехід гіпсу в ангідрид тощо). Дегідратаційні води є вторинними. До того, як вони опинилися в кристалічній ґратці чи просто були зв'язані частинками порід, вони брали участь у загальному кругообігу води і за своїм походженням були седиментаційними чи інфільтраційними.

6.3.2. Класифікації підземних вод

Класифікацій підземних вод існує багато. Це пояснюється складністю та великою різноманітністю природних умов знаходження підземних вод, а

також різними вимогами, які ставляться при експлуатації тих чи інших типів підземних вод. Існують класифікації підземних вод за: температурою, мінералізацією, хімічним складом; є класифікації: мінеральних вод – за бальнеологічними властивостями, термальних – за їх використанням, промислових – за корисними компонентами тощо.

Г.М. Каменський запропонував класифікацію підземних вод *за походженням*. Він виділяє три типи: ***інфільтраційні***, які утворилися внаслідок просочування в гірські породи атмосферних опадів; ***морські***, які утворилися в результаті проникнення давніх морів у процесі осадонакопичення чи пізніше при трансгресії моря; ***метаморфічні***, пов'язані з термальним та динамічним метаморфізмом і магматичними процесами.

Також запропоновано класифікувати підземні води *за умовами залягання*: підземні води в поверхневих водоносних горизонтах і підземні води, які залягають глибоко.

Є класифікація підземних вод за *особливостями водовмісних порід*: в осадових пухких породах виділяються порово-пластові підземні води, у тріщинуватих скельних породах – тріщинні води, у закарстованих породах – карстові води тощо.

Існує класифікація підземних вод за гідродинамічними особливостями водоносних горизонтів: безнапірні води з вільною поверхнею; напірні води.

О.М. Овчинніков залежно від умов залягання виділив три основних типи підземних вод: *верховодку, ґрунтові* та *артезіанські води*. Залежно від характеру водовмісних порід (пористі або тріщинуваті породи) він поділив основні типи на низку підтипів підземних вод. В особливі типи були виділені підземні води районів багаторічної мерзлоти та районів молодого вулканізму.

Відповідно до останніх уявлень про умови формування, поширення, особливості гідродинамічного режиму, можливості використання, виділяють три основних типи підземних вод і сім особливих типів.

До основних типів відносять: 1) води зони аерації; 2) ґрунтові води; 3) артезіанські води.

***До особливих типів*:** 1) тріщинні води; 2) карстові води; 3) мінеральні води; 4) промислові води; 5) термальні води; 6) води районів багаторічної мерзлоти; 7) субмаринні води або води морського й океанічного дна.

Таким чином, основні особливості підземних вод – умови живлення, гідравлічні властивості, закономірності руху, температура, газовий і хімічний склад – зумовлені знаходженням вод у відповідних географічних і вертикальних зонах, тобто закономірності їх існування залежать від характеру рельєфу, кліматичних особливостей, геологічної будови, тектоніки, літологічних і геоморфологічних умов.

6.4. Основні типи підземних вод

У верхній частині земної кори найбільше поширення мають дві гідрофізичні зони, які розрізняються станом, умовами формування та циркуляції в них води. Це – зона аерації та зона повного насичення водою.

6.4.1. Води зони аерації

Зона аерації розташована у верхній частині земної кори, від поверхні землі до рівня ґрунтових вод. У цій зоні значна частина пор заповнена повітрям із парами води. Деякий об'єм пор зайнятий фізично зв'язаною та

капілярною водою. Під час атмосферних опадів та сніготанення через цю зону фільтруються гравітаційні води зверху вниз у вигляді окремих крапель і струминок.

За ступенем насиченості водою в розрізі зони аерації виділяються: рослинний шар, шар капілярної кайми, проміжний шар (рис. 6.5).

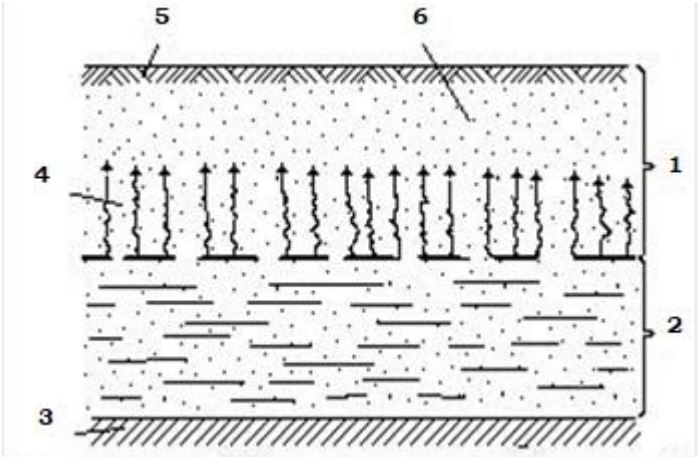


Рис. 6.5. Схема зони аерації: 1 – зона аерації; 2 – зона повного насичення; 3 – водотривкі породи; 4 – шар капілярної кайми; 5 – рослинний шар; 6 – проміжний шар

Рослинний шар розташований у верхній частині зони аерації. Води, які тут знаходяться, переважно капілярні (капілярно-підвішений тип). Вони тісно пов'язані з атмосферою, містять у собі велику кількість органічної речовини та мікроорганізмів і є джерелом живлення кореневої системи рослин.

Шар капілярної кайми розташований над горизонтом ґрунтових вод. Утворюється цей шар внаслідок підйому вільної води з насиченої зони капілярними порами. Потужність капілярної кайми залежить від розмірів пор і визначається висотою капілярного підняття для даних порід. Положення капілярної кайми змінюється в часі залежно від коливання рівня ґрунтових вод.

Проміжний шар розташований між шаром капілярної кайми та рослинним шаром. Тут значний об'єм пор і тріщин гірських порід заповнений повітрям із водяною парою.

У проміжному шарі можуть існувати ділянки, де гірські породи повністю насичені водою. Це специфічне гідрогеологічне утворення називається ***верховодкою***. Вона являє собою перший від поверхні тимчасово існуючий горизонт безнапірних вод, який має вільну поверхню. Найчастіше вона утворюється на лінзах водотривких порід, що мають у плані обмежене поширення (рис. 6.6). Іноді верховодка може утворюватися на шарах порід із меншою водопроникністю, ніж породи, які її оточують. Тривалість верховодки залежить від розмірів та потужності водотривких порід, які її підстеляють.

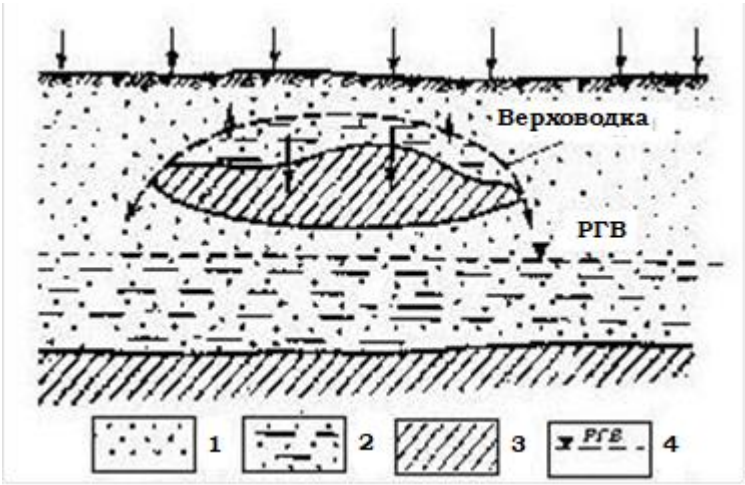


Рис. 6.6. Схема верховодки на лінзі морени: 1 – пісок; 2 – пісок водоносний; 3 – водотрив; 4 – рівень ґрунтових вод

Основним джерелом живлення верховодки є атмосферні опади, а в районах інтенсивної діяльності людини – води антропогенного походження. Витрачається вона на випарування та транспірацію рослинами, частково – на розтікання до країв слабопроникних лінз. Якщо породи, які підстеляють верховодку, порівняно водотривкі, деяка кількість води може просочуватися крізь них і йти на живлення ґрунтових вод.

Через слабку водозбагаченість, її непостійність, а також невисоку якість води верховодка здебільшого не може бути надійним джерелом водопостачання. У виняткових випадках, якщо немає інших джерел водопостачання, верховодка використовується для цілей питного водопостачання.

6.4.2. Ґрунтові води

Ґрунтовими називаються підземні води, які залягають на першому від поверхні землі досить витриманому по площі водотривкому шарі й утворюють постійно існуючий водоносний горизонт.

Містяться ґрунтові води головним чином у четвертинних відкладах і значно рідше в дочетвертинних. Вмісні породи можуть бути найрізноманітнішого літологічного складу (гравій, пісок, суглинок, тріщинуваті скельні породи, закарстовані вапняки тощо), але всіх їх об'єднує те, що вони залягають на першому від поверхні водонепроникному шарі і не мають у покрівлі водотривких шарів. Останній факт визначає характерну особливість ґрунтових вод, яка полягає в тому, що живлення ґрунтових вод за рахунок інфільтраційних (а частково, можливо, і конденсаційних) процесів здійснюється на всій площі їх поширення.

Порівняно однорідні за літологічним складом і фільтраційними властивостями пласти гірських порід, які містять у собі ґрунтові води, називаються ***ґрунтовими водоносними горизонтами***.

Пласт, який вміщує ґрунтові води, насичений не на всю потужність і не перекривається водотривкими шарами. Рівнева поверхня такого водоносного горизонту називається ***дзеркалом ґрунтових вод***. Водонепроникний шар, який підстеляє водоносний горизонт, називається ***нижнім водотривом***. Відстань між дзеркалом ґрунтових вод і нижнім водотривом – потужність горизонту (рис. 6.7).

Ґрунтові водоносні горизонти є безнапірними, з відкритою, вільною поверхнею.

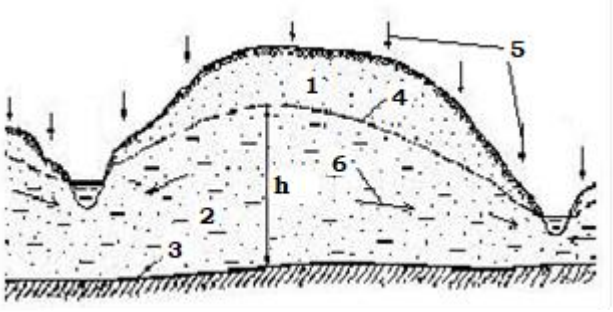


Рис. 6.7. Схема ґрунтового водоносного горизонту: h – потужність ґрунтового водоносного горизонту; 1 – пісок сухий; 2 – пісок водоносний; 3 – нижній водотрив; 4 – дзеркало ґрунтових вод; 5 – атмосферні опади; 6 – напрямок руху ґрунтових вод

Живлення ґрунтових вод відбувається в основному за рахунок інфільтрації атмосферних опадів.

У більшості випадків ґрунтові водоносні горизонти залягають неглибоко від поверхні землі, і їх поверхня (дзеркало) слабко повторює рельєф місцевості з нахилом у бік знижень у рельєфі (яри, балки, річкові долини тощо). Рухаються ґрунтові води від ділянок із більш високим рівнем до ділянок із меншим рівнем, утворюючи так званий потік ґрунтових вод.

Розвантажуються ґрунтові водоносні горизонти в різні поверхневі водотоки та водойми. При цьому вони також виходять на денну поверхню у вигляді ***джерел***.

Режим ґрунтових вод непостійний. Положення їх рівнів залежить від кількості атмосферних опадів. У періоди дощів і весняного сніготанення рівні ґрунтових вод піднімаються, у посушливі літні місяці та взимку, коли живлення ґрунтових вод практично припиняється, вони знижуються.

Дзеркало ґрунтових вод у плані (на карті) відображається *гідроізогіпсами* – лініями, які з'єднують точки з однаковими відмітками рівнів води. Карта гідроізогіпс будується на основі лише одночасних вимірювань рівнів води в усіх точках спостережень. За цією картою можна визначити напрямок ґрунтового потоку – по лінії, яка проведена перпендикулярно до гідроізогіпс у напрямку зменшення відміток рівня підземних вод (рис. 6.8).

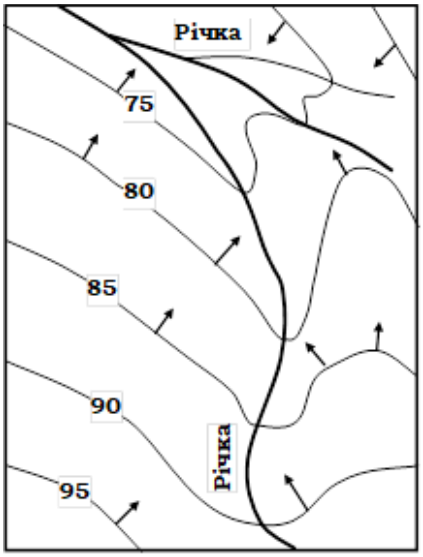


Рис. 6.8. Схема поверхні ґрунтових вод, вираженої гідроізогіпсами (стрілками позначено напрямок руху ґрунтових вод)

Якщо на карту гідроізогіпс нанести рельєф земної поверхні в горизонталях, то в будь-якій точці такої карти можна визначити глибину залягання ґрунтових вод. Вона становитиме різницю між відміткою земної поверхні та відміткою дзеркала ґрунтових вод.

Ґрунтові води зазвичай мають гідравлічний зв'язок із водами поверхневих водотоків і водойм. Цей зв'язок може бути різним, що встановлюється за характером гідроізогіпс. У районах із вологим і помірним кліматом річкові долини, як правило, дренують ґрунтові води, тобто дзеркало ґрунтових вод має похил до річки, і річкові води живляться за рахунок ґрунтових.

У районах із посушливим кліматом рівень ґрунтових вод часто знижується від річки в напрямку її берегів. Тут річкові води витрачаються на живлення ґрунтових вод. При гідравлічному зв'язку ґрунтових вод рівні цих вод у прибережній зоні змінюються протягом року (рис. 6.9). Під час повені, при високому рівні річкових вод у прибережній смузі поверхня ґрунтових вод має спад від річки, вода з річки перетікає у водоносний горизонт. Під час межені ухил ґрунтових вод спостерігається в бік річки (ґрунтові води стікають у річку).

Завдяки майже повсюдному поширенню ґрунтових вод та їх неглибокому заляганню вони широко використовуються для водопостачання як окремих споживачів, так і великих міст.

Зважаючи на геолого-літологічні і загальнокліматичні умови, характер рельєфу тощо, ґрунтові води в різних областях можуть значно відрізняться за умовами живлення і залягання, водозбагаченістю, хімічним складом та іншими ознаками.

Залежно від умов залягання, поширення та формування ґрунтові води, за класифікацією О.М. Овчиннікова, поділяються на види: 1) річкових долин;

2) льодовикових відкладів; 3) степів, напівпустель і пустель; 4) конусів виносу передгірних похилих рівнин; 5) гірських областей; 6) морських узбереж.

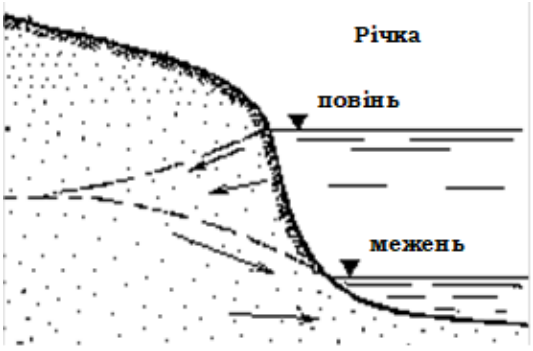


Рис. 6.9. Положення рівня та напрямок руху ґрунтових вод у прибережній зоні при зміні рівня води в річці у різні гідрологічні фази

6.4.3. Артезіанські води

Артезіанськими водами називаються підземні води, що містяться у водоносних горизонтах (комплексах), які перекриті водотривкими пластами та мають гідростатичний напір. Цей напір проявляється в підйомі рівня води над покрівлею пласта при розкритті його свердловинами чи іншими видами виробок. За сприятливих геоструктурних та гідрогеологічних умов свердловини можуть фонтанувати (рис. 6.10).

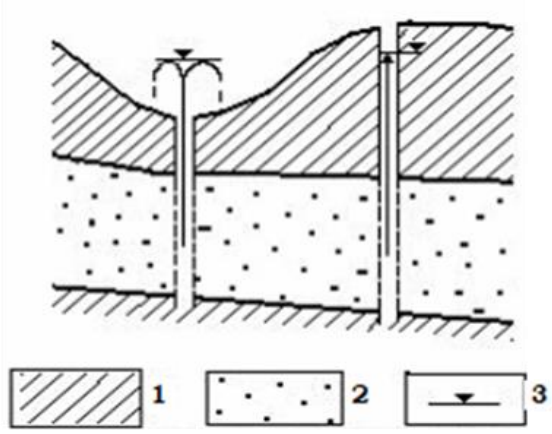


Рис. 6.10. Схема артезіанських вод: 1 – водотривкі породи; 2 – водоносні породи; 3 – рівень напірних вод у свердловинах

Артезіанські води отримали свою назву від провінції Артуа в південній Франції, де в 1126 р. вперше було викопано колодязь, який дав самовиливну воду. Такі колодязі отримали назву артезіанських. Потім артезіанськими стали називати підземні води, які самовиливаються на поверхню з колодязів

і свердловин, а також водоносні горизонти, в яких вода перебуває під надлишковим тиском і при розкритті виливається на поверхню землі.

Мульдоподібні геологічні структури (типу паризької), де поширені артезіанські водоносні горизонти, почали називати ***артезіанськими басейнами*** (АБ).

У подальшому, у міру накопичення матеріалу, виявилося, що не завжди водоносні горизонти, в яких вода перебуває під гідростатичним тиском, дають самовиливну воду. Крім того, з'ясувалося, що гідрогеологічні умови артезіанських басейнів значно складніші, оскільки вони розташовані в межах найрізноманітніших геологічних структур (синекліз, мульд, крайових і передгірних прогинів, міжгірних западин, синклінальних прогинів, грабенів, у зонах тектонічних розломів тощо). Тому підземні води, рівень яких встановлюється вище від покрівлі водоносного пласту, почали називати ***напірними***, а водоносні горизонти, які містять напірну воду, – ***напірними водоносними горизонтами***. Нині терміни "артезіанський" і "напірний" використовуються як синоніми.

Приурочені артезіанські води переважно до так званих артезіанських гідрогеологічних структур.

Артезіанські басейни – це сукупність артезіанських водоносних горизонтів і комплексів, які залягають у синклінальних структурах.

У кожному артезіанському басейні прийнято виділяти три області: 1) *область сучасного живлення*; 2) *область розвантаження*; 3) *область поширення напору* (рис. 6.11).

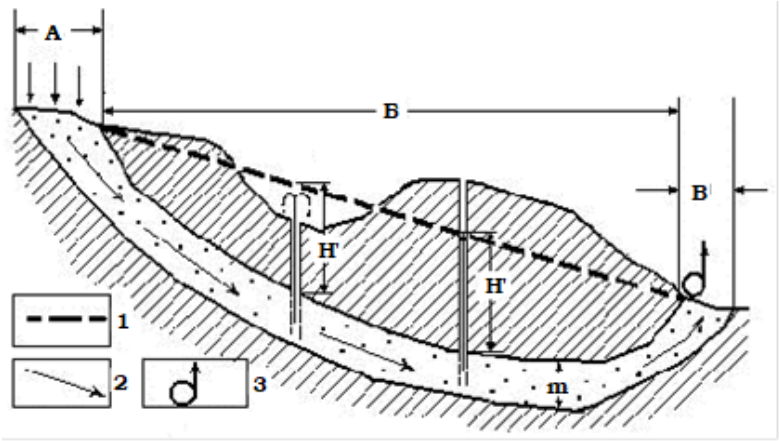


Рис. 6.11. Схема артезіанського басейну: А – область сучасного живлення; Б – область поширення напору; В – область розвантаження; 1 – п'єзометричний рівень підземних вод; 2 – напрямок руху підземних вод; 3 – висхідне джерело

Область сучасного живлення (А) – це площа виходу на денну поверхню водоносних горизонтів, які перебувають на найвищих для даних водоносних горизонтів відмітках. Тут відбувається поповнення підземних вод атмосферними опадами, а водоносні горизонти містять у собі ґрунтові води.

Область розвантаження (В) – ділянки виходу артезіанських водоносних горизонтів на денну поверхню на більш низьких відмітках порівняно з областю живлення; для цієї області характерні численні джерела підземних вод, які найчастіше розташовані в понижених формах рельєфу. Іноді горизонти напірних вод не мають безпосереднього виходу на поверхню, їх стік здійснюється шляхом переливання їх у ґрунтові водоносні горизонти річкового алювію.

Область поширення напору (Б) – основна площа розвитку артезіанського басейну, де водоносні горизонти та комплекси проявляють напірні властивості. Зумовлене це тим, що водоносні горизонти обмежені водотривкими пластами і тиск в них перевищує атмосферний. Відстань між верхнім та нижнім водотривами називається ***потужністю*** (m) водоносного горизонту. При розкритті такого горизонту свердловинами рівень води в них встановлюється вище покрівлі. Такий рівень у свердловинах називається ***п'єзометричним***. Відстань по вертикалі від покрівлі водоносного горизонту до п'єзометричного рівня називається ***напором над покрівлею*** (H').

Розподіл п'єзометричних рівнів у межах артезіанського басейну визначається співвідношенням відміток рівнів води в областях живлення та розвантаження. П'єзометричні рівні є реальними лише у свердловинах, які розкрили артезіанський водоносний горизонт. На ділянках, де свердловини відсутні, п'єзометричні рівні встановлюються за результатами інтерполяції.

Характер п'єзометричної поверхні водоносного горизонту на гідрогеологічних картах відображається *гідроізоп'єзами (п'єзоізогіпсами)*. Це лінії, які з'єднують точки з однаковими відмітками рівнів підземних вод. Рух підземних вод відбувається в напрямку зменшення значень абсолютних відміток п'єзометричних рівнів підземних вод (рис. 6.12).

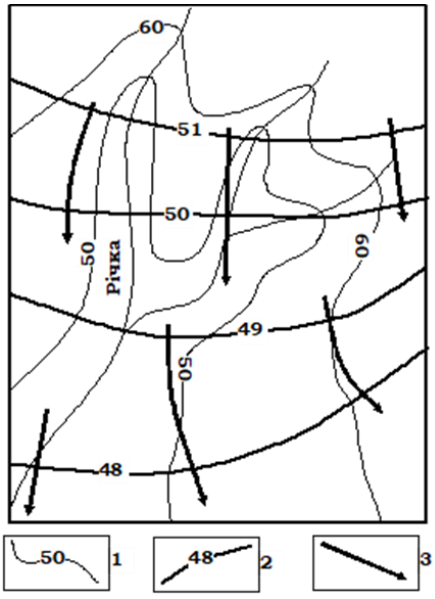


Рис. 6.12. Карта п'єзометричної поверхні водоносного горизонту:
1 – горизонталі поверхні землі; 2 – гідроізоп'єзи; 3 – напрямок руху підземних вод

Зазвичай артезіанські басейни складаються з багатьох водоносних горизонтів та комплексів, які розташовані ярусами. Кожний має свою п'єзометричну поверхню і внаслідок цього відбувається перетік між водоносними горизонтами через слабопроникні шари, які їх розділяють. Напрямок і величина перетоку визначається співвідношенням п'єзометричних рівнів сусідніх горизонтів, пропускною здатністю роздільних шарів і величиною перепаду напорів.

Таким чином, в області поширення напорів також може відбуватися живлення та розвантаження напірних водоносних горизонтів шляхом перетоку через слабопроникні шари.

Існує багато різних геологічних структур, з якими пов'язані окремі артезіанські басейни

У межах України є найбільший в Європі Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн. Він простягається з північного заходу на південний схід із поступовим зануренням докембрійського кристалічного фундаменту в тому ж напрямку до глибини 7–8 км і більше. У геологічній будові басейну беруть участь потужні товщі осадових порід палеозою (девон, карбон, перм), мезозою (тріас, юра, крейда) і кайнозою (палеоген, неоген, четвертинні відклади), з якими пов'язані численні напірні водоносні горизонти та комплекси. Відклади кайнозою і частково мезозою, за винятком центральної частини басейну, вміщують переважно прісні води. У породах палеозою поширені мінералізовані води та розсоли.

У південній частині України розташований Причорноморський артезіанський басейн, у західній – Волинсько-Подільський. Найбільшим у світі є Західносибірський артезіанський басейн. Площа його близько 3,5 млн км^2. Максимальна потужність осадової товщі – 4,5 км.

6.4.4. Зональність артезіанських структур

Зональне поширення напірних підземних вод є загальним майже для всіх великих артезіанських структур, де спостерігається певна закономірність в особливостях циркуляції та зміні хімічного складу підземних вод як в горизонтальному, так і у вертикальному розрізі.

Горизонтальна зональність виражається у зміні загальної мінералізації (від прісних до солоних і розсолів) і хімічного складу підземних вод від областей живлення до найбільш прогнутих частин водонапірних систем.

Питання вертикальної гідродинамічної та гідрохімічної зональності басейнів підземних вод розроблялися багатьма вченими. Найважливішою закономірністю визнано поступове уповільнення швидкості руху води з глибиною.

В артезіанських басейнах виділяються три вертикальні гідродинамічні зони (зверху вниз): *активного, відносно уповільненого і дуже уповільненого водообмінів*.

Зона активного водообміну характеризується активними обмінними процесами між підземними, поверхневими та атмосферними водами. Ця зона простежується приблизно до глибини врізання найбільш крупних річкових долин. Потужність її змінюється в широких межах: від 100 до 1000 м і більше.

Дійсні швидкості руху підземних вод тут змінюються від сотень метрів до 1 м/рік. Повний водообмін відбувається в межах від 1 до 100 років.

Зона характеризується окиснювальними умовами, температура води зазвичай невисока, приблизно до 20 °С. За хімічним складом тут формуються переважно прісні води з мінералізацією до 1 г/дм^3 гідрокарбонатного кальцієвого складу, хоча зустрічаються і солонуваті.

Зона відносно уповільненого водообміну простежується нижче регіональних потужних водотривких товщ. Глибина її нижньої межі умовно визначається глибиною врізання морських западин. Рух підземних вод у цій зоні упорядкований і спрямований. Живлення і розвантаження підземних вод у ній відбувається в основному шляхом перетоку через водотривкі шари. Дійсні швидкості руху підземних вод тут значно менші. Водообмін може відбуватися протягом від 1000 до кількох сотень тисяч років.

Зона характеризується перехідними умовами від окиснювальної до відновлювальної з температурою води вище 40 °С. Тут поширені води підвищеної мінералізації (від 2–3 до 50 г/дм^3) переважно сульфатного та хлоридно-сульфатного складу. У цій зоні зустрічаються родовища газу та нафти.

Зона дуже уповільненого водообміну розташована в найбільш глибоких частинах водонапірних систем і характеризується застійним режимом підземних вод. Найчастіше тут знаходяться води давніх морських басейнів (седиментаційні води). Дійсні швидкості руху підземних вод не перевищують кількох міліметрів на рік, тобто відчуваються тільки в геологічному часі. Водообмін відбувається протягом багатьох мільйонів років.

Для цієї зони характерні відновлювальні умови, де кисень повністю відсутній. Температура води – від 40–50 до 100–150 °С і вище. За хімічним складом підземні води тут переважно хлоридні натрієві з високою мінералізацією від 50 до 500 г/дм^3 і більше. Для цієї зони характерні великі поклади нафти та газу.

У цілому ж, у вертикальному розрізі артезіанських басейнів найчастіше існує пряма гідрохімічна зональність (зверху вниз): а) зона гідрокарбонатних вод; б) зона сульфатних вод; в) зона хлоридних вод.

Потужність кожної із трьох зон залежить від ряду факторів, які зумовлюють динаміку підземних вод тієї чи іншої структури і швидкість обмінних процесів між підземними та поверхневими водами.

6.5. Особливі типи підземних вод

Підземні води, за особливостями знаходження в земній корі, відносять до одного з трьох наведених вище основних типів підземних вод (води зони аерації, ґрунтові та артезіанські води). Крім того, залежно від характеру водовмісних порід, особливостей гідродинамічного режиму, можливостей використання тощо виділяються особливі типи підземних вод.

6.5.1. Тріщинні води

Підземні води, які містяться у тріщинах скельних порід та рухаються ними, називаються *тріщинними.*

Води цього типу значно поширені – у гірських районах, тектонічних западинах, на кристалічних щитах тощо, тобто там, де є скельні гірські породи. За походженням скельні породи можуть бути: магматичними (граніти, базальти, діорити, габро тощо), метаморфічними (сланці, мармури тощо) та осадовими (пісковики, кварцити, вапняки тощо). В Україні тріщинні води поширені в Карпатських і Кримських горах, у межах Дніпровсько-Донецької, Волино-Подільської та Причорноморської западин, і особливо на Українському щиті.

Наявність горизонтів підземних вод у скельних породах зумовлена наявністю тріщин.

Класифікація тріщинних вод розроблена ще недостатньо. У практиці гідрогеологічних досліджень серед тріщинних вод прийнято виділяти такі основні групи:

1) власне тріщинні води, приурочені до великих масивів кристалічних порід (Український, Балтійський тощо);

2) пластово-тріщинні води, які пов'язані із тріщинуватими скельними породами осадового походження (товщі тріщинуватих пісковиків, мармурів тощо);

3) карстово-тріщинні води, які є проміжними між тріщинними та карстовими водами; вони поширені в породах, де поряд із дрібними первісними тріщинами утворюються карстові пустоти та канали.

6.5.2. Карстові води

Термін "карст" походить від назви вапняків крейдового віку, які складають плато в північно-західній частині Дінарських гір на межі Словенії та Італії, поблизу Адріатичного моря.

Карст – це явище, пов'язане з впливом діяльності рухомої води на розчинні породи з утворенням у них каверн і складних каналів.

Розвивається карст у породах, які вилуговуються та розчинюються: вапняках, доломітах, мармурах, гіпсах, ангідритах, соляних покладах. Найменше зазнають впливу вилуговування карбонатні породи. Але цей процес підсилюється, якщо у воді є агресивна вуглекислота. Значно більшою розчинністю характеризуються гіпси та ангідрити, а найбільшою – соляні поклади.

Обов'язковою умовою розвитку карсту поряд із наявністю порід, які вилуговуються, є існування в них води, що рухається, і володіє розчинювальною властивістю, тобто агресивністю щодо карбонатних та інших порід. Карстові процеси відбуваються тим інтенсивніше, чим більша швидкість руху води; у гідрогеологічних структурах зі слабким водообміном карст прогресує повільно. Утворення карсту йде тим інтенсивніше, чим вище водопровідність порід, що підлягають карсту, і чим більше різниця у відмітках областей живлення та розвантаження. Найбільш інтенсивно карстові процеси відбуваються по тріщинах і тектонічних порушеннях, де швидкість руху води найбільша.

Живлячись за рахунок атмосферних вод, карстові води верхнього поверху, пересуваючись по вертикальних та близьких до вертикальних каналах, поповнюють розміщений нижче постійно існуючий спільний горизонт карстових вод із загальним дзеркалом. У цьому горизонті в

межах закарстованого масиву переважає загальний рух підземних вод від областей живлення до районів розвантаження.

В областях живлення відбувається інтенсивне поглинання поверхневих вод шляхом *інфлюації* (на відміну від інфільтрації в пухких породах).

6.5.3. Мінеральні води

Підземні води, які справляють благотворний фізіологічний вплив на організм людини, називаються *мінеральними (лікувальними).* Мінеральні води утворюються з вадозних вод, морських вод, похованих у процесі нагромадження осадів, вивільнення конституційної води в умовах регіонального та контактового метаморфізму гірських порід. Ці води збагачуються солями і газами порід, з якими вони контактують. Хімічний склад і закономірності поширення мінеральних вод зумовлено особливостями геологічної будови, рельєфу, клімату та гідрології певних ділянок. Про хімічний склад мінеральних вод див. розд. 14.4.

6.5.4. Промислові води

Природні підземні води, які містять у розчині корисні хімічні компоненти або їх сполуки в кількостях, що забезпечують їх рентабельний видобуток і переробку, називаються *промисловими.* З цих вод добувають йод, бром, кухонну та глауберову солі, соду тощо. Промисловий інтерес становлять води, які мають підвищену концентрацію бору, літію, рубідію, германію, урану, вольфраму та інших речовин. У багатьох державах світу промислові підземні води є основним джерелом отримання йоду. Понад 70 % виробництва бору забезпечується за рахунок промислових вод.

Промислові води найчастіше приурочені до глибоких частин великих гідрогеологічних структур, переважно до зон уповільненого та дуже уповільненого водообміну. Щодо тектонічної структури такі системи відповідають синеклізам і западинам давніх платформ, а також передгірним прогинам і міжгірним западинам. Промислові води зустрічаються в породах найрізноманітнішого геологічного віку, складу та походження.

На сьогодні загальноприйнятої класифікації промислових вод не існує, а оцінку підземних вод для промислових цілей прийнято визначати з урахуванням мінімально допустимих концентрацій елементів і відповідно давати назви водам: бромна, йодна, літієва тощо.

Аналіз матеріалів із геології та гідрогеології окремих артезіанських басейнів України дає змогу вважати цю територію досить перспективною для розшуків і видобутку підземних промислових вод. Такі перспективи є у Дніпровсько-Донецькому артезіанському басейні, у Передкарпатті, Запоріжжі. Протягом кількох століть використовуються підземні розсоли кухонної солі в межах Бахмутської котловини – Артемівське, Слов'янське та інші родовища на Донбасі.

6.5.5. Термальні води

Термальні води – це теплі та гарячі підземні води, які виходять на поверхню землі у вигляді джерел або видобуваються свердловинами. Взагалі

до термальних відносять такі води, температура яких перевищує температуру тіла людини (37 °С).

Природні води з температурою від 37 до 42 °С вважаються гарячими (термальними), від 42 до 100 °С – дуже гарячими (висотермальними), а з температурою вище 100 °С – перегрітими. Іноді виділяють теплі (субтермальні) води з температурою від 20 до 37 °С.

Термальні води утворюються у внутрішній геотермальній зоні земної кори, де температура підвищується з глибиною. Підземні води, які циркулюють у цій зоні, набувають температури гірських порід. Тобто термальні води можна зустріти в будь-якій точці Земної кулі, якщо пробурити свердловину до глибин, де гірські породи мають підвищену температуру.

У межах платформ розташовані великі артезіанські басейни термальних вод, складчасті області характеризуються лінійно витягнутими зонами тектонічних порушень і розломів, в які розвантажуються глибинні термальні води.

Практичне значення мають тільки такі термальні води, які або виходять на поверхню, або залягають на невеликій глибині. Саме тому території кристалічних виступів давніх фундаментів платформ (Український, Балтійський, Алданський та інші щити), де геотермальний ступінь перевищує 100–150 м, вважаються безперспективними щодо розшуків термальних вод (вони залягають дуже глибоко).

В України термальні води поширені в межах Волино-Подільського, Причорноморського, Дніпровсько-Донецького, Передкарпатського та Закарпатського артезіанських басейнів. Проте найперспективнішими щодо використання термальних вод є Крим, Передкарпаття, Закарпаття та Причорноморський артезіанський басейн.

Найбільше термальні води поширені в районах сучасного вулканізму. Вони містяться в активних складчастих поясах – Альпійському та Тихоокеанському – у межах острівних дуг, глибоководних жолобів і на узбережжях внутрішніх морів. У таких районах перетік глибинного тепла до земної поверхні часто в 50–100 разів перевищує величину середніх тепловитрат Землі. Підземні води тут є дуже активним агентом тепломасопереносу. Гідротермальна діяльність, яка пов'язана з вулканізмом, порівняно добре вивчена на Камчатці, Курильських островах, у США, Італії, Ісландії, Японії, Новій Зеландії. Найбільш характерними проявами такої діяльності є термальні джерела, *фумароли* та *гейзери*.

Фумароли – це вулканічні еманації у вигляді парогазових струменів або спокійного виділення із тріщин і каналів у жерлах, на зовнішніх стінках вулканів чи на поверхні остиглих лавових потоків. Фумароли складаються з водяної пари (до 99 % об'єму) та хлористо-сірчисто-вуглекислого газу. Дуже рідко зустрічаються зовсім сухі фумароли.

Гейзери – це гарячі джерела, з яких періодично викидається вода та пара. Назву свою вони отримали від району Гейзер в Ісландії, де вперше були вивчені.

Значення термальних підземних вод дуже велике. Використовуються вони з давніх часів. Давні римляни використовували термальні води для отеплення суспільних лазень – "терм" (терми Каракали, терми Костянтина у Римі).

Тепер термальні води використовуються для бальнеологічних цілей, теплофікації селищ та міст, промислових та сільськогосподарських об'єктів, для енергетичних цілей.

Термальні води на території Криму використовуються на курортах Саки та Євпаторії, а також у деяких населених пунктах для лазень і теплофікації окремих об'єктів. Дебіти окремих свердловин досягають тут 2000–4000 м^3/добу, що свідчить про можливість розширення використання термальних вод.

6.6. Гідрогеологічне районування території України

Розподіл і поширення підземних вод територією України обумовлені геологічною будовою та історією розвитку різних її частин (рис. 6.13).



Рис. 6.13. Картосхема гідрогеологічного районування території України: А – Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн; Б – Волино-Подільський артезіанський басейн; В – Причорноморський артезіанський басейн; Г – гідрогеологічна провінція Донецької складчастої області; Д – область тріщинних вод Українського щита: Е – гідрогеологічна провінція складчастої області Гірського Криму; Ж – гідрогеологічна провінція складчастої області Українських Карпат [36]

Ці частини являють собою відокремлені гідрогеологічні регіони, що відрізняються один від одного за віком, складом та умовами залягання геологічних порід, хімічним складом підземних вод.

Наразі в основу гідрогеологічного районування території України покладено принцип супідрядності таксономічних одиниць і геолого-

структурно-гідродинамічний принцип, що дозволяють розглядати на різних рівнях кожну одиницю районування як гідродинамічну ємність, в якій підземні води рухаються від області живлення до області розвантаження. У межах України виділено сім гідрогеологічних структур першого порядку: Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн; Волино-Подільський артезіанський басейн; Причорноморський артезіанський басейн; гідрогеологічна провінція Донецької складчастої області; область тріщинних вод Українського щита; гідрогеологічна провінція складчастої області Гірського Криму; гідрогеологічна провінція складчастої області Українських Карпат (див. рис. 6.13).

Контрольні питання до розд. 6

1. Що таке підземні води?
2. Назвати основні теорії походження підземних вод.
3. Назвати основні види води, яка міститься в гірських породах.
4. Навести класифікацію підземних вод за походженням.
5. Що таке ґрунтові водоносні горизонти?
6. Що таке артезіанські води?
7. Що таке основні типи підземних вод?
8. Що таке особливі типи підземних вод?
9. Що таке фумароли?
10. Що таке гейзери?
11. Які гідрогеологічні структури першого порядку виділено в межах України?

7. ГІДРОЛОГІЯ ОКЕАНІВ І МОРІВ

7.1. Світовий океан та його частини

Світовий океан – неперервна водна оболонка Землі, яка складається з гідравлічно зв'язаних між собою *океанів, морів, заток* і *проток.*

7.1.1. Поділ Світового океану

Океан – частина Світового океану, яка розташована між материками, має великі розміри, самостійну циркуляцію води та певний гідрологічний режим. При виділенні окремих океанів враховують також особливості рельєфу їх дна та атмосферної циркуляції над ними.

Світовий океан поділяється на *Тихий, Атлантичний, Індійський* та *Північний Льодовитий* океани. У 2000 р. Міжнародна гідрографічна організація прийняла поділ на п'ять океанів, виділивши ще й *Південний* океан, що омиває Антарктиду в межах 60-ї південної паралелі (рис. 7.1). Але це рішення досі не пройшло ратифікацію і тому юридично залишається лише 4 океани (табл. 7.1). Стосовно Північного Льодовитого океану в деяких вчених існує думка, що він є морем Атлантичного океану.

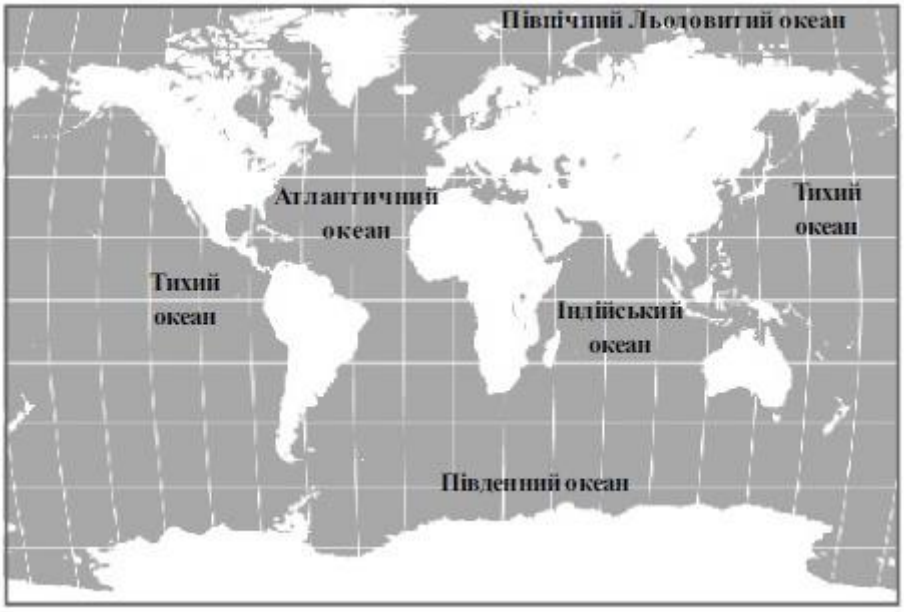


Рис. 7.1. Розташування океанів

Тихий океан є найбільшим за площею, об'ємом та глибиною (див. табл. 7.1). Він обмежений берегами Північної і Південної Америки на сході, Азії і Австралії на заході, Антарктиди на півдні. На півночі межа з Північним Льодовитим океаном проходить через Берингову протоку по лінії: мис Дежньова – мис Принца Уельського. Межа з Атлантичним океаном проходить

по меридіану мису Горн (68° зх. д.) через протоку Дрейка до Антарктичного півострова. Межа між Тихим та Індійським океанами проходить від п-ва Малакка, вздовж західного берега о. Суматра, південного берега о. Ява до о. Тимор. Потім межа прямує до мису Лондондеррі на північному узбережжі Австралії, огинає західне узбережжя Австралії, через Бассову протоку іде до мису Південний на південній окраїні Тасманії, далі по меридіану мису Південний (147° сх. д.) – до Антарктичного материка.

Таблиця 7.1. 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	361,25
Об'єм, млн км^3	710,36	329,66	282,65	18,07	1340,74
Середня глибина, м	3976	3597	3711	1225	3711
Найбільша глибина, м	11022	8742	7209	5527	11022

Межею Атлантичного океану на заході є береги обох Америк від входу в Гудзонову протоку на півночі і до мису Горн на півдні. Далі межа йде по протоці Дрейка до Антарктиди. На сході Атлантичний океан обмежений берегами Європи (від п-ва Статланд у Норвегії до Піренейського п-ва) і Африки. Межа з Індійським океаном проходить по меридіану мису Голковий (20° сх. д.) до Антарктиди. На півночі Атлантичний океан межує з Північним Льодовитим океаном по лінії: півострів Статланд – Шетландські острови – Фарерські острови – Ісландія – Данська протока – південний берег Гренландії – Девісова протока – берег Баффінової Землі – південний вхідний мис Гудзонової протоки.

Індійський океан на півночі обмежують береги Азії, на заході – береги Африки і меридіан мису Голковий, на півдні – берег Антарктиди, на сході – західна межа Тихого океану на південь від п-ва Малакка.

Межами Північного Льодовитого океану є названі вище межі з Атлантичним і Тихим океанами, північні береги Євразії і Північної Америки.

Море – це порівняно невелика частина океану, яка врізається в суходіл чи відокремлена від океану островами або підводними підвищеннями. Море відрізняється від прилеглої частини океану специфічним гідрологічним режимом, геологічною будовою дна та іншими природними умовами (табл. 7.2).

За розташуванням відносно суходолу і ступенем відокремленості від океану моря поділяються на *внутрішні (внутрішньоматерикові* та *міжматерикові), окраїнні* та *міжострівні.*

Внутрішні моря мають утруднений водообмін з океаном через порівняно вузькі протоки, тому їх гідрологічний режим суттєво відрізняється від гідрологічного режиму найближчих частин океану.

Міжматерикові моря розташовані між різними материками (наприклад, Середземне море).

Внутрішньоматерикові моря розташовані всередині одного материка (наприклад, Азовське, Балтійське, Біле моря).

Таблиця 7.2. Основні морфометричні характеристики деяких морів

	Море	Площа, тис. км^2	Об'єм води, км^3	Середня глибина, м	Найбільша глибина, м
Тихий океан					
1	Коралове	4068	10038	2468	9174
2	Південно-китайське	3537	3623	1024	5560
3	Берингове	2315	3796	1640	4097
4	Охотське	1603	1316	821	3351
5	Японське	1062	1631	1536	3699
6	Східнокитайське	836	258	309	2719
7	Банда	714	1935	2337	7440
8	Яванське	480	22	45	89
9	Сулавесі	435	1586	3645	5842
10	Жовте	416	16	38	106
11	Сулу	348	553	1591	5576
12	Молуккське	291	554	1902	4870
13	Серам	187	227	1209	5319
14	Флорес	121	222	1829	5123
15	Балі	119	49	411	1296
16	Саву	105	178	1701	3370
Атлантичний океан					
17	Карибське	2777	6745	2429	7090
18	Середземне	2505	3603	1438	5121
19	Північне	565	49	87	725
20	Балтійське	419	21	50	470
21	Чорне	422	555	1315	2210
22	Азовське	39	0,3	7	13
23	Мармурове	11	4	357	1261
Індійський океан					
24	Аравійське	4832	14523	3006	5803
25	Арафурське	1017	189	186	3680
26	Тиморське	615	250	406	3310
27	Андаманське	602	660	1096	4198
28	Червоне	460	201	437	3039
Північний Льодовитий океан					
29	Баренцове	1424	316	222	600
30	Норвезьке	1340	2325	1735	3970
31	Гренландське	1195	1961	1641	5527
32	Східносибірське	913	49	54	915
33	Карське	883	98	111	600
34	Гудзонова затока	819	92	100	274
35	Баффіна	630	426	804	2414
36	Лаптєвих	662	353	533	3385
37	Чукотське	595	42	71	1256
38	Бофорта	476	478	1004	3731
39	Біле	91	4,4	49	330

Окраїнні моря неглибоко врізаються в суходіл і відокремлюються від океану ланцюгами островів, півостровами або підводними порогами. Вони мають порівняно вільний зв'язок з океаном, тому гідрологічний режим цих морів має більшу схожість із режимом суміжних частин відкритого океану (наприклад, Баренцове, Чукотське моря).

Міжострівні моря розташовані серед великих островів чи архіпелагів (наприклад, моря Фіджі, Банду).

Існують різні погляди щодо меж, розмірів і навіть кількості морів. Зокрема, Міжнародна гідрографічна організація виділяє 63 моря, з яких 25 – у Тихому, 16 – в Атлантичному, 11 – в Індійському, а також 11 – у Північному Льодовитому океані. Безумовно, при цьому, не враховуються великі озера, у назві яких фігурує слово «море». Морфометричні характеристики деяких морів див. у табл. 7.2.

Затока – частина океану або моря, яка врізається в суходіл, але має вільний водообмін із прилеглими частинами океану. Тому затока за гідрологічним режимом мало відрізняється від прилеглого океану чи моря. Зовнішню (з боку океану) межу затоки проводять прямою лінією, що з'єднує вхідні миси в затоку, або за умовно прийнятою лінією рівних глибин *(ізобатою).* Залежно від походження, будови берега, форми і розмірів заток розрізняють деякі специфічні їх види: *фіорди, губи, лимани, лагуни, бухти.*

Фіордами називають вузькі, глибоко і далеко врізані в гористий суходіл затоки з високими і дуже крутими берегами. Фіорди мають коритоподібне ложе і часто відокремлюються від моря підводними порогами. Походження фіордів пов'язане з діяльністю давніх льодовиків. Фіорди поширені в Норвегії.

Лиман – затока, відокремлена від моря піщаною косою (пересипом), у якій є вузька протока, що з'єднує лиман із морем. Найчастіше лиман – це затоплена частина найближчої до моря ділянки річкової долини (наприклад, Дніпровсько-Бузький, Дністровський лимани на узбережжі Чорного моря). На гідрологічний режим лиману значною мірою може впливати річка, яка в нього впадає.

Бухта – невелика затока, чітко відділена мисами або островами від океану чи моря, добре захищена від вітрів, тому часто використовується для влаштування портів. Наприклад, Севастопольська бухта в Чорному морі,

Варто зазначити, що виділення окремих морів і заток має досить умовний характер. За деякими з них історично закріпились невірні назви. Це стосується Мексиканської, Перської, Гудзонової заток, які правильніше було б назвати морями. Моря Аравійське і Бофорта скоріше є затоками. Лимани, які відносять до заток, одночасно розглядаються як елементи гирлових областей річок.

Протока – водний простір, який розділяє дві ділянки суходолу та з'єднує окремі океани і моря чи їхні частини. Наприклад, Берингова протока з'єднує Тихий та Північний Льодовитий океани (і розділяє Азію та Америку), Гібралтарська протока з'єднує Середземне море з Атлантичним океаном (і розділяє Європу та Африку), протока Лаперуза між островами Сахалін і Хоккайдо з'єднує Охотське та Японське моря.

Протоки, як правило, мають специфічний гідрологічний режим. Течії води в протоках можуть бути спрямовані в один бік (наприклад, Флоридська протока), або в протилежні – у верхніх і нижніх шарах води (протока Босфор) чи біля різних берегів (протока Лаперуза).

7.1.2. Водний баланс Світового океану

Загальне рівняння середнього багаторічного водного балансу Світового океану має вигляд

$$Z_0 = X_0 + Y_0, \tag{7.1}$$

де Z_0 – середнє багаторічне випаровування з поверхні Світового океану; X_0 – середня багаторічна сума опадів на його поверхню; Y_0 – середній сумарний багаторічний стік із суходолу. Кількісні показники елементів водного балансу наведено в табл. 2.2 (розд. 2.2)

З урахуванням деяких незначних змін рівня Світового океану це рівняння можна записати дещо інакше

$$X_0 + Y_0 = Z_0 \pm \Delta W, \tag{7.2}$$

де ΔW – зміна об'єму океану.

Атмосферні опади становлять 90,7 % прибуткової частини водного балансу Світового океану, а випаровування – 100 % його видаткової частини. По широтах співвідношення між цими двома головними складовими рівняння водного балансу змінюється, що пов'язано із загальними закономірностями розподілу на Землі тепла і вологи. Особливості розподілу опадів, випаровування та різниці між ними такі: 1) збільшення опадів і випаровування від полярних до низьких широт; 2) існування трьох зон перевищення опадів над випаровуванням – у високих широтах північної півкулі (арктичний і частково помірний кліматичний пояси), у високих широтах південної півкулі (антарктичний і частково помірний кліматичний пояси) та низькі широти (екваторіальний і субекваторіальний кліматичні пояси): 3) існування двох зон перевищення випаровування над опадами (тропічний і субтропічний кліматичні пояси).

Таким чином, у зонах, де (X – Y) > 0, спостерігається розбавлення морської води прісною, зменшення її солоності, а надлишок води спричинює її відтік із цих районів океану; у зонах, де (X–Y) < 0, відбувається осолонення води, а її нестача компенсується притоком вод зовні.

Солоність води різна не тільки на поверхні Світового океану, а й на глибині. Якщо середня солоність поверхневих вод дорівнює 34,7 ‰, то у відкритих частинах океану вона коливається в межах 32–37,9 ‰. У морях цей діапазон значно ширший: від 10–14 ‰ (Азовське, Балтійське моря) до 42 ‰ (Червоне море).

7.2. Рельєф дна та донні відклади океанів і морів

7.2.1. Загальні положення

Рельєф дна океанів і морів значною мірою визначається особливостями будови земної кори в їх межах. Океанічна і материкова земна кора мають суттєві відмінності. Материкова кора складається з трьох шарів: осадового, кристалічного (гранітного), магматичного (базальтового). Товща осадового шару досягає в середньому 5 км, гранітного – 10–15 км, базальтового – 15 км. Під великими гірськими системами товщина шарів збільшується.

На дні океанів осадова товща значно менша (100–1000 м), гранітний шар відсутній, а ложе океанів, яке підстилає осадову товщу, утворене тільки

базальтами океанічного типу. Загальна товщина земної кори під океаном – близько 6 км.

У межах дна Світового океану перш за все виділяються морфологічні зони (основні елементи рельєфу дна) – рис.7.2:

1) материкова відмілина (займає 7,3 % площі океанічного дна);
2) материковий схил (17,8 %);
3) ложе океану (73,8 %);
4) глибоководні западини (1,1 %).

Материкова відмілина (шельф) – мілководна частина підводної окраїни материків (з глибинами в середньому до 200 м, інколи до 400 м). Шельф оточує материки та острови. Найбільша ширина шельфу (до сотень кілометрів) спостерігається вздовж північних берегів Євразії. Значні його розміри – в Атлантичному океані вздовж берегів Європи та Північної Америки, а також біля берегів Патагонії. Найменша ширина шельфу – в Тихому океані вздовж західних берегів Північної і Південної Америки.

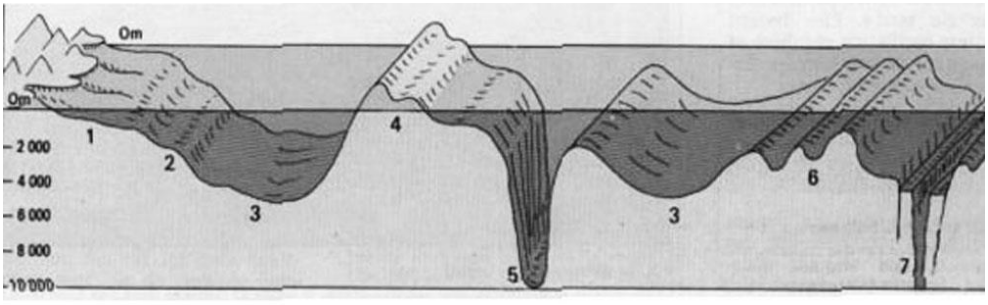


Рис. 7.2. Основні частини дна Світового океану: 1 - материкова відмілина (шельф); 2 – материковий схил; 3 – ложе океану; 4 – острівна дуга; 5 – глибоководна западина; 6 – серединний океанічний хребет; 7 – рифтова зона

Материковий схил поширюється від межі шельфу до глибин 2,5–3,5 км і являє собою бічну грань материкової плити. Материковий схил має великі похили (в середньому 4–7°, інколи до 25–30°). У деяких місцях океану материковий схил прорізаний глибокими підводними каньйонами. Більшість каньйонів утворилась під дією суспензійних потоків, що рухаються вздовж материкового схилу, інші виникли внаслідок дії тектонічних процесів або затоплення долин і русел великих річок.

Між материковим схилом і ложем океану виділяється ***материкове підніжжя,*** сформоване шлейфами осадів, накопичених біля материкового схилу. Вони подібні до шлейфів, які утворюються біля підніжжя гір на суходолі. Тут також зустрічаються конуси виносу каньйонів материкового схилу.

Ложе океану розташоване на глибинах понад 3000 м. За рельєфом воно дуже неоднорідне. У його межах виділяються як підвищені, так і понижені форми рельєфу.

До підвищених форм рельєфу належать: серединно-океанічні хребти, підняття, окремі підводні гори. У кожному океані є хребет меридіонального напрямку. Південні окраїни меридіональних хребтів з'єднуються з широтним підводним хребтом, розташованим між Антарктидою і материками Південної

Америки, Африки та Австралії. Таким чином, серединно-океанічні хребти формують єдину гірську систему планетарного масштабу. Загальна її протяжність становить понад 60 тис. км, а площа – більше 15 % поверхні дна океанів. У багатьох місцях хребти зруйновані поперечними розломами.

До понижених форм рельєфу дна океанів належать котловини, улоговини та океанічні западини.

Глибоководні западини (жолоби) – вузькі та довгі, найчастіше дугоподібні в плані депресії (глибиною понад 6000 м), розташовані вздовж зовнішнього краю острівних дуг, а також деяких материків. Ширина жолобів сягає від 1–3 км до кількох десятків кілометрів, а довжина – сотні кілометрів. Найбільше поширені в Тихому океані вздовж східного узбережжя Євразії.

7.2.2. Рельєф дна окремих океанів

Окремі океани і моря мають певні морфометричні особливості.

Тихий океан – найбільший за площею, займає перше місце серед океанів і за глибинами, які часто перевищують 4000–5000 м. Порівняно з іншими океанами характеризується найскладнішим рельєфом дна, особливо в північно-західній частині. На дні океану спостерігаються численні улоговини і тектонічні розломи – залишки зруйнованого серединного хребта. У південній і південно-східній частинах океану розташовані потужні підняття – Південнотихоокеанське і Східнотихоокеанське.

Однією з характерних особливостей рельєфу дна Тихого океану є значна кількість глибоких западин, витягнутих уздовж материків або островів. Із 17 відомих у Світовому океані западин, глибини в яких перевищують 8000 м, 15 розташовані в Тихому океані (переважно в західній його частині). Серед них і найглибша западина Світового океану – Маріанська, де максимальна глибина досягає 11022 м (за іншими даними – 11034 м).

Атлантичний океан витягнутий із півночі на південь. Уздовж його осі лежить підводна височина – Серединний хребет (північна його частина називається Північноатлантичним хребтом, південна – Південноатлантичним). Глибини на височині в північній частині океану змінюються в межах 3000–3500 м, у південній – від 2000 до 3000 м і лише на крайньому півдні досягають 3500 м. На заході і сході від цього хребта розташовуються улоговини. Західні улоговини мають глибини від 3000 до 6000 м, східні – 4000–5000 м.

На північ від островів Пуерто-Ріко лежить западина з тією ж назвою і максимальною для Атлантичного океану глибиною – 8742 м.

Для рельєфу дна Атлантичного океану характерна наявність великої кількості банок (окремо розташованих відмілин) із невеликими глибинами (десятки метрів) серед глибин у кілька тисяч метрів. Друга особливість рельєфу дна цього океану – великі площі, зайняті материковою відмілиною і ділянками з глибинами до 2000 м.

Індійський океан перетинається з півночі на південь Аравійсько-Індійським і Західноіндійським хребтами, які поділяють його на дві частини – західну та східну, з різним рельєфом. Східна частина зайнята досить вирівняним зниженням із глибинами 5500–6000 м. Рельєф західної частини океану більш складний і характеризується чергуванням знижень і підвищень

дна: глибини змінюються від 5000 до 6500 м. У північно-східній частині лежить єдина в Індійському океані Зондська (Яванська) западина з глибинами до 7209 м. Материкова відмілина досягає найбільшої ширини біля берегів Індостану.

Північний Льодовитий океан порівняно з іншими океанами має набагато менші глибини (максимальна – 5527 м) і широку материкову відмілину, на якій розташована більшість окраїнних морів Євразії та Північної Америки. Поріг Нансена (між Гренландією і Шпіцбергеном) поділяє Північний Льодовитий океан на два басейни: Арктичний і Північноєвропейський.

Рельєф Арктичного басейну дуже складний. Уздовж берегів Азії та Північної Америки проходить широка смуга материкової відмілини (до кількох сотень км). Хребет Ломоносова, який тягнеться від Новосибірських островів до Гренландії, поділяє Арктичний басейн на дві улоговини: Канадсько-Сибірську (з глибинами до 4000 м) і Гренландсько-Європейську (з глибинами до 5450 м). Крім хребта Ломоносова, в Арктичному басейні є й інші підвищення, які поділяють його западини на окремі частини. Північноєвропейський басейн за рельєфом поділяється теж на окремі частини: північно-східну (Баренцове і Біле моря) та південно-західну (Гренландське і Норвезьке моря).

Вивчення рельєфу дна океанів і морів триває. Для вимірювання глибин застосовують різні способи, які поділяються на механічні, гідростатичні та акустичні. Рельєф дна Світового океану і його частин відображають на батиметричних картах, на яких однакові глибини з'єднані лініями, що називаються ***ізобатами***.

7.2.3. Донні відклади

У морській воді є багато різних домішок у вигляді розчинених речовин, колоїдів, завислих частинок, живих організмів і продуктів їхньої життєдіяльності. Ці домішки поступово осідають на дно і формують донні відклади. Верхній шар цих відкладів утворює так званий ґрунт дна – поверхневий шар літосфери під океанами.

Залежно від матеріалу, з якого утворюються донні відклади, вони поділяються на *теригенні* та *органогенні* або *біогенні.* До ***теригенних*** відкладів належать продукти розмиву суходолу – завислі та донні наноси, які виносяться річками, а також продукти руйнування берегів. Ці відклади займають найближчі до суходолу простори дна – приблизно одну четверту всієї площі дна океану. ***Органогенні*** відклади формуються з решток відмерлих планктонних організмів (скелети тварин, черепашки).

Теригенні наноси під дією гідродинамічних процесів сортуються за крупністю. Поблизу берега відкладаються найбільші фракції (валуни, галька, гравій, пісок). Дрібніші фракції, такі як мул (алеврит), глина (пелит), пісок, течіями виносяться на більші глибини. Основна маса теригенних відкладів у Світовому океані представлена мулами.

Серед органогенних відкладів на дні океану найбільше поширені вапнякові і кремнієві відклади. Перші представлені двома різновидами – глобигериновими і птероподовими мулами, другі – діатомовими мулами, характерними для помірних і полярних широт, а також радіолярієвими, характерними для екваторіальних широт.

До складу донних відкладів входять також у невеликих кількостях *еолові* (приносяться вітрами з суходолу), *пірокластичні (вулканогенні), хемогенні* (різні конкреції) та *космогенні* матеріали.

7.3. Термічний режим, густина морської води, лід

7.3.1. Тепловий баланс океанів і морів

Теплові властивості морської води значно відрізняють її від інших рідин. Світовий океан нагрівається повільно і так само повільно охолоджується. Через малу теплоємність повітря океан при охолодженні дуже отеплює атмосферу. Тепло, яке виділяється при охолодженні 1 $см^3$ морської води на 1 °С, може підвищити на 1 °С температуру 2744 $см^3$ повітря.

Основними чинниками, які впливають на зміну температури води океанів і морів, є: надходження тепла від Сонця; теплообмін з атмосферою; надходження тепла з вище і нижче розташованих шарів води (вертикальний теплообмін), приплив тепла в результаті горизонтального переміщення повітряних і водних мас. Тепло, що надходить від Сонця, поглинається тонким поверхневим шаром води і глибоко у воду не проникає. На глибині 1 см від поверхні тепловий ефект променевої енергії майже в 100 разів менший, ніж на поверхні моря, а на глибині 1 м – у 8350 разів. Тепло від поверхневих шарів води до глибин передається шляхом механічного перемішування, спричиненого вітровими хвилями і течіями, та конвекції. У результаті вітрового хвилювання тепло проникає на глибину 100–200 м. Значно більшу роль у процесі передачі тепла на глибини відіграють припливно-відпливні течії. Вони охоплюють всю товщу вод океану.

В океані може відбуватися вертикальне переміщення частинок води. Це явище називається ***конвекцією***. Вона виникає тоді, коли густина шарів води, розташованих вище, більша, ніж густина шарів, розміщених нижче. Конвекція може спричинити як нагрівання глибинних шарів, так і охолодження, вона охоплює шар води завтовшки 500 м і більше.

На температурний режим прибережних вод часто впливають такі чинники, як тепловий стік річок, згінно-нагінні явища і течії.

Теплообмін поверхні Землі з атмосферою становить в середньому за рік 0,55 млрд Дж/$м^2$. При цьому суходіл віддає в атмосферу 0,96 млрд Дж/$м^2$, а океан – лише 0,38 млрд Дж/$м^2$. Загальна ж кількість тепла, яку суходіл та океан віддають атмосфері (з урахуванням їхніх площ), приблизно однакова і становить відповідно $13{,}7\times10^{22}$ і $14{,}3\times10^{22}$Дж. Таким чином, океан, маючи температуру поверхневого шару в середньому вищу, ніж атмосфера (приблизно на 3 °С), відіграє важливу роль у теплообміні й обігріває атмосферу. В океані міститься близько $31{,}8\times10^{27}$Дж тепла, що в 21 раз більше, ніж в атмосфері.

Основним джерелом надходження тепла на поверхню океанів і морів є Сонце. Тепло від нього надходить у вигляді прямої та розсіяної сонячної радіації. Певну роль відіграє тепло, яке надходить у результаті конденсації водяної пари на водну поверхню. Крім того, частина тепла отримується в результаті турбулентного теплообміну між морем і атмосферою. Основні елементи втрати тепла: випаровування й ефективне випромінювання. Для

деяких морів істотне значення має надходження або втрата тепла в результаті водообміну між двома водоймами. У морях, що замерзають, певна частина тепла виділяється при утворенні льоду і забирається при його таненні.

Сума тепла, яке надходить у воду або витрачається нею в результаті всіх теплових процесів, називається ***тепловим балансом моря***. Окремі складові прибутку або витрачання тепла називаються ***елементами теплового балансу*** й обчислюються в джоулях на 1 $см^2$.

В океанах і морях спостерігається добовий і річний хід температури води, пов'язаний з відповідною зміною надходження сонячної радіації. Максимальних значень температура води досягає через 2,5–3,0 год після полудня, а мінімальних – перед сходом Сонця. На поверхні амплітуда добових коливань температури дуже мала (0,2–0,3 °С), біля тропіків вона підвищується (до 0,3–0,4 °С). Добові коливання температури води, як правило, спостерігаються в шарі завглибшки 25–30 м.

Максимальні температури води на поверхні океанів спостерігаються в північній півкулі у вересні (іноді в другій половині серпня), у південній – в лютому – березні. Мінімальні температури води бувають у північній півкулі в лютому – березні, а в південній – у серпні – вересні.

Сезонні коливання температури в морях значні і зростають із віддаленням від океану. Так, у Чорному морі різниця літньої і зимової температури становить 18–20 °С, а в Азовському – 25–28 °С.

7.3.2. Розподіл температури в океанах і морях

На поверхні океанів розподіл температури води підлягає закону широтної зональності, оскільки надходження сонячної енергії залежить від широти. Цей розподіл показують на картах за допомогою *ізотерм* – ліній однакової температури.

Найбільша температура води на поверхні Світового океану спостерігається в екваторіальній зоні, дещо на північ від екватора (рис. 7.3). Лінія найвищої температури води називається ***термічним екватором***. Поблизу нього річна температура води дорівнює 27–28 °С. Ця лінія зміщується на кілька градусів широти на північ влітку і на південь – взимку.

Від зони термічного екватора температура води в поверхневому шарі океану знижується в напрямку полюсів до 1,0–1,8°С. Біля берегів, особливо в затоках, температура води влітку може підвищуватись до 30–32 °С.

Загальний зональний розподіл температури, як і розподіл солоності води, порушується течіями, річками, які впадають в океани і моря, і льодовими процесами.

Найбільші значення середньорічних і добових температур в Індійському і Тихому океанах перевищують 29 °С, а в Атлантичному досягають 28 °С. Середня температура води на поверхні Світового океану – 17,4 °С, Тихого – 19,1 °С, Індійського і Атлантичного – 17 і 16,9 °С відповідно. Максимальну температуру на поверхні Світового океану має вода в Перській затоці (35,6 °С).

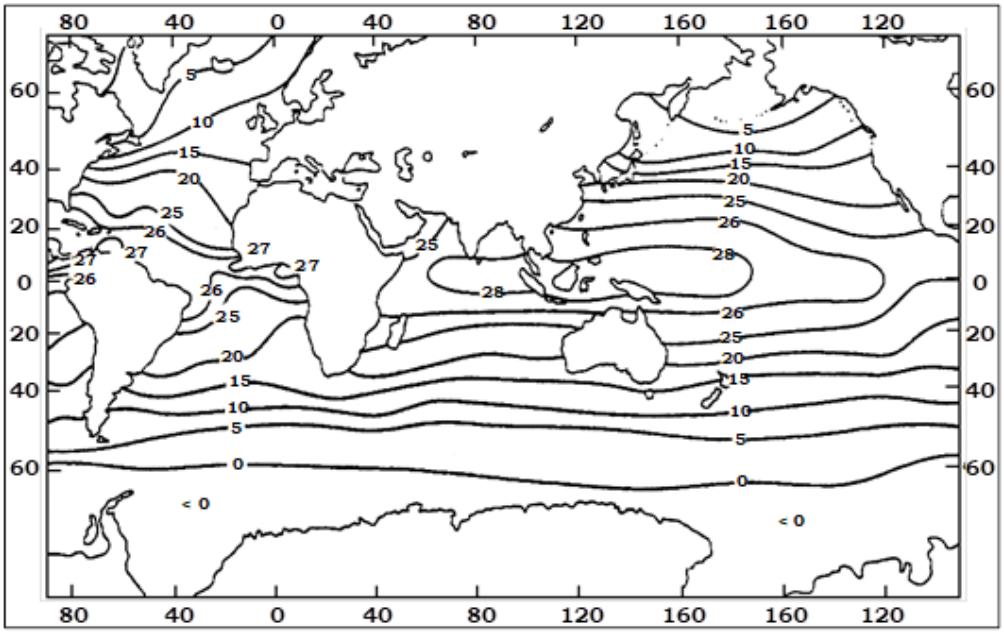


Рис. 7.3. Середня річна температура води на поверхні Світового океану

У північній півкулі температура води на поверхні трьох океанів вища, ніж на відповідних широтах південної. Це пояснюється впливом холодних вод Антарктиди, які вільно проникають у помірні широти океанів.

На температуру поверхні води в прибережних районах істотно впливають згінно-нагінні явища. Так, згінні (дмуть із берега) вітри на побережжі Криму чи Одеси в літній час можуть відігнати верхній нагрітий шар води в море, а холодні води, які піднімаються з глибин, зумовлюють зниження температури води. Такі зниження бувають значними – до 10 °С за кілька годин.

З глибиною температура води в океанах і морях, як правило, знижується. У товщі води тепло переноситься перемішуванням і течіями. Оскільки за середньої солоності густина води океану при підвищенні температури зменшується, нагрівання води не спричиняє вертикальну конвекцію. Тому глибинні води Світового океану мають температуру значно нижчу, ніж поверхневі, за винятком полярних областей і районів океану, де існує приплив глибинних вод ззовні. Виділяється кілька типів розподілу температури в товщі вод океану (табл. 7.3).

Сезонні коливання температури води охоплюють лише порівняно тонкий поверхневий шар (200–400 м). Нижче розташовані води з температурою від -1 до +2 °С. Між верхнім шаром перемішування з найвищою температурою і глибинною холодною водою лежить ***шар стрибка температури*** з її найбільшими вертикальними градієнтами.

Таблиця 7.3. Середньорічні значення температури води (°С) за кліматичними типами

Кліматичний тип температури води	Глибина, м						
	0	100	200	500	1000	3000	5000
Екваторіально-тропічний	26,6	19,5	13,0	8,1	4,9	2,0	1,6
Тропічний	26,1	23,5	18,1	8,8	4,6	1,9	1,5
Субтропічний	20,3	17,2	14,9	10,0	4,9	2,0	1,6
Субполярний	8,2	5,8	4,8	3,6	2,8	1,4	0,9
Полярний	1,7	0,6	1,3	1,8	1,6	0,4	0,6

7.3.3. Густина морської води

В океанології густина морської води визначається як відношення її густини при конкретних температурі, солоності і тиску до густини дистильованої води при 4 °С та нормальному атмосферному тиску. Наприклад, густина морської води при температурі 0 °С і солоності 35 ‰ дорівнює 1,028126.

Густина морської води зростає з підвищенням солоності. При зміні температури вона змінюється за більш складними законами. Прісна вода має найбільшу густину при температурі 4 °С. Температура найбільшої густини морської води θ і температура її замерзання τ змінюються залежно від солоності. При S = 35 ‰ θ = -3,52°, а τ = -1,91°. Із рис. 7.4 видно, що обидві температури зі збільшенням солоності знижуються майже лінійно.

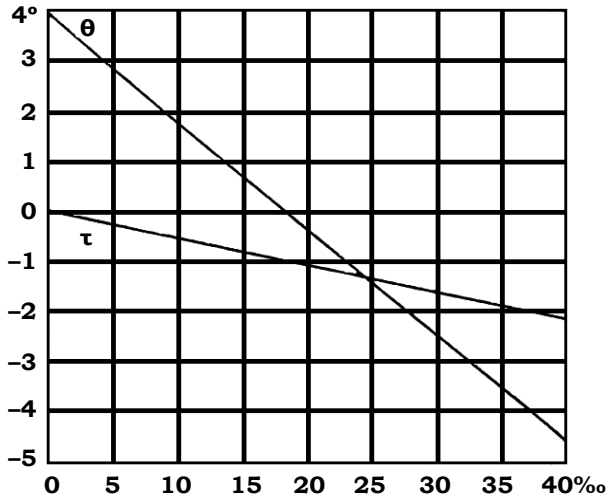


Рис. 7.4. Залежність температури найбільшої густини (θ) і температури замерзання (τ) від солоності морської води (‰)

При значенні солоності 24,7 ‰ лінії перетинаються. У цій точці обидві температури дорівнюють -1,33 °С. При солоності менше 24,7 ‰ температура найбільшої густини вища за температуру замерзання (як і для прісної води).

При солоності більше 24,7 ‰ температура найбільшої густини нижча за температуру замерзання. Практично така вода ніколи не досягає температури найбільшої густини. Інколи води із солоністю менше 24,7 ‰ називають *солонуватими* або *розпрісненими,* а більше 24,7 ‰ – *морськими.*

З глибиною густина води в океанах збільшується (пряма стратифікація), чим забезпечується вертикальна рівновага вод. При порушенні прямої стратифікації виникає конвекція і перемішування шарів. Зворотна стратифікація густини – явище дуже короткочасне. Іноді спостерігається повна однорідність шарів, нейтральна рівновага. У високих широтах через існування поверхневого опрісненого шару часто з'являється шар різкого підвищення густини з глибиною – ***шар стрибка густини***.

7.3.4. Лід в океанах і морях

Певні кліматичні умови сприяють утворенню льоду в різних частинах поверхні Світового океану. Строки стояння льоду різні – від кількох тижнів у помірних широтах до постійного в полярних широтах. Площа, зайнята льодом, в Арктиці досягає майже 11 млн км^2 (квітень), в Антарктиці – майже 20 млн км^2 (вересень). Різною мірою льодом покривається низка морів (Гренландське, Баффіна та ін.) і ділянки океанів (район п-ва Ньюфаундленд та ін.). Лід утворюється в Чорному та Азовському морях, причому в Чорному морі вода замерзає лише в затоках північно-західної частини, а в Азовському за зиму льодом покривається вся акваторія.

Процеси льодоутворення в прісній і морській воді проходять неоднаково, оскільки ці води мають різні фізичні та хімічні властивості. Прісна вода спочатку досягає найбільшої густини при 4 °С, а далі замерзає при 0 °С. У процесі замерзання морської води велику роль відіграє її солоність. Для морської води солоністю понад 24,7 ‰ температура найбільшої густини нижча, ніж температура замерзання. Тому до самого моменту замерзання поверхневий шар води важчає, що спричинює інтенсивне перемішування і піднімання тепліших вод на поверхню. Саме це перемішування й утруднює льодоутворення. Щоб почалося замерзання морської води, необхідне охолодження значної її товщі. Друга причина, через яку сповільнюється (порівняно з прісною) замерзання морської води, – низька температура її замерзання. Вже при солоності 24,7 ‰ температура замерзання становить -1,33 °С, а при солоності 35 ‰ вона дорівнює -1,9 °С. Крім того, при льодоутворенні внаслідок випадіння солей осолонюється поверхневий шар моря. Останнє спричиняє нове перемішування, а отже й уповільнене наростання льоду.

Початкові стадії утворення льоду такі. Біля ядер кристалізації утворюються часточки льоду, що мають форму дрібних дисків, які, зростаючись, перетворюються на ***льодові голки*** – кристали чистого льоду завдовжки від 0,5–2 см до 10 см. Льодові голки, змерзаючись між собою, утворюють на поверхні моря ***сало,*** яке має вигляд плям сіруватого кольору. Сніг, що випадає на поверхню моря, ущільнюється і перетворюється в кашоподібну масу, яка називається ***сніжурою.***

Якщо море спокійне, із сала утворюється суцільний тонкий льодовий покрив завтовшки до 5 см. У солоних водах він еластичний, має матову поверхню і називається ***ніласом****.* У розпріснених водах цей покрив має

вигляд прозорої блискучої кірки і називається ***шклянкою***. Іноді при слабкому хвилюванні льодоутворення відбувається з багатьох центрів, при цьому утворюються невеликі крижини у вигляді дисків діаметром 30–50 см. Такий лід дістав назву ***млинчастого***.

З наростанням шклянки і ніласу, а також при змерзанні сніжури і млинчастого льоду утворюється порівняно рівний лід сірого кольору, який називається ***молодим льодом***.

Товщина льоду зростає поступово. А сам лід, що наростає, має правильну кристалічну структуру і більш прозорий, ніж вище розташовані шари льоду.

Важливою властивістю морського льоду є його солоність. Під ***солоністю морського льоду*** розуміють кількість солей в грамах на 1 кг води, одержаної при його розтоплюванні. Солоність морського льоду залежить від солоності морської води, з якої він утворився, та швидкості льодоутворення. Чим старіший лід, тим менша його солоність. Солоність морського льоду коливається від 0 до 18 ‰ при середніх значеннях 3–8 ‰. Найбільша солоність на початку зими, але в цілому вона в 4–5 разів менша солоності води, з якої утворився лід.

За походженням лід океанів і морів поділяється на *морський, річковий* і *материковий (глетчерний).* У Північному Льодовитому океані зустрічаються всі ці види льоду, але найбільше морського. ***Річковий лід*** виноситься в море річковими водами, ***глетчерний*** утворюється при обламуванні частин льодовиків, а ***морський*** – безпосередньо в морі з морської води. Зрозуміло, що в морях, які омивають Антарктиду, річкового льоду не буває.

Є різні стадії розвитку морського льоду за віком: *початкові форми, ніласовий (молодий) лід, сірий, білий, однорічний, дворічний, багаторічний (арктичний пак).*

За характером рухомості лід поділяється на *нерухомий* і *плавучий.* Основна форма нерухомого льоду – ***припай,*** прикріплений до берега, острова. Він, як правило, однорічний, але в окремих місцях може зберігатись багато років. Такий багаторічний припай зустрічається біля берегів Гренландії та Антарктиди, його товщина іноді більше 3 м. Найбільш розвинений припай в окремих морях Північного Льодовитого океану, де він поширюється на сотні кілометрів.

Не зв'язаний із берегом лід, який рухається під дією вітру й течій, називають ***плавучим*** або ***дрейфуючим***. У Світовому океані переважає саме ця форма льоду, він поділяється на *битий лід* (від 2 до 100 м у поперечнику) і *льодові поля* (0,5 км і більше). Часто на рівній льодовій поверхні в результаті поштовхів або стискування льоду утворюються нагромадження, що складаються з уламків крижин, які називаються ***торосами***.

Кількість льоду на поверхні моря оцінюється, як і хмарність, у балах. За 10 балів приймається поверхня, повністю покрита льодом, за 0 балів – чиста вода. Проміжні кількості оцінюються так: 10 % акваторії зайнято льодами – 1 бал, 50 % – 5 балів.

Материковий лід у морі з'являється в результаті сповзання льодовиків із суходолу або при відколюванні великих масивів від шельфового льоду

узбережжя полярних країн. У першому випадку утворюються *айсберги* (кілька кілометрів у поперечнику), в другому – *льодові острови* (30–35 км).

Айсберги бувають кількох видів, найчастіше зустрічаються *столоподібні* і *пірамідальні.* Перші відламуються від великих льодовикових язиків і мають рівну поверхню, вони поширені переважно в Антарктиді; другі характерні для дуже рухомих льодовиків.

Більшість антарктичних айсбергів порівняно невеликі (менше 1,5 км у поперечнику), але деякі з них можуть досягати величезних розмірів. У різні роки зустрічалися айсберги десятки кілометрів завдовжки і десятки метрів заввишки. Арктичні айсберги набагато менші. Найбільші з них (завдовжки 10–13 км і заввишки до 20 м) утворюються біля західного узбережжя Гренландії. Антарктичні айсберги існують 10 років і більше, арктичні – не більше двох років.

Процес замерзання морського льоду триває до температури -55 °С. При цій температурі замерзають усі згустки розсолу, які можуть перебувати між кристалами льоду, і утворюється суміш кристалів льоду і солей ***(кріогідрат)***. Але деякі солі кристалізуються і при вищій температурі: вже при деякому зниженні температури води нижче точки замерзання з неї випадає карбонат кальцію; при температурі -8,2 °С з розсолу випадають згустки сульфату натрію; при температурі -23 °С – хлориди; -55 °С – хлористий кальцій.

З підвищенням температури від -55 °С морський лід починає танути. Унаслідок випадання у воду солей в ньому збільшується кількість пор. Дальше послаблення і руйнування льоду зумовлене процесами випаровування і танення снігу, механічною дією хвиль і течій.

За характером льоду, який зустрічається в морях Світового океану виділяються: 1) *моря з епізодичним льодом* – лід у таких морях буває не щороку, взимку може з'являтись і зникати кілька разів (Північне і Чорне моря); 2) *моря із сезонним льодом* (Охотське, Балтійське, Японське, Біле); 3) ***моря, в яких завжди є лід,*** цю групу, у свою чергу, можна поділити на дві підгрупи: а) моря, в яких більша частина льоду тане влітку, а частина залишається (Баренцове, Карське); б) моря, в яких лід є цілий рік (Східносибірське, Чукотське, центральна частина Північного Льодовитого океану, більшість морів Антарктики).

У північній півкулі льодовий покрив утворюється в Північному Льодовитому океані та його морях; північній частині Атлантичного океану та деяких його морях (Балтійському і Азовському); деяких районах Північного моря і північно-західній частині Чорного моря. Серед морів Тихого океану льодом вкривається Охотське, північна частина Берингового і Японського морів.

У Північному Льодовитому океані лід зберігається протягом цілого року і перебуває в постійному русі. Виняток становлять лише прибережні райони арктичних морів, де взимку утворюється льодовий припай, який влітку руйнується.

У Тихому океані лід займає обмежені райони, що пояснюється вузькістю Берингової протоки, через яку виноситься арктичний лід. Найбільше вкривається льодом Охотське море, в якому до кінця зими замерзає вся його північна і північно-західна частина аж до Сахаліну. У Беринговому морі льодом вкривається тільки північна частина, сюди ж через Берингову протоку виноситься лід арктичного походження. В

Японському морі замерзають протоки Татарська і Лаперуза, узбережжя Примор'я і затока Петра Великого.

7.4. Рівень океанів і морів

Поверхня Світового океану повинна мати форму ***геоїда*** – фігури, яка дещо відрізняється від правильного еліпсоїда обертання Землі, котрий утворюється силами тяжіння і відцентровою силою добового обертання Землі. Спокійна поверхня океану приймається за основу для відліку висот суходолу та глибин океану. Реально ж Світовий океан перебуває в безперервному русі, і його поверхня ніколи не залишається спокійною. На неї впливають гідрометеорологічні процеси, припливи, геодинамічні чинники (вікові зміни земної кори, підводні землетруси, розломи і зсуви).

Коливання рівня води мають різні періоди й амплітуди, що створює величезні труднощі при визначенні положення рівневої поверхні. Вимірювання, проведені із супутників, дозволили виявити відхилення реальної поверхні океану від теоретичного геоїда на десятки метрів в обидва боки. Але геоїд залишається еквіпотенціальною поверхнею, на якій зберігається однакове значення потенціалу сили тяжіння. Усі деформації рівня відбуваються біля положення рівноваги, тому періодичні і випадкові відхилення можуть бути виключені шляхом осереднення.

Висота фактичної рівневої поверхні моря над деякою відліковою поверхнею називається ***рівнем моря*** і вимірюється в сантиметрах.

7.4.1. Вплив гідрометеорологічних процесів на рівень

Коливання рівня під впливом гідрометеорологічних процесів поділяються на: спричинені змінами атмосферного тиску; пов'язані з дією повітряних потоків на водну поверхню; такі, що виникли внаслідок нерівномірності в процесі надходження або втрати води (випаровування, опади, річковий стік) та в результаті зміни густини води. Вони бувають періодичними (сейші, вітрові хвилі), напівперіодичними (коливання рівня, спричинені згінно-нагінними явищами мусонних і бризових вітрів) і неперіодичними (коливання рівня внаслідок зміни атмосферного тиску в окремих циклонах і антициклонах, що проходять над морями).

Згінно-нагінні зміни рівня – коливання рівня, спричинені безпосередньо дією вітру, бувають досить значними і досягають іноді 1–2 м.

Згінно-нагінні зміни рівня можуть бути тимчасовими, сезонними і постійними. Останні особливо характерні для області пасатів.

Так, пасати Атлантичного океану безперервно наганяють воду в Карибське море і Мексиканську затоку, а пасати Тихого океану відганяють її від Панамського перешийка. У результаті цього середній рівень океану з боку Атлантики біля Панамського перешийка вищий, ніж із боку Тихоокеанського берега приблизно на 50 см.

Тимчасові коливання рівня можуть бути спричинені також сильними змінами атмосферного тиску і вітрами, пов'язаними з проходженням над морем баричних систем (циклонів і антициклонів).

7.4.2. Внутрішньорічні та середньорічні коливання рівня

При вивченні сезонних (внутрішньорічних) коливань рівня користуються величинами *середнього місячного рівня*. Таке осереднення виключає вплив випадкових і короткоперіодичних коливань рівня.

Внутрішньорічні коливання рівня моря невеликі і змінюються в межах 20–30 см. Найбільш високий рівень моря буває влітку, коли всі чинники (зменшення атмосферного тиску, слабкі вітри, високі температури, стік річок весняного водопілля) ведуть до його росту. Взимку всі чинники "працюють" на зниження рівня. Ці сезони підвищеного і пониженого стояння рівня моря відносяться до мусонного типу циркуляції. При її зональному типі картина зворотна: підвищений рівень моря припадає на зимовий час, а понижений – на літній (рис.7.5).

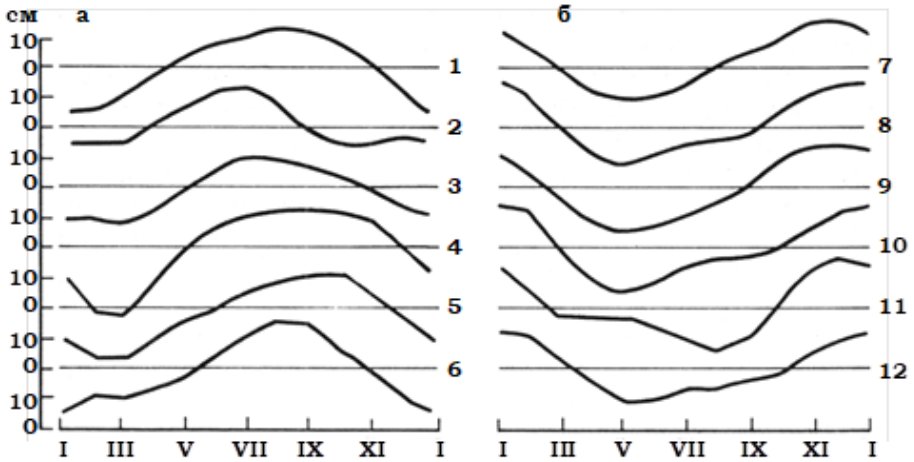


Рис. 7.5. Річний хід рівня моря при мусонному (а) і зональному (б) типах циркуляції атмосфери: 1 – Балтимор (Чесапікська затока); 2 – Батумі (Чорне море); 3 – Шатт-ель-Араб (Перська затока); 4 – Мергун (Бенгальська затока); 5 – Маніла (Філіппінські острови); 6 – Кийру (о. Тайвань); 7 – Печенга (Баренцове море); 8 – Кабелвоч (Норвезьке море);9 – Гринок (Ісландське море); 10 – Харлинген (Північне море); 11 – Сімсон (Канада); 12 – Вікторія (Канада)

Середні річні рівні виявляються різними, що вказує на існування багаторічних або міжрічних коливань. Ці коливання відображають мінливість такого ж характеру в атмосфері, а їхня природа ще не встановлена так само. Розмах міжрічних коливань рівня моря лежить у межах 20–30 см. Робилися спроби встановити їх періодичність. Так, американський учений Х. Мармер дійшов висновку, що періодичність коливань рівня на Атлантичному узбережжі Америки – дев'ять років, на Тихоокеанському – чотири – п'ять.

Існують і триваліші коливання рівня – вікові, які вимірюються періодами в кілька сотень років. Такі коливання вивчені ще менше.

Нарешті, є найтриваліші періоди коливання рівня, періоди геологічного масштабу, які вимірюються тисячоліттями і мільйонами років. Вони пов'язані як зі зміною маси води в океані, так і з повільним рухом земної кори. Перші

спричинені переважно зміною об'єму материкових льодовиків, другі – тектонічними процесами і зміною форми та розмірів океанів.

Рівень моря безперервно змінюється в часі. Усі коливання його відбуваються біля деякого середнього положення, яке являє собою середнє арифметичне з усього ряду спостережень за тривалий час – не менше кількох років. Тривалість спостережень для визначення *середнього багаторічного рівня* залежить від особливостей режиму рівня моря. Так, для визначення середнього положення рівня Чорного моря з точністю до ±1 см необхідні дані спостережень за 22 роки. Спостереження за рівнем проводяться за допомогою самописця рівня чи водомірної рейки, причому відліки по рейці беруться в певні строки.

Середній багаторічний рівень визначається як середнє арифметичне з усіх відліків рівня за весь період спостережень. Чим довший ряд, тим точніший результат.

Середні багаторічні рівні моря на одній і тій же паралелі біля західних берегів материків лежать вище, ніж біля східних; як уже відзначалось, біля берегів Північної Америки рівень Тихого океану лежить вище рівня Атлантичного на 50 см. Рівні морів не залишаються сталими навіть уздовж одного і того ж берега материка.

Середній багаторічний рівень океану на тихоокеанському та атлантичному узбережжях у північній півкулі знижується з півночі на південь.

Середній багаторічний рівень морів, де не буває припливів, приймають за ***нуль глибини*** для морських карт. Від цього рівня вимірюють глибини морів і висоти суходолу.

7.5. Хвилювання

Хвилювання є одним із різновидів гідродинамічних процесів, які існують в океані. Незалежно від факторів, якими вони спричинені, хвилі являють собою коливальні рухи рідини в деякому шарі води. У цьому шарі частинки води роблять періодичні коливання навколо положення своєї рівноваги.

7.5.1. Загальна характеристика морських хвиль

Морські хвилі бувають: *вітрові; припливно-відпливні,* що виникають під дією сил притягання Місяця і Сонця; *анемобаричні,* пов'язані з відхиленням поверхні океану від положення рівноваги під дією атмосферного тиску; *сейсмічні (цунамі),* що виникають у результаті тектонічних процесів у земній корі (землетруси, вулканічні виверження); *корабельні,* що утворюються при русі корабля.

Значне поширення на поверхні океанів і морів мають вітрові і припливно-відпливні хвилі.

За розміщенням розрізняють *поверхневі* хвилі, що утворюються на поверхні моря, і *внутрішні,* що виникають на деякій глибині і майже не проявляються на поверхні.

За формою розрізняють хвилі *поступальні,* в яких спостерігається видиме переміщення хвилі, і *стоячі* (типу сейш), у яких такого переміщення не буває.

Хвилі ще поділяються на *короткі* і *довгі.* У коротких хвиль довжина хвилі менша за глибину моря; у довгих, навпаки, довжина хвилі більша за глибину моря.

Елементи хвилі: ***гребінь хвилі*** – найвища точка хвильового профілю; ***підошва хвилі*** – найнижча точка хвильового профілю; ***фронт хвилі*** – лінія, яка проходить уздовж гребеню хвилі і перпендикулярна до напрямку переміщення хвиль; ***висота хвилі*** – відстань по вертикалі від найвищої до найнижчої точки хвильового профілю; ***довжина хвилі*** – горизонтальна відстань між двома послідовно розміщеними найнижчими точками в напрямку поширення хвиль (чи між двома гребенями двох послідовних хвиль) – рис. 7.6.

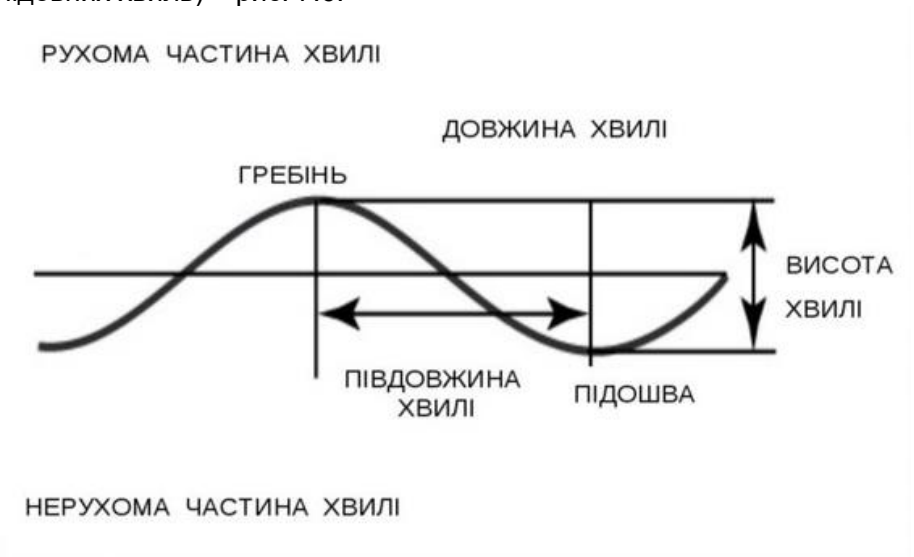


Рис. 7.6. Елементи хвилі

7.5.2. Вітрові хвилі

Діючи на поверхню води, вітер, завдяки тертю об воду, створює дотичну напругу, а також спричинює місцеві коливання тиску повітря. У результаті на поверхні води навіть при швидкості вітру 1 м/с утворюються малі хвилі, висота яких вимірюється міліметрами, а довжина – сантиметрами. Ці, щойно зароджені хвилі мають вигляд брижів. Оскільки існування таких хвиль пов'язане з поверхневим натягом, їх називають ***капілярними.*** Якщо вітер був короткочасним, то утворені ним *хвилі-брижі* по закінченні дії вітру швидко зникають під впливом сили поверхневого натягу. Якщо вітер стійкий, то капілярні хвилі внаслідок інтерференції збільшуються за розмірами, насамперед по довжині. Зростання хвиль приводить до об'єднання їх у групи і видовження до кількох метрів. Хвилі стають ***гравітаційними****.*

Під впливом вітру порушується симетрія форми хвилі: передній схил стає більш крутим і коротшим, ніж задній. Часточки води набувають поступальної швидкості і, закінчивши один оберт, повертаються не в точку початку руху, а опиняються дещо попереду в бік розходження хвилі – орбіта не замикається. Ця асиметрія профілю, збільшення крутості переднього схилу може

спричинити до зриву гребеня і утворення пінного *"баранця".* Нарешті, через те що швидкість вітру часто нерівномірна вздовж фронту (гребеня) хвилі, стає нерівномірною і висота хвилі вздовж гребеня. Хвиля вже не двомірна, а тримірна. Саме такі хвилі трапляються в морі найчастіше.

Розміри тримірних хвиль тим більші, чим сильніший і триваліший вітер, чим більший його *розгін*, тобто відстань, яку він пробігає над водою. Найбільші хвилі спостерігаються в районах із частими і тривалими штормами. Величезні площі сильного хвилювання розташовані в помірних широтах, які навіть отримали назву "ревучі сорокові". Великі хвилювання часто трапляються в океанічному кільці південної півкулі, у районах квазістаціонарних атмосферних фронтів. Найвищі хвилі (34 м) спостерігаються посередині північної частини Тихого океану, найдовші (близько 800 м) – біля південних берегів Британських островів і в екваторіальній частині Атлантичного океану. Великі хвилі спостерігаються також біля південних берегів Африки, де вони стали причиною катастроф багатьох кораблів. Це так звані *хвилі-вбивці*, одиночні хвилі заввишки понад 20 м. Але переважна більшість вітрових хвиль не досягає у висоту і 4 м.

Вимірювання елементів хвиль пов'язане з великими технічними труднощами. Тому при масових спостереженнях користуються наближеними прийомами для оцінки хвилювання, зокрема 9-бальною шкалою (табл. 7.4).

При підході до берега, де глибина зменшується до нуля біля урізу води, змінюється профіль хвилі і напрямок руху хвильового профілю. Відбиваючись від берега, хвиля може утворювати стоячу хвилю, може руйнуватись. В останньому випадку виникає *прибій (накат)* чи *бурун.*

Різні варіанти деформації хвилі пов'язані з характером берега і прибережного рельєфу дна. При похилому дні і незмінній прибережній смузі передній схил хвилі стає крутішим, гребінь доганяє передню підошву і навалюється, утворюючи прибій. Гребінь хвилі спрямовується на суходіл, виникає ***заплеск***. Чим більша хвиля, тим більшу частину берега заливає заплеск.

Таблиця 7.4. Шкала ступеня хвилювання моря, розроблена Всесвітньою метеорологічною організацією

Бал ступеня хвилювання	Висота хвилі, м	Характеристика хвилювання
0	0	хвилювання відсутнє, гладь
1	до 0,1	спокійна, але не дзеркальна поверхня, брижі
2	0,1–0,5	ледь помітне (невелике) хвилювання
3	0,5–1,25	слабке хвилювання
4	1,25–2,5	помірне хвилювання
5	2,5–4,0	значне хвилювання
6	4,0–6,0	дуже значне хвилювання
7	6,0–9,0	сильне хвилювання
8	9,0–14,0	дуже сильне хвилювання
9	більше 14,0	виключно сильне хвилювання

Якщо дно похиле, а берег крутий і високий, гребінь ударяє в нього і вода скидається вгору (інколи до 60 м), утворюючи ***сплеск***. Якщо ж берег крутий, а дно глибоке, може відбуватись відбиття хвиль та інтерференція падаючої і відбитої хвиль, тобто утворення ***стоячої хвилі***. Якщо неподалік від урізу води на дні є підвищення з меншими глибинами (наприклад, рифи), то хвиля, не доходячи до урізу, руйнується й утворює ***бурун***.

7.5.3. Цунамі

У деяких районах Світового океану спостерігаються ***цунамі*** – одиночні хвилі чи невеликі серії хвиль (у межах десяти) заввишки від десятків сантиметрів до 30–35 м і навіть більше. Найчастіше зустрічається період цих хвиль від 2 до 40 хв, довжина хвилі – від 20 до 400–600 км, швидкість розходження – сотні кілометрів на годину. Ці хвилі виникають у результаті землетрусів на дні океану, зсувів на крутих схилах дна і вулканічних вивержень. Деформації дна піднімають чи опускають усю товщу води на певній обмеженій площі. Деформація доходить до поверхні океану і від цієї площі починає переміщуватись ***довга хвиля*** (тобто така хвиля, довжина якої більша за глибину моря). При цьому вся товща води від дна до поверхні приводиться в рух. Висота хвилі поблизу місця зародження буває лише 1–2 м. При багатокілометровій довжині вона зовсім непомітна через мізерну крутість. Корабель практично не відчуває хвилі. Лише біля берега хвиля виходить на шельф і на суходіл, відбувається сильна деформація хвилі, зростає її висота і вона викочується на суходіл гігантським валом.

Найчастіше цунамі бувають біля берегів Японії, Чилі, Перу, Алеутських і Гавайських островів. Приуроченість цунамі до Тихого океану пояснюється його сейсмічною і вулканічною активністю. Із 400 діючих вулканів земної кулі 330 – в Тихому океані. Більшість сильних землетрусів (близько 80 %) теж відбувається в зоні Тихого океану.

Не кожне цунамі буває катастрофічним. Так, в Японії з 99 цунамі катастрофічними було тільки 17, на Гавайських островах із 49 – 5. Катастрофічні цунамі призводять до тяжких наслідків. Наприклад, під час цунамі 1703 р. в Японії загинуло 100 тис. осіб, у 1883 р. після вибуху вулкану Кракатау в Зондській протоці цунамі забрало життя близько 40 тис. осіб.

26 грудня 2004 р. потужний підводний землетрус в Індійському океані став причиною цунамі, визнаного найбільш смертоносним стихійним лихом у сучасній історії. Епіцентр землетрусу знаходився біля північно-західного берега острова Суматра. Цунамі досягло берегів Індонезії, Таїланду, півдня Індії, Шрі-Ланки і навіть ПАР. Висота хвиль сягала 15 м. Загинуло понад 230 тис. людей, мільйони залишились без житла і засобів до існування.

Дуже велика небезпека цунамі зумовила необхідність створення спеціальних служб для запобігання ним. Спочатку така служба виникла в Японії, потім у США.

7.5.4. Стоячі хвилі, сейші

На відміну від поступальних хвиль, при ***стоячих хвилях*** їхня форма не переміщується від одного місця моря до іншого. При стоячій хвилі підошва чергується з вершиною в одному і тому ж місці, тобто хвиля не

переміщується поступально в горизонтальному напрямку. У певних точках стоячих хвиль часточки рідини залишаються нерухомими. Такі точки називаються ***вузлами***. Точки, в яких чергуються вершина і підошва хвилі, називаються ***пучностями***.

Стоячі хвилі утворюються від накладання поступальних і відбитих хвиль. Останні виникають у результаті відбиття поступальної хвилі перешкодою, розміщеною перпендикулярно до напрямку руху хвилі.

При стоячих хвилях коливальні рухи не обов'язково проникають до дна моря. Але існують коливання моря, коли вся маса води даного басейну приходить у рух. Такі хвилі називають ***сейшами*** (схему сейші див. на рис. 4.3 розд. 4.3).

7.6. Припливи і відпливи

7.6.1. Загальна характеристика припливно-відпливних явищ

Припливно-відпливні явища, або *припливи,* – це складні хвильові рухи водної товщі, зумовлені силами всесвітнього тяжіння і виражені в періодичних змінах рівня і течій. Виникають вони в результаті дії сил притягання Місяця і Сонця. Наочно це явище спостерігається у вигляді періодичних коливань рівня біля берегів, де відбувається то підвищення рівня – ***приплив***, то зниження – ***відплив***.

Деяка незручність полягає в тому, що одним і тим же терміном "приплив" позначається і явище в цілому, і одна його частина. Хоча в інших мовах (наприклад, в англійській, французькій, німецькій) для цього є різні назви.

Крайнє положення рівня в кінці припливу називається ***повною водою***, у кінці відпливу – ***малою водою***, різниця цих рівнів називається ***величиною припливу***. Проміжок часу між двома послідовними повними чи малими водами називається ***періодом припливу***.

Залежно від періоду розрізняють припливи *півдобові, добові* і *змішані* (*неправильні півдобові* або *неправильні добові*). Період півдобових припливів у середньому дорівнює 12 год 25 хв. Протягом місячної доби при цьому типі припливів регулярно спостерігаються дві повних і дві малих води. При добових припливах майже завжди за місячну добу спостерігається одна повна і одна мала вода. Часто протягом місяця явище змінює свою періодичність, наближаючись то до півдобового, то до добового типу. Такі припливи називаються змішаними.

7.6.2. Вплив Місяця та Сонця

Припливно-відпливні коливання рівня спричиняє спільний вплив притягання Місяця і Сонця. Місячні припливотворні сили, зумовлені силою тяжіння між Місяцем і Землею і відцентровою силою від їх взаємного обертання, визначають основні риси припливних явищ на Землі. Припливна хвиля рухається за Місяцем, роблячи добове обертання навколо Землі. Повна вода настає приблизно в момент проходження Місяця через меридіан даного місця (цей момент називається ***кульмінацією Місяця***), як правило, з деяким

запізненням. Проміжок часу між кульмінацією Місяця і моментом настання найближчої повної води називається ***місячним проміжком***. Середня величина останнього називається ***середньою прикладною годиною*** порту. Вона використовується як індивідуальна особливість порту для приблизного визначення моменту настання повної води за астрономічним щорічником.

Коли Місяць і Сонце перебувають на одній лінії із Землею (*сизигія*), величини припливів найбільші. Коли Місяць і Сонце видно із Землі під прямим кутом (*квадратура*), величини припливів стають найменшими. Перші називають *сизигійними*, другі – *квадратурними*.

Найбільший сизигійний приплив часто не збігається з моментом сизигії. Проміжок часу між сизигією і сизигійним припливом називається ***віком припливу***.

Земля і Місяць, рухаючись у світовому просторі, взаємно притягуються й обертаються навколо загального для них центру, розташованого на відстані 0,73 земного радіуса від центру Землі. Пояснюється це тим, що маса Землі у 81,5 раза більша за масу Місяця. Система Земля-Місяць робить повний оберт навколо загального центру обертання приблизно за 27 діб.

Унаслідок обертання навколо загального центру на Землі і на Місяці розвиваються відцентрові сили, однакові в кожній точці Землі і паралельні одна одній. За величиною вони дорівнюють відцентровій силі в центрі Землі.

На відміну від відцентрової сили, сила притягання Місяця для кожної точки Землі різна, оскільки залежить від квадрату відстані між цією точкою і центром Місяця, причому завжди і скрізь спрямована до центру Місяця.

У результаті в кожній точці Землі припливотворна сила є рівнодійною між силою притягання Місяця і відцентровою силою від спільного обертання системи Земля-Місяць (рис. 7.7).

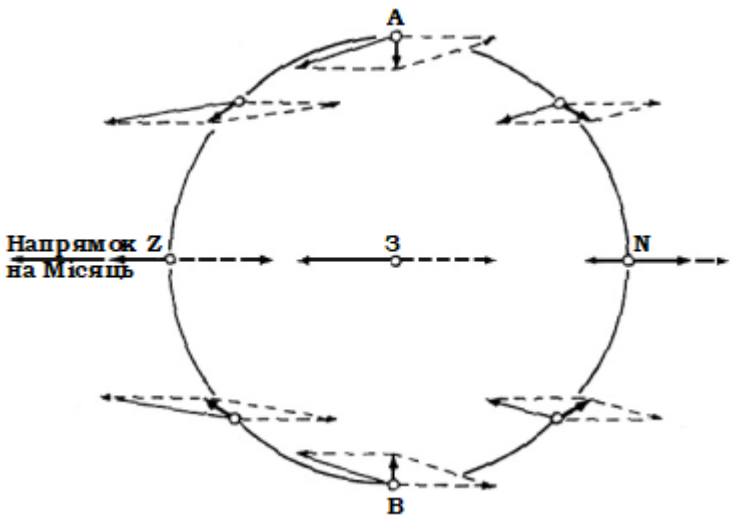


Рис. 7.7. Припливотворні сили Місяця. Тонкі стрілки – сила притягання; тонкі пунктирні стрілки – відцентрова сила; товсті стрілки – рівнодійна сила

Припливотворні сили Сонця зумовлюють виникнення сонячних припливів. Дія сил аналогічна відзначеному вище. Кожна з цих систем припливів (місячних і сонячних) виникає цілком незалежно, але, утворившись, місячні і сонячні припливи складаються, і в морі спостерігається сумарний місячно-сонячний приплив. Через те, що віддаль від Землі до Сонця в 400 разів більша, ніж до Місяця, припливотворна сила останнього в 2,17 рази більша за припливотворну силу Сонця.

7.6.3. Прояв припливно-відпливних явищ біля берегів

Величина припливів на островах в океані досягає 2 м. Лише на о-ві Мадейра вона становить 0,5 м, а на Канарських островах – 2,5 м.

З наближенням до берегів зменшуються глибини й ускладнюється рельєф дна. Тому в прибережних районах характер припливів змінюється. Біля малопорізаних берегів величина припливу не перевищує 3 м. У протоках, верхів'ях заток і гирлах річок зустрічаються припливи заввишки більше 6 м. Особливо великі припливи спостерігаються в лійкоподібних затоках (Пенжинська губа Охотського моря) – 13 м, або в затоці Фанді (східне узбережжя Північної Америки), де досягають максимального для Світового океану значення – 18 м.

У гирлах річок під впливом мілководдя і звуженого русла приплив дуже деформується і поширюється вгору по річці у вигляді високої і крутої одиночної хвилі. Це явище в різних країнах дістало різні назви: бора – у Франції та Англії, пороро́ка – у Південній Америці. Так, пороро́ка в гирлі Амазонки досягає висоти 3,5–4,5 м.

7.6.4. Припливно-відпливні течії

Припливотворні сили зумовлюють утворення *припливно-відпливних течій.* Як уже відзначалося, величина цих сил у сизигії має найбільше значення, а в квадратурі – найменше. Швидкість же течії в квадратуру в 2,5 раза менша, ніж у сизигію. Характер припливно-відпливних течій залежить від розмірів моря, конфігурації берегів та рельєфу дна.

У вузьких протоках припливна течія весь час спрямована в один бік, а відпливна має протилежний напрямок. У момент зміни припливної течії на відпливну і навпаки швидкість дорівнює нулю, тобто течії в цей час немає. У відкритому морі течії найчастіше мають обертальний характер. Разом зі зміною швидкості течії безперервно змінюється її напрямок. У таких місцях течії роблять повний оберт за 12 год 25 хв (півдобовий характер припливу) або за 24 год 50 хв (добовий приплив). Обертання течій пов'язане з обертанням Землі, причому в північній півкулі за годинниковою стрілкою.

Припливні течії спостерігаються в усій товщі вод Світового океану. У відкритому океані в поверхневому шарі максимальні швидкості припливних течій можуть досягати 1,85 км/год, біля дна вони зменшуються.

Знання характеру формування і поширення припливно-відпливних течій має важливе значення для судноплавства. Адже лише припливна течія дає змогу заходити океанським суднам у річкові порти, розташовані вище гирла річок. Спеціально були розроблені і запроваджені таблиці припливів, які дають змогу мореплавцям розрахувати час заходу в порти залежно від висоти припливу.

За параметрами восьми (а інколи і більше хвиль) завчасно обчислюють висоти і моменти повних і малих вод, а для деяких пунктів і висоти припливу на кожну годину кожного дня року та вносять їх у таблиці. Таблиці "Щорічник" чи "Таблиці припливів" видаються кожного року і вимагають багато часу і зусиль для їх складання. Англійські вчені А. Додсон і Х. Варбург запропонували простіший метод (*штурманський*) обчислення, який дозволяє обмежити тривалість ряду спостережень двома добами.

За цими ж принципами складають і таблиці припливних течій. Для них використовують тривалі спостереження за течіями на станціях у відкритому морі. Дані спостережень обробляють тим же методом гармонічного аналізу, отримують гармонічні сталі величини і за ними обчислюють течії.

Розходження припливної хвилі добре ілюструють *карти котидальних ліній,* або *котидальні карти. **Котидали*** – це ізолінії, які з'єднують точки, в яких повна вода настає в один і той же момент.

7.6.5. Використання енергії припливів та відпливів

Людина давно зацікавилась використанням припливів і відпливів для своїх потреб. Вже близько 1000 років тому в Англії і Франції будували прості млини, які використовували енергію припливу. У першій половині XX ст. почали будувати невеликі електростанції. Великі ж електростанції не могли будувати через труднощі, які виникають від нерівномірності на різних стадіях припливу. Пізніше сконструювали турбіни двосторонньої дії (оборотні), які працюють при прямому і зворотному русі води.

Найбільш ефективним є спорудження припливних станцій у районах поширення значних припливів і за умови підключення потужностей станції до загальнодержавної електричної мережі з усім необхідним комплексом регулювальних пристроїв.

Досить потужні припливні електростанції споруджено у Франції, Англії, США, але їх частка в загальному виробітку електроенергії вказаних країн незначна. Застосування припливів для виробництва електроенергії – це перспектива на майбутнє, оскільки таке виробництво є екологічно чистим і не потребує безповоротного використання природних ресурсів.

7.7. Течії

7.7.1. Загальна характеристика течій, класифікації

В океанах частки води переносяться з одного району в інший на дуже великі відстані. Ці переміщення часто займають величезні маси океанічних вод, охоплюючи широкою смугою шар води певної глибини. На великих глибинах і біля дна існують повільніші переміщення частинок, як правило, в напрямку, зворотному до поверхневих водних мас. Поступальний рух частинок води з одного місця океану чи моря в інше називається ***течією***.

Крім постійних переміщень водних мас, у морях і океанах існують поступальні рухи води, спричинені змінними вітрами. Течії води можуть мати також періодичний характер, коли вони спричинені дією припливотворних сил Місяця і Сонця (припливно-відпливні течії).

Класифікації морських течій. Існує кілька класифікацій морських течій. Основною вважається класифікація течій за їх походженням, згідно з

якою виділяють: *густинні* течії, зумовлені нерівномірним горизонтальним розподілом густини води; *вітрові,* або *дрейфові,* спричинені силою тертя рухомого повітря; *припливно-відпливні,* зумовлені дією періодичних припливотворних сил Місяця і Сонця; *згінно-нагінні,* спричинені нахилом поверхні моря в результаті дії вітру; *бароградієнтні,* пов'язані з нахилом рівня моря, зумовленим змінами в розподілі атмосферного тиску; *стокові,* що утворюються за рахунок підвищення рівня в прибережних ділянках у результаті річкового стоку.

За стійкістю течії поділяються на *постійні, періодичні* і *тимчасові.* Постійні течії мало змінюють швидкість і напрямок протягом сезону або року. Це пасатні течії всіх океанів, Гольфстрім, Куросіо і деякі інші.

Періодичні течії повторюються через одинакові проміжки часу в певній послідовності (припливно-відпливні).

Тимчасові (неперіодичні) течії виникають унаслідок неперіодичної взаємодії зовнішніх сил, насамперед вітру.

За глибиною розміщення виділяють течії: *поверхневі,* які поширюються на глибину до 100 м; *глибинні,* які зустрічаються на різних глибинах від поверхні моря; *придонні,* поширені в шарі, прилеглому до дна.

За характером руху виділяють *прямолінійні* і *криволінійні* течії, які, у свою чергу, поділяються на *циклонічні* та *антициклонічні.*

За фізико-хімічними властивостями розрізняють *теплі* й *холодні, солоні* й *розпріснені* течії. У північній півкулі, як правило, течії, що рухаються в північному напрямку, є теплими (Гольфстрім, Куросіо), а течії, що рухаються на південь, – холодними (Лабрадорська, Курильська). Найбільш яскраво в океані виражені течії, які утворюються в результаті взаємодії одразу кількох чинників.

7.7.2. Види течій

У результаті тертя вітру об поверхню моря і частково в результаті тиску вітру на поверхню хвиль виникають *вітрові течії.* При цьому течії, які виникають у результаті дії тривалих панівних вітрів, називаються *дрейфовими.* Прикладом дрейфових течій є пасатні, Північноатлантична, течія Західних Вітрів. Енергія руху тертя передається в нижчі шари води, внаслідок чого виникає їхній поступальний рух.

Дрейфові течії. Теорію дрейфових течій почав розробляти шведський учений В. Екман. Для спрощення вчений приймав океан безмежним, глибини нескінченно великими, а вітер, що діє на поверхню моря, постійним. У результаті він дійшов висновку, що поверхнева течія відхиляється від напрямку вітру в північній півкулі вправо, а в південній – вліво на 45°, причому це відхилення не залежить ані від швидкості вітру і течії, ані від географічної широти (рис. 7.8).

З глибиною напрямок і величина течії змінюються, причому на деякій глибині, яку називають *глибиною тертя* (*D* на рис. 7.8), течія спрямовується в протилежний бік від поверхневої течії.

На глибині, що дорівнює глибині тертя, швидкість течії дуже уповільнюється і становить лише 4 % швидкості поверхневої течії.

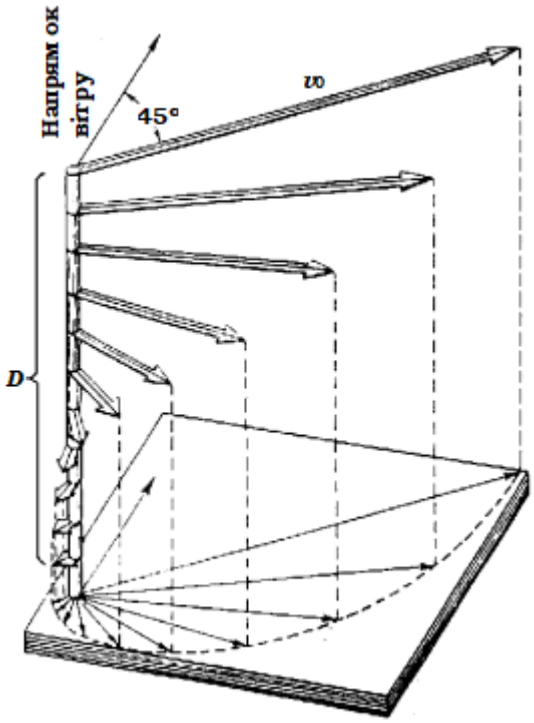


Рис. 7.8. Розподіл дрейфової течії за глибиною в північній півкулі

Стокові течії. У результаті накопичення води, яке спричинює неоднаковий тиск у різних місцях моря на одних і тих же рівневих поверхнях, утворюються *стокові течії.* Накопичення води відбувається в основному за рахунок зміни рівня під впливом вітру і притоку річкових вод. Певну роль відіграє випадання атмосферних опадів і танення льоду. Типовим прикладом стокових течій є Флоридська течія, що витікає з Мексиканської затоки і дає початок Гольфстріму.

Бароградієнтні течії. Різниця атмосферного тиску в різних районах океану може також викликати течії. Унаслідок підвищення атмосферного тиску над певним районом порівняно із сусіднім починається переміщення водних мас з одного району в інший. Такі течії називаються *бароградієнтними,* вони незначні за силою.

Густинні течії зумовлені нерівномірним розподілом температури і солоності води, а відповідно і густини по горизонталі, що спричиняє переміщення водних мас.

Градієнтні течії. Течії, зумовлені похилом поверхні моря, часто називають *градієнтними.* Ця група об'єднує густинні течії, згінно-нагінні, стокові, бароградієнтні.

У цілому рідко можна спостерігати течії, які спричинені лише однією силою. Найбільш чітко виражені течії Світового океану, утворені під впливом ряду факторів. Гольфстрім є одночасно густинною, стоковою і вітровою течією.

Після виникнення течії починають діяти вторинні сили і чинники, які впливають на швидкість і напрямок течії. До них можна віднести силу Коріоліса і силу тертя. Перша примушує потік відхилятись від свого напрямку в північній півкулі вправо, а в південній – вліво; друга на межі течії гальмує її, поглинаючи частину кінетичної енергії. Крім того, напрямок течії змінюють конфігурація берегів материків і рельєф дна океану.

Під потужними океанічними течіями, такими як Гольфстрім, Куросіо, існують протитечії, тобто течії, спрямовані в бік, протилежний поверхневим течіям.

7.7.3. Загальна схема течій Світового океану

У тропічній зоні Світового океану, де існують стійкі зони пасатів північно-східного (північна півкуля) і південно-східного (південна півкуля) напрямку, виникають постійні і потужні *пасатні течії* (північна і південна), спрямовані на захід (табл. 7.5, рис. 7.9). Зустрічаючи на своєму шляху східні береги материків, течії створюють нагін води (підвищення рівня) і повертають вправо в північній і вліво в південній півкулі.

Таблиця 7.5. Основні поверхневі течії Світового океану

№	Назва	Температурна градація	Стійкість	Середня швидкість см/с
Тихий океан				
1*	Північна пасатна	нейтральна	стійка	80
6а	Мінданао	нейтральна	стійка	30
6	Куросіо	тепла	дуже стійка	35
11	Північнотихоокеанська	нейтральна	стійка	35
22	Аляскинська	тепла	стійка	15
22а	Алеутська	нейтральна	нестійка	15
28	Курило-Камчатська (Оясіо)	холодна	стійка	25
14	Каліфорнійська	холодна	нестійка	12
19	Міжпасатна (екваторіальна протитечія)	нейтральна	стійка	50–130
2	Південна Пасатна	нейтральна	стійка	95
7	Східноавстралійська	тепла	стійка	20
13а	Південнотихоокеанська	нейтральна	нестійка	5
15	Перуанська	холодна	слабо стійка	10
15а	Ель-Ніньйо	тепла	слабо стійка	–
13	Антарктична циркумполярна	нейтральна	стійка	25–75
Північний Льодовитий океан				
23	Норвезька	тепла	стійка	–
24	Західношпіцбергенська	тепла	стійка	–

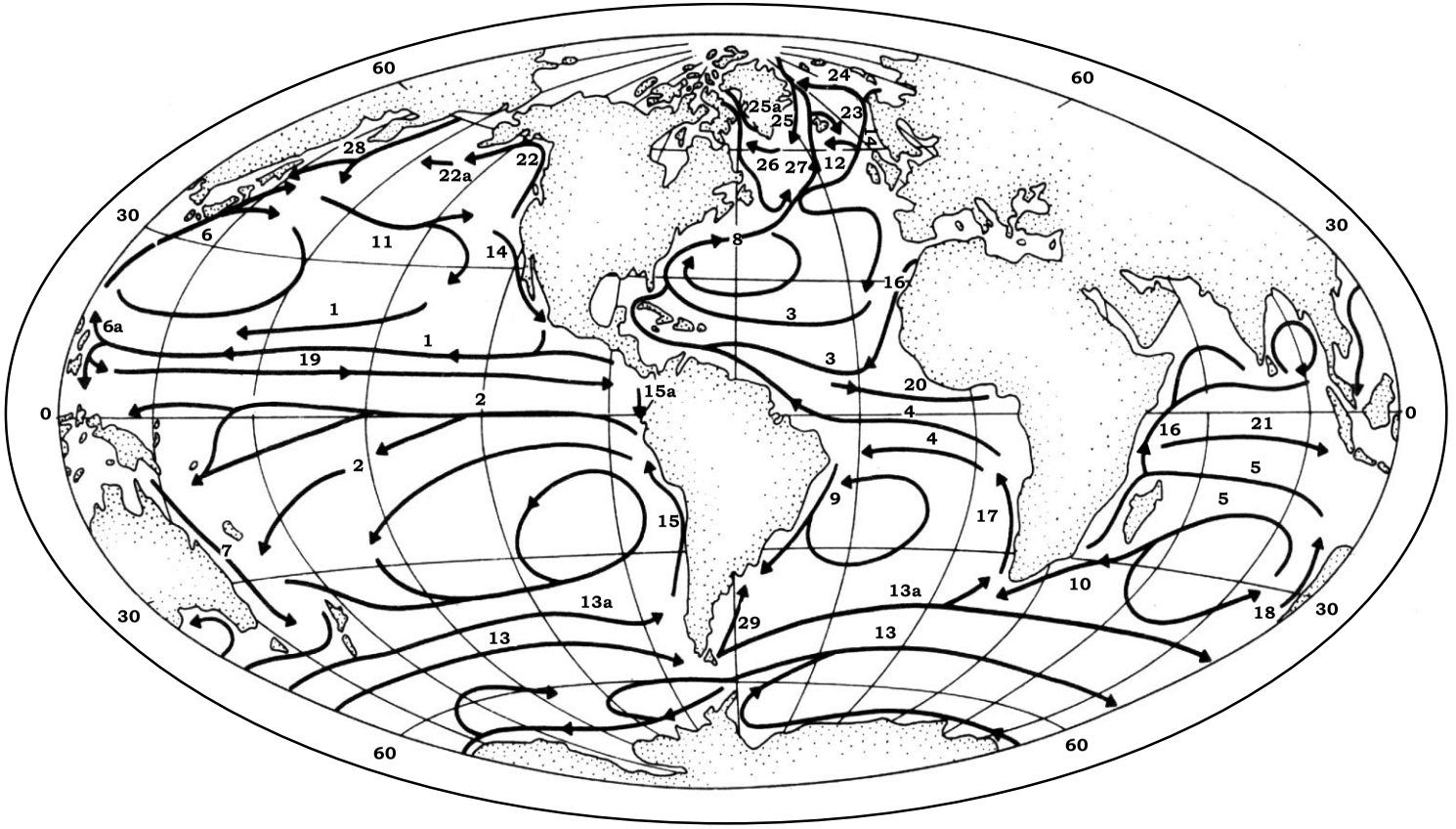


Рис. 7.9.Схема поверхневих течій Світового океану для літа північної півкулі (за Г. Дітріхом)

Закінчення таблиці 7.5

№	Назва	Температурна градація	Стійкість	Середня швидкість см/с
25	Східногренландська	холодна	стійка	50
25а	Західногренландська	тепла	стійка	-
Атлантичний океан				
3	Північна пасатна	нейтральна	стійка	25
8	Гольфстрім	тепла	дуже стійка	75
12	Північноатлантична	тепла	дуже стійка	50
4а	Канарська	холодна	стійка	50
27	Ірмінгера	тепла	стійка	-
26	Лабрадорська	холодна	стійка	75
20	Міжпасатна протитечія	нейтральна	стійка	75
4	Південна пасатна	нейтральна	стійка	95
9	Бразильська	тепла	стійка	26
13а	Південноатлантична	нейтральна	стійка	65
17	Бенгельська	холодна	стійка	25
29	Фолклендська	холодна	стійка	-
13	Антарктична циркумполярна	нейтральна	стійка	25
Індійський океан				
5	Південна пасатна	нейтральна	стійка	-
10	Агуляська (Голкового мису)	тепла	дуже стійка	70
18	Західноавстралійська	холодна	нестійка	-
16	Сомалійська	холодна	стійка	-
21	Міжпасатна протитечія	нейтральна	стійка	-
13	Антарктична циркумполярна	нейтральна	стійка	25–75

Примітка. – * № течії див. на схемі на рис. 7.9.

Приблизно на 40° широти в обох півкулях на маси води починають діяти західні вітри, течії повертають на схід і північний схід. Зустрічаючи на своєму шляху західні береги материків, вони повертають на південь у північній півкулі і на північ у південній, утворюючи замкнені кільця циркуляції між екватором і 40–50° широти. У північній півкулі циркуляція спрямована за годинниковою стрілкою, у південній – проти годинникової стрілки. Одночасно частина східної течії повертає в північній півкулі на північ, утворюючи самостійну циркуляцію вод у помірних широтах.

Між течіями пасатних зон північної і південної півкуль виникають протитечії, спрямовані на схід. Вони виникають унаслідок нерівномірності розподілу вітру, який зароджується в тропічній зоні, а також через різницю густини води в західній і східній частинах океанів.

Морські течії спричиняють переміщення повітря з низьких широт у високі і в тому ж напрямку переносять теплу воду, пом'якшуючи клімат на суходолі. Збіг основних напрямків руху повітря і вод, що переносяться течіями, має дуже велике значення. Рухаючись на південь, повітря низьких

широт охолоджується, внаслідок чого збільшується хмарність і зменшується випаровування з поверхні океану.

Значний вплив на температуру і солоність вод у північній частині Атлантичного океану, а також на клімат територій, що прилягають до нього, має Гольфстрім. Маси теплої води Гольфстріму нагрівають розміщені над ним повітряні маси. Панівні західні вітри в зоні помірних широт переносять потік теплого морського повітря в напрямку до Європи. У західній частині Атлантичного океану Гольфстрім спричиняє посилення в зимовий час холодних і сухих північних і північно-західних вітрів. Саме цим зумовлені різкі кліматичні відмінності між країнами, розміщеними на однакових широтах по обидва боки океану, наприклад між Норвегією і Гренландією. Відхилення температури від середніх широтних величин у січні досягають у Норвегії 15–20 °С, у Мурманську – 11 °С. Завдяки впливу Гольфстріму температура води біля Кольського півострова ніколи не падає нижче 0 °С, а порт Мурманськ не замерзає.

7.8. Життя в океанах і морях. Використання їхніх ресурсів

7.8.1. Тваринний та рослинний світ

Морська вода є середовищем, яке сприяє розвитку життя. Вчені вважають, що життя на нашій планеті почалось саме в океані. Води океанів і морів населені величезною кількістю живих організмів, які характеризуються надзвичайною різноманітністю.

Життя в океані залежить від умов середовища, з яких досить важливими є гідрометеорологічні чинники. Проникнення світла в товщу води пов'язане з її прозорістю, а від цього залежить життєдіяльність рослинних організмів. Для життя рослин необхідні також деякі поживні солі – сполуки азоту, фосфору і калію, які містяться у морській воді в малій кількості. Ці солі надходять у поверхневі шари океану частково з береговим стоком, але головна маса їх піднімається на поверхню разом із глибинними водами в результаті осінньо-зимової конвекції і турбулентних рухів у гідросфері *(**апвелінг**)*.

У той же час життєдіяльність живих організмів дуже впливає на фізико-хімічні властивості води океанів і морів. Ці організми поглинають із морської води велику кількість діоксиду вуглецю, кальцію, кремнію, які витрачаються на побудову їхніх скелетів.

Із 33 класів рослин, відомих на земній кулі, у Світовому океані живуть 5 класів, а ще 10 класів живуть як у морських, так і в прісних водах. Серед морських рослин основна роль належить одноклітинним. З багатоклітинних рослин в океані поширені великі за розмірами ламінарії (морська капуста), фукуси, саргасуми, нереоцистуси, лесонії. Бурі водорості переважають у помірних і холодних морях.

Тваринні організми, що живуть на Землі, поділяються на 11 типів і 65 класів. Більшість із них є корінними жителями моря. Тільки 8 класів живуть виключно на суходолі.

З найпростіших тваринних організмів найбільш поширені корененіжки, форамініфери та радіолярії. Серед багатоклітинних організмів найчисленнішими є молюски (понад 62000 видів). З двостулкових молюсків промислове значення мають устриці, морські гребінці та мідії. У теплих водах досить поширені головоногі молюски, представлені кальмарами, каракатицями, восьминогами, аргонавтами. Широко представлений клас ракоподібних (до 20000 видів), до яких належать і краби.

До вищих хордових належать риби. Найбільшою рибою в океані є китова акула, яка досягає 16 м у довжину. Довжина акулоподібного ската – 15 м, маса – 2 т. Загалом у Світовому океані налічується 16 тис. видів риб.

З класу ссавців в океані зустрічаються китоподібні і ластоногі. Кити поділяються на вусатих (беззубих), які живляться зоопланктоном (переважно ракоподібними) і дрібною рибою (гренландський кит, синій кит, фінвал, сейвал), і зубастих (кашалот). До зубастих китів належать дельфіни, у тому числі білуха і касатка. Кити, які живляться планктоном, досягають гігантських розмірів, деякі з них мають довжину 34 м і масу 150 т. Це найбільші тварини на Землі. У водах високих і помірних широт поширені представники загону ластоногих: морський лев, тюлень, морж, морський котик.

7.8.2. Поняття про біологічні ресурси Світового океану

Для характеристики біологічних процесів у Світовому океані використовуються такі поняття: ***біомаса*** *(Б)* – кількість (маса) живих організмів в одиниці об'єму води (планктон, нектон), або ж на одиницю площі дна (бентос); ***продукція*** *(П)* – загальний приріст біомаси всіх організмів за певний час, тобто відтворення живої речовини даного виду, виражене у вагових чи енергетичних одиницях; ***коефіцієнт продуктивності*** *(П/Б)* – відношення продукції до біомаси, що характеризує активність (продуктивність) організмів.

Під ***біологічними ресурсами*** океану розуміють потенціальну продукцію корисних організмів, яка завжди більша за можливе вилучення біологічних продуктів. Ці ресурси необхідно знати, щоб вести промисел раціонально, не підриваючи продуктивної бази об'єктів промислу.

Загальний річний вилов морських організмів нині становить 90–92 млн т. Промисли розподілені по Світовому океану нерівномірно: більше 60 % його площі має дуже малу промислову цінність, подібну до пустель на суходолі. Головну промислову цінність має область шельфу, на яку припадає близько 90 % усього вилову.

Продуктивність, якщо під нею розуміти отримання органічних ресурсів з одиниці поверхні Світового океану, у середньому дорівнює 184 кг/км^2, на материковому схилі – 65, у відкритому океані – 7 і на шельфі – 2504 кг/км^2.

На думку вчених, можливе подальше збільшення вилову морських організмів до 100 млн т/рік. Але потрібно вживати заходи з регулювання та обмеження промислу. На зміну чисто екстенсивним методам морського промислу, як і в сільському господарстві, приходять інтенсивні методи, які

враховують екосистемні підходи до природокористування, і новітні біотехнології. Основні з цих методів такінаступні.

• Встановлення міжнародних квот і угод промислу.

• Розширення промислу поза традиційні межі (риба, ссавці, ракоподібні, молюски) на основу харчової піраміди – фітопланктон (водорості) і зоопланктон (криль), щорічне відтворення яких має гігантські масштаби.

• Організація нових видів промислу, у першу чергу, глибоководних риб.

• Науково і технічно обґрунтована оптимізація методів і засобів ловлі, її строків, місць проведення і об'ємів.

• Повна утилізація біомаси океану, яку використовує людство.

• Розвиток ***аквакультури*** – перехід від збирання морепродуктів до їх культурного планового вирощування, що включає акліматизацію нових видів, промислове відтворення молоді, розробку кормів, штучне розведення (садкове господарство, підводні ферми тощо).

Позитивні приклади розвитку аквакультури – вирощування креветок в Японії, США, Франції; омарів і лангустів у США і Франції; камбали й морського язика у Великобританії; риби жовтохвоста (серіоли) в Японії; морських гребінців і устриць в Японії, Франції, США.

Важливий захід з обмеження промислу – це введення економічних зон – районів відкритого моря, які прилягають до територіальних вод держави, де остання має суверенні права на розвідку, розробку і збереження природних ресурсів (як живих, так і всіх інших), що знаходяться на дні, в його надрах і у воді.

Економічні зони завширшки 200 морських миль (1 морська миля дорівнює 1852 м) встановили в себе понад 100 держав. Промисел у цих зонах і навіть дослідницькі роботи можна вести тільки за погодженням із державою-сувереном. Установлення зон вимагає розвитку промислів у відкритому океані, а отже й розширення океанологічних досліджень.

7.8.3. Корисні копалини

Світовий океан багатий і на корисні копалини, які ще слабо розвідані і які лише починають розробляти. Вони містяться в донних відкладах, породах, що їх підстилають, берегових розсипах.

У розсипах добувають титан, цирконій, золото, платину, срібло, цинк, алмази, фосфорити. Шахтним способом (з берега) добувають кам'яне вугілля, залізні, мідні, нікелеві, ртутні руди. Особливо цінні залізо-марганцеві руди.

Значне поширення на дні моря, переважно на шельфі, мають нафтогазоносні родовища.

Найбільші з них розташовані в Перській затоці, Карибському морі (Венесуельська затока) і Мексиканській затоці. Нині з дна моря добувається понад 20 % загальної кількості нафти.

Енергетичні ресурси океану представлені енергією хвилювання, різницею температури води на різних горизонтах, енергією припливів, але на практиці реально використовуються лише припливні електростанції.

7.8.4. Антропогенний вплив на морське середовище

Людина все більше впливає на природні ресурси океану, втручається в його середовище. І якщо раніше негативні наслідки цього втручання проявлялись лише в прибережних районах океану, то нині вони відчуваються й у відкритих його частинах. Несприятливий вплив людини на океан полягає перш за все в забрудненні його вод і надто великому вилову промислових морських організмів.

Величезні втрати морської фауни спричиняє неконтрольований вилов промислових риб і деяких тварин. Майже повністю винищені морські корови на Командорських островах, скоротилась чисельність китів.

Уникнути глобальної небезпеки, яка загрожує океанам і морям в результаті антропогенного впливу, можна лише уклавши міжнародні угоди про контроль за скиданням забруднювальних речовин, регулювання промислу морських організмів, заборону вилову деяких їх видів.

У 2015 р. на Саміті ООН прийнято резолюцію Генеральної Асамблеї ООН “Перетворення нашого світу: порядок денний у сфері сталого розвитку на період до 2030 року” з ухвалою про досягнення 17 глобальних цілей. Сталого розвитку океанів і морів стосується ціль № 14 – “Збереження та стале використання океанів, морів і морських ресурсів”).

Контрольні питання до розд. 7

1. Що розуміють під Світовим океаном?
2. Які основні елементи рельєфу дна океану?
3. Які типи донних відкладів є в океанах і морях?
4. Як формується тепловий баланс океанів та морів?
5. Як змінюється густина морської води з глибиною?
6. Що таке водна маса?
7. Які основні оптичні характеристики води використовуються в океанологічній практиці?
8. Які є види льоду в океанах і морях?
9. Що таке рівень моря?
10. На які типи поділяються морські хвилі та які основні причини їх виникнення?
11. Які є теорії походження припливів і відпливів?
12. Як класифікуються течії в океанах і морях?
13. На які групи поділяються живі організми Світового океану?
14. Що розуміють під продуктивністю океанів і морів?
15. Які види ресурсів розрізняють у Світовому океані?
16. У чому полягає негативний вплив людини на океани і моря?

8. ПОНЯТТЯ ПРО ВОДНІ РЕСУРСИ. ВОДНІ РЕСУРСИ УКРАЇНИ

8.1. Поняття про водні ресурси та водний фонд

8.1.1. Водні ресурси

У сучасній науці і практиці є кілька визначень поняття «водні ресурси».

Водні ресурси (у широкому значенні) – усі води нашої планети, тобто води поверхневого і підземного стоку, ґрунтові і підземні води, води льодовиків і постійного снігового покриву, океанічні, морські й атмосферні води.

Водні ресурси (у практичному значенні) – придатні для використання запаси поверхневих і підземних вод якої-небудь території чи держави. Це в основному прісні води – води річок, озер, водосховищ та підземні, тому що вони є одним з основних природних компонентів життя людей і задоволення потреб різних галузей народного господарства.

При вивченні водних ресурсів виділяють поняття «статичні» та «відновні» водні ресурси,

Статичні (вікові) водні ресурси – води глибинних горизонтів підземної гідросфери, які залишаються незмінними протягом століть і тисячоліть.

Відновні водні ресурси – води, які щорічно відновлюються в процесі кругообігу води на Землі. Кількісно їх оцінюють стоком річок за рік разом з частиною підземних вод, доступних для використання (гідравлічно не зв'язаних з річками). Оскільки нижче мова буде йти виключно про відновні водні ресурси, то слово «відновні» не фігуруватиме в тексті.

При оцінюванні водних ресурсів територій (країн) використовуються два поняття – внутрішні та загальні водні ресурси.

Внутрішні (місцеві) водні ресурси – це річковий стік, сформований на даній території за рахунок випадіння атмосферних опадів разом з частиною підземних вод, доступних для використання.

Загальні відновні водні ресурси – це сумарний річковий стік, сформований на даній території (місцевий стік) разом з транзитним стоком з територій сусідніх країн за виключенням стоку за межі даної країни, а також частина підземних вод, доступних для використання.

Показник водних ресурсів на одну людину (або водозабезпеченість) – обсяг води, який припадає на одну людину, отриманий шляхом ділення середньорічного обсягу водних ресурсів в країні на кількість населення ($м^3$/людину/рік).

У зв'язку з тим, що підземні води використовуються порівняно мало і всі вони в процесі кругообігу води зв'язані з водами річок, *під водними ресурсами великих територій і країн часто розуміють лише* ***величину середньорічного стоку річок.***

Середньорічний стік, або норма річного стоку річок, визначається за даними безпосередніх обчислень витрат води і подається в $м^3$/с. Щоб отримати величину стоку (водних ресурсів) за рік, потрібно одержане значення норми річного стоку помножити на кількість секунд у році, тобто

$$W = Q_{\text{сер}} T\,, \tag{8.1}$$

де W – величина стоку за рік, м^3; $Q_{\text{сер}}$ – середня багаторічна величина річного стоку, м^3/с; T – кількість секунд у році (для середнього року $T = 31{,}54 \cdot 10^6$ с).

Розраховану таким чином величину водних ресурсів для зручності підрахунків і користування часто подають у кубічних кілометрах (км^3).

Водні ресурси річок, на яких не ведуться систематичні спостереження за стоком, визначаються за картами ізоліній середнього річного стоку або іншими способами. Як правило, значення стоку на картах наводяться в модулях (л/с×км^2) або у висоті шару стоку (мм). Щоб визначити за картою водні ресурси якої-небудь річки, необхідно для центру її басейну зняти з карти значення модуля або шару стоку і провести розрахунки за формулою

$$W = M \cdot F \cdot 31{,}54 \cdot 10^3\,, \tag{8.2}$$

де $M \cdot F = Q_{\text{сер}} \cdot 10^3$,

оскільки

$$M = \left(Q_{\text{сер}} / F\right) \cdot 10^3 \text{ або } M = h \cdot F \cdot 10^3\,,$$

де W – величина стоку за рік, м^3; M – середньорічний модуль стоку, л/с×км^2; F – площа басейну річки, км^2; h – шар стоку, мм.

8.1.2. Водний фонд

Сукупність водних об'єктів як фізико-географічних одиниць становить ***єдиний державний водний фонд***. Він включає: річки, озера, водосховища, інші поверхневі водойми і водні джерела, а також води каналів і ставів, підземні води, внутрішні моря і територіальні води (територіальне море). Причому всі ці водні об'єкти входять до складу єдиного державного водного фонду за будь-якої їхньої гідрологічної характеристики незалежно від кількості та якості води, яка в них є в цей час. Наприклад, до складу водного фонду входять річки та озера, які повністю пересихають або перемерзають. Цей приклад свідчить, що водний фонд – це не маса води, яка вимірюється в літрах, кубічних метрах або кубічних кілометрах (як водні ресурси), а сукупність якісно різних водних об'єктів.

Згідно зі ст. 3 Водного кодексу України (1995) до водних об'єктів загальнодержавного значення належать:

- внутрішні морські води та територіальне море;
- підземні води, які є джерелом централізованого водопостачання;
- поверхневі води (озера, водосховища, річки, канали), що знаходяться і використовуються на території більш як однієї області, а також їх притоки всіх порядків;
- водні об'єкти в межах територій природно-заповідного фонду загальнодержавного значення, а також віднесені до категорії лікувальних.

До водних об'єктів місцевого значення належать:

- поверхневі води, що знаходяться і використовуються в межах однієї області і які не віднесені до об'єктів загальнодержавного значення;

• підземні води, які не є джерелом централізованого водопостачання.

У водному фонді можуть бути зміни, спричинені дією стихійних сил (землетрусів, селевих потоків, зсувів тощо). Проте навіть тоді, коли водойма чи водотік висохли, зникли, їх все ж вважатимуть водними об'єктами, поки вони не будуть офіційно виключені з водного фонду.

У результаті господарської діяльності і дії стихійних сил можуть утворюватися нові водні об'єкти (наприклад, озера в колишніх кар'єрах і виробках торфу, завальні і загатні озера). Але вони лише тоді будуть включені до складу водного фонду, коли офіційно будуть визнані водними об'єктами. Порядок присвоєння назв фізико-географічним утворенням (водним об'єктам) встановлюється спеціальним положенням, яке затверджується Кабінетом Міністрів України.

8.2. Водні ресурси та водний баланс України

8.2.1. Формування водних ресурсів України

Загальні водні ресурси України складаються з місцевого стоку, який формується в річковій мережі на території України, та стоку, що надходить на її територію з прилеглих регіонів по Дніпру і його притоках, Сіверському Дінцю, Дунаю та інших річках. Поверхня України порізана густою мережею річок. Згідно з Водним кодексом України (ВКУ) залежно від площі басейну річки поділяються на малі, середні та великі (табл. 8.1). До великих річок належать Дунай, Дніпро, Дністер, Південний Буг, Тиса, Прип'ять, Десна і Сіверський Донець. Решта річок становлять категорію середніх і малих.

Таблиця 8.1. Класифікація річок за площею водозбору за Водним кодексом України, 1995 р.

Категорія річки	**Площа водозбору, км^2**
Мала	< 2000
Середня	2000–50 000
Велика	> 50 000

Варто зазначити, що класифікація річок за площею водозбору за ВРД ЄС значно відрізняється від запропонованої у ВКУ (табл. 8.2).

Таблиця 8.2. Класифікація річок за площею водозбору за Водною рамковою директивою ЄС, 2000 р.

Категорія річки	**Площа водозбору, км^2**
Мала	10–100
Середня	100–1000
Велика	1000–10 000
Дуже велика	> 10 000

В Україні всього налічується 63119 річок різної довжини, у тому числі великих (площа водозбору більше 50 тис. км^2) – 8, середніх (від 2 до 50 тис. км^2) – 82 і малих (менше 2 тис. км^2) – 63029. Загальна довжина річок становить 206,4 тис. км, із них 90 % припадає на малі річки. Річок завдовжки понад 10 км налічується 3,3 тис; загальна довжина їх – 94,4 тис. км.

Більшість річок впадає в басейни Чорного та Азовського морів і лише 4,4 % – у басейн Балтійського моря. Найбільша кількість річок припадає на басейн Дніпра – 27,7 %, Дунаю – 26,3 %, Дністра – 23,7 % і Південного Бугу – 9,3 %.

Розподіл річок по території та густота річкової мережі нерівномірні, що зумовлюється неоднаковими в різних частинах України кліматичними умовами, характером рельєфу, геологічною будовою окремих районів та іншими чинниками. Загалом же кількість і водоносність річок зменшується в напрямку з більш зволоженого північного заходу до посушливого південного сходу. Середня густота річкової мережі становить 0,34 км/км^2; вона більша на півночі (0,5 км/км^2) і зовсім мала на півдні (до 0,1 км/км^2). Найгустіша мережа річок у Карпатах (понад 1 км/км^2) та Кримських горах (до 0,6–0,7 км/км^2).

Головним джерелом живлення річок і формування водних ресурсів України є атмосферні опади, яких у середньому за рік випадає 366 км^3 (або 609 мм). Проте лише невелика частина їх (близько 50 км^3, або 83 мм) формує річковий стік. Решта вологи витрачається на випаровування.

В.К. Хільчевським, на основі глобальної бази даних з водних ресурсів FAO Aquastat (FAO – Продовольча та сільськогосподарська організація ООН), були розраховані дані по водних ресурсах України станом на 2019 р. (табл. 8.3).

Таблиця 8.3. Характеристика середньорічних показників водних ресурсів в Україні, отриманих на основі даних глобальної інформаційної системи FAO Aquastat [37]

Вид водних ресурсів	Диференціація видів водних ресурсів	Об'єм, км^3	Примітки
Поверхневі води	Річковий стік внутрішній (місцевий)	50,1	
	Зовнішній приплив річкового стоку	120,2	Приплив з РФ, Білорусі – 36,1 км^3
			Приплив з Румунії - 84,1 км^3, що становить 50% від стоку Кілійським гирлом Дунаю
	Сумарний річковий стік	170,3	
	Річковий стік за межі України	28,9	
Підземні води	Прогнозні ресурси	22	17 км^3 – гідравлічно зв'язані з річковим стоком
	Доступні до використання	5,0	
Внутрішні водні ресурси		55,1	Внутрішні водні ресурси на 1 людину: 1246 м^3/рік/людину
Загальні водні ресурси		175,3	Загальні водні ресурси на 1 людину: 3964 м^3/рік/людину

Враховувалися ***середньорічні дані*** по об'ємах внутрішнього (місцевого) річкового стоку, внутрішніх підземних вод, внутрішніх водних ресурсів на 1 людину, надходження річкового стоку в країну зовні (з РФ, Білорусі),

загального стоку транскордонною р. Дунай, припливу транскордонною р. Дунай, річкового стоку з України в інші країни, загальних водних ресурсів, загальних водних ресурсів на 1 людину.

Поверхневі водні ресурси: внутрішні поверхневі водні ресурси або місцевий річковий стік, який формується на території України становить 50,1 км³/рік; приплив із суміжних територій – 120,2 км³/рік (36,1 км³/рік – з РФ та Білорусі, 84,1 км³/рік – з Румунії); загальні поверхневі водні ресурси становлять: 50,1 +120,2 = 170,3 км³/рік.

Підземні водні ресурси: внутрішні прогнозні підземні водні ресурси – 22,0 км³/рік, з них 17 км³/рік – гідравлічно зв'язані з річковим стоком (тобто, забезпечують підземне живлення річок та поверхневих водойм), через що їх добувати не можна; таким чином, доступні для використання підземні водні ресурси – 5,0 км³/рік.

Показники водних ресурсів України за даними FAO Aquastat характеризуються наступним чином.

Відновні водні ресурси України (поверхневі разом з підземними): внутрішні відновні водні ресурси: 50,1 + 5,0 = 55,1 км³/рік; загальні відновні водні ресурси: 170,3 + 5,0 = 175,3 км³/ рік.

Водозабезпеченість на одну людину в Україні: внутрішні відновні водні ресурси – 1246 м³/рік/людину; загальні відновні водні ресурси в Україні – 3964 м³/рік/людину.

Динаміка кількості населення впливає на водозабезпеченість на одну людину за певний проміжок років в країні. Оскільки в Україні відбувається зменшення населення останні 30 років, то спостерігається тенденція до зростання показників загальних та внутрішніх водних ресурсів протягом 1992-2017 рр. Так, динаміка внутрішніх водних ресурсів зростає з 1072 м^3/рік/людину у 1992 р. до 1246 м^3/рік/людину у 2017 р. Динаміка загальних водних ресурсів зростає з 3409 м^3/рік/людину у 1992 р. до 3964 м^3/рік/людину у 2017 р.

Застосування індикатора водного стресу Фалькенмарк. В Україні часто оцінюють водозабезпеченість на одну людину, неправомірно застосовуючи шкалу індикатора водного стресу Фалькенмарк лише до питомого показника внутрішніх водних ресурсів за рік на 1 людину. Нагадаємо, що індикатор Фалькенмарк (< 1700 м^3/рік/людину – водний стрес; < 1000 м^3/рік/людину – водний дефіцит; < 500 м^3/рік/людину – абсолютний водний дефіцит) розроблено для показника загальних водних ресурсів за рік на 1 людину.

Якщо його застосовувати до внутрішніх водних ресурсів, то це призводить до отримання заниженого показника водозабезпеченості в Україні. Адже в країні використовуються не лише води місцевого стоку, а й річкова вода, що надійшла з транзитним стоком з інших країн.

В табл. 8.4 наведено дані про рейтинг України серед 50-и країн Європи за показниками відновних водних ресурсів, 2019 р.

За показником загальних водних ресурсів на 1 людину (3964 м^3/рік/людину) серед 50 країн Європи станом на 2019 р. Україна займала 28 місце. За показником внутрішніх водних ресурсів на 1 людину (1246 м^3/рік/людину) – 35 місце в Європі. Україна має високий коефіцієнт зовнішньої залежності водних ресурсів (69 %) – це означає, що лише 31 % водних ресурсів формується в межах країни.

Таблиця 8.4. Рейтинг України серед 50-и країн Європи за показниками відновних водних ресурсів, 2019 р. [30]

№	Назва показника відновних водних ресурсів, розмірність	Значення показника	Місце України серед країн Європи
1	Загальні відновні водні ресурси на 1 людину, м^3/рік/людину	3964	28
2	Внутрішні відновні водні ресурси на 1 людину, м^3/рік/людину	1246	35
3	Загальні відновні водні ресурси, км^3	175,3	7
4	Внутрішні відновні водні ресурси, км^3	55,1	15
5	Коефіцієнт зовнішньої залежності, %	68,6	37

8.2.2. Водні ресурси і чинники, що їх лімітують: коливання водності річок по роках, нерівномірний розподіл по території, забруднення

З наведених даних видно, що Україна має значні загальні водні ресурси. Проте вони не повною мірою характеризують її водозабезпеченість.

Оцінюючи водні ресурси, потрібно враховувати низку обставин, які ускладнюють використання річкових вод. Це, по-перше, значні коливання водних ресурсів у часі (середній, маловодний, дуже маловодний роки) – табл. 8.5.

Таблиця 8.5. Водні ресурси основних річок України

Річка	Площа водозбору, км^2	Водні ресурси в роки різної водності, км^3		
		середній	маловодний	дуже маловодний
Дніпро	328000	53,5	43,0	32,2
Прип'ять	114300	13,2	9,91	6,82
Десна	88900	11,4	8,90	6,42
Сіверський Донець	52400	3,47	2,48	1,59
Південний Буг	63700	3,39	2,19	1,26
Дністер	72100	8,66	6,78	4,89
Тиса	9140	6,26	4,70	3,20

В маловодні посушливі роки водні ресурси значно менші, ніж у середній за водністю рік (50 % забезпеченості). Так, місцевий стік у маловодні роки (75 % забезпеченості) становить 45 км^3, а в дуже маловодні (95 % забезпеченості) – лише 29 км^3. Саме на цей стік орієнтуються при організації водопостачання та проведенні інших водогосподарських заходів. Нерівномірно розподіляються водні ресурси і по сезонах року.

По-друге, водні ресурси нерівномірно розподілені по території України, внаслідок чого водозабезпеченість в окремих регіонах неоднакова. Наприклад, якщо на одного жителя Закарпатської області припадає майже 7000 м^3 води місцевого стоку на рік, то в Херсонській області – лише 123 м^3 (рис. 8.1).

Найбільша кількість водних ресурсів (58 %) зосереджена в річках басейну Дунаю у прикордонних районах України, де потреба у воді не перевищує 8 % її загальних запасів. Найменш забезпечені водними

ресурсами Донбас, Криворіжжя, Крим та південні області України, де зосереджені найбільші водокористувачі.

По-третє, негативним чинником, який обмежує використання наявних водних ресурсів, є забруднення вод, що погіршує їхню якість. Відбувається це через скидання у водні об'єкти недостатньо очищених стічних вод, унаслідок чого природна вода забруднюється, втрачає корисні якості і часто стає непридатною для певних видів використання.



Рис. 8.1. Забезпеченість внутрішніми (місцевими) водними ресурсами регіонів України (більша забезпеченість – темніший колір на зеленій шкалі)

8.2.3. Водні баланси адміністративних областей України

Стік річок є одним із компонентів водного балансу, який для території України характеризується річною сумою опадів 609 мм, що витрачаються в основному на випаровування (526 мм) і в значно меншій кількості – на формування місцевого стоку (83 мм), з якого на поверхневий стік припадає 64 мм, на підземний – 19 мм. Середні багаторічні водні баланси адміністративних областей України наведено в табл. 8.6. Як видно з цієї таблиці, найбільщий річковий стік характерний для Закарпатської (547 мм) та Івано-Франківської (370 мм) областей, найменший – для Херсонської (5 мм) та Одеської (11 мм) областей.

Загальною закономірністю змін елементів водного балансу по рівнинній території України є зменшення їхньої величин із півночі на південь унаслідок широтної зміни кліматичних (зональних) чинників: опадів, температури і випаровування. У горах елементи водного балансу змінюються з висотою.

Таблиця 8.6. Водні баланси адміністративних областей України

Області	Атмосферні опади	Елементи балансу, мм			
		Річковий стік			Випаровування
		повний	поверхневий	підземний	
Автономна Республіка Крим	450	32	13	19	418
Вінницька	595	77	59	18	518
Волинська	681	91	73	18	590
Дніпропетровська	516	28	27	1	488
Донецька	558	39	33	6	519
Житомирська	682	92	76	16	590
Закарпатська	939	549	429	120	390
Запорізька	484	23	21	2	461
Івано-Франківська	876	370	296	74	506
Київська	645	64	48	16	581
Кіровоградська	536	45	41	4	491
Луганська	568	54	41	13	514
Львівська	838	230	153	77	608
Миколаївська	454	20	20	0	434
Одеська	495	11	11	0	484
Полтавська	584	64	57	7	520
Рівненська	708	85	65	20	623
Сумська	654	103	77	26	551
Тернопільська	724	121	68	53	603
Харківська	590	61	44	17	529
Херсонська	416	5	5	0	411
Хмельницька	673	105	74	31	568
Черкаська	572	58	48	10	514
Чернівецька	788	160	136	24	628
Чернігівська	665	88	67	21	577
Україна в цілому	609	83	64	19	526

Кількісні характеристики елементів водного балансу та співвідношення їх не залишаються постійними в часі – вони змінюються з року в рік. Ці зміни зумовлюються природними коливаннями кліматичних чинників і господарською діяльністю людини (агролісомеліоративні заходи, гідротехнічне будівництво, забори води з водних об'єктів на різні потреби, міжбасейновий і внутрішньобасейновий перерозподіл та регулювання стоку тощо).

Унаслідок проведення цих заходів збільшуються ресурси вологи в ґрунті, зменшується поверхневий (паводковий) стік, збільшується живлення підземних вод і стік підземних вод у річки. Змінюється також структура випаровування: зменшується непродуктивне випаровування, більше вологи йде на транспірацію рослинами. Вилучена з водних об'єктів вода або не повертається в них назад і виключається із загального кругообігу, або надходить до них в іншому місці, в іншій кількості та іншої якості, або поповнює інші компоненти вологообігу (опади, випаровування).

Для повної характеристики водних ресурсів недостатньо знати їхній об'єм, розподіл по території і в часі. Необхідно враховувати і якість води, під якою розуміють сукупність фізичних, хімічних, біологічних та бактеріологічних показників. Залежно від цього визначають придатність води для використання.

8.3. Використання водних ресурсів

8.3.1. Із історії водокористування

Водні ресурси України використовуються здавна. Зокрема, річки були шляхами сполучення, джерелами водопостачання, гідравлічної енергії, зрошення земель. Розвиток зрошення на півдні України та осушення боліт на півночі має давню історію. Проте інтенсивне використання водних ресурсів розпочалося за часів радянської влади, від періоду так званої індустріалізації, коли бурхливими темпами, причому будь-якою ціною почали розвиватись різні галузі економіки. Для покращення судноплавних умов, а головне для виробництва електроенергії на Дніпрі (біля Запоріжжя) в 1932 р. було завершено будівництво Дніпрогесу; у цей же час будувалися ГЕС на малих річках, проводились меліоративні роботи, величезні об'єми води забиралися для водопостачання промисловості і населення. Особлива увага приділялась водозабезпеченню основних промислових районів – Донбасу і Придніпров'я. Донецький промисловий район був першим районом, для якого в 1930-і роки було створено єдину водогосподарську систему водозабезпечення і каналізації.

Після Другої світової війни (1939-1945 рр.) поряд із відбудовою зруйнованих об'єктів розгорнулись роботи щодо дальшого розвитку водного господарства. Розпочалося інтенсивне гідроенергетичне та воднотранспортне освоєння Дніпра, будівництво сільських ГЕС на малих і середніх річках, рибогосподарське освоєння ставків і водосховищ. Широкого розмаху набули роботи зі зрошення й осушення земель, водопостачання, каналізації, боротьби з повенями тощо. Подальший розвиток промисловості, теплоенергетики, сільського господарства, різке збільшення міського населення супроводжувались збільшенням водоспоживання. Наприклад, у Києві в доповнення до Дніпровської водопровідної станції, спорудженої в 1939 р., виникла потреба збудувати Деснянську водопровідну станцію (1961 р.). Дедалі більше стала відчуватись обмеженість водних ресурсів в окремих районах, що негативно відбилося на їхньому економічному і соціальному розвитку.

8.3.2. Раціональне та комплексне використання водних ресурсів

Наукою і практикою були вироблені основоположні принципи використання й охорони водних ресурсів, додержання яких забезпечувало б оптимальне задоволення потреб у воді відповідних галузей економіки. Ці принципи зводяться до того, що: водні ресурси мають використовуватись раціонально і комплексно; при використанні водних ресурсів не повинні різко порушуватись окремі ланки гідроекологічних систем; у процесі використання водних ресурсів обов'язковою є охорона водних ресурсів у комплексі з охороною усього навколишнього середовища.

Раціональне використання водних ресурсів – це всебічно науково обґрунтоване використання вод, яке забезпечує оптимально корисний ефект для суспільства в поточний період і протягом прийнятого періоду розрахункової перспективи при неодмінному дотриманні всіх вимог водного і природоохоронного законодавства. Раціональне використання водних ресурсів є обов'язком для всіх водокористувачів. Цей принцип повинен забезпечуватись при розміщенні, проєктуванні, будівництві і введенні в експлуатацію як нових підприємств, споруд тощо, так і тих, що реконструюються, а також при впровадженні нових технологічних процесів, які впливають на стан вод.

Комплексне використання водних ресурсів – одночасне, найдоцільніше задоволення потреб у воді відповідних галузей економіки й оптимальне поєднання інтересів водокористувачів. Комплексне використання водних ресурсів має місце, коли одним водним об'єктом користується кілька галузей економіки або один водокористувач для кількох цілей.

Комплексне використання водних ресурсів не означає однакового задоволення всіх потреб у воді. У більшості випадків при комплексному використанні водних ресурсів деяким видам водокористування надаються пріоритетні переваги, виходячи з місцевих господарських і природних умов. При цьому, потреби населення в питній воді задовольняються в першу чергу, оскільки замінити воду нічим іншим неможливо.

Отже, поняття "раціональне" і "комплексне" використання водних ресурсів не рівнозначні. Комплексне використання є різновидом раціонального використання. В Україні водні ресурси повинні використовуватися раціонально і комплексно. Проте є випадки, коли раціональне використання водних ресурсів може забезпечуватись без комплексності (наприклад, коли водний об'єкт використовується одним користувачем для єдиної мети). Комплексне використання вод, як правило, відсутнє у випадках, коли джерела мінеральних вод використовуються для потреб охорони здоров'я або коли водні об'єкти є заповідниками.

Недотримання при водокористуванні принципу непорушності окремих ланок складних гідрологічних систем, сформованих природою, призводить до негативних екологічних наслідків. Такими є, зокрема, підтоплення, заболочування і засолення земель у південних областях України, куди додатково подається велика кількість води для зрошення; або значне зниження рівнів підземних вод і переосушення боліт у Поліссі внаслідок відведення з них води при інтенсивному осушенні.

8.3.3. Використання водних ресурсів в Україні

Забір води із природних водних об’єктів в Україні невпинно падав з 1990-х рр. (табл. 8.7). Максимуму було досягнуто в 1990 р., коли із природних водних об’єктів було забрано 35,6 км^3 води. У 2000 р. забір води скоротився у 1,9 рази порівняно з «рекордним» 1990. У 2010 р. водозабір скоротився у 2,4 рази, а 2013 р. – у 2,6 рази.

Скорочується видобуток підземних вод. Частка підземних вод у заборі води з водних об’єктів в 1990 р. становила 16 %, 2000 р. – 13 %, 2020 – 7,5 %.

Скорочуються також обсяги використаної прісної води. Пропорційно скорочуються обсяги загального водовідведення і скидів стічних вод. В Україні

також використовувалася морська вода, але її частка була незначна – 1 % від забраної води (використання води Азовського моря в чорній металургії).

Таблиця 8.7. Забір води із природних водних об'єктів і загальне водовідведення в Україні протягом 1990–2020 рр., км^3 [30]

Забір / Водовідведення	Рік								
	1990	1995	2000	2005	2010	2013	2014*	2015*	2020*
Забір води з водних об'єктів	35,6	25,9	18,3	15,1	14,8	13,6	11,5	9,7	11,1
Використано прісної води	26,8	17,3	12,2	9,4	8,9	9,3	8,1	6,6	7,3
Водовідведення	22,4	16,8	11,0	8,9	8,1	7,7	6,6	5,6	6,1
Скинуто стічних вод	19,4	14,2	9,2	7,5	7,0	6,7	6,0	5,1	5,3

*Примітка. ** – інформація без включення даних по тимчасово окупованій території АР Крим та частини зони проведення операції Об'єднаних сил.

Структура водокористування в Україні станом на 2020 р. мала вигляд: сільське господарство – 40 %; промисловість – 38 %; комунальне господарство – 22 %. В табл. 8.8 наведено порівняльну характеристику структури водокористування в Україні в різні роки (1984–2020) в порівнянні з Європою та світом.

Таблиця 8.8. Характеристика структури водокористування в Україні (за різні роки), Європі та світі (2020 р.) [30]

Країна, регіон	Основні водокористувачі, %		
	Сільське господарство	Промисловість	Комунальне господарство
Україна, 1984 р. [25]*	43	46	11
Україна, 1994 р. [13]	39	45	16
Україна, 1998 р. [29]	40	45	15
Україна, 2013 р. [26]	33	49	18
Україна, 2020 р. [37]	40	38	22
Європа, 2020 р. [30]	58	29	13
У світі, 2020 р. [30]	70	20	10

Примітка. [25]* – номер джерела у списку літератури.

В цілому, зменшення використання води в Україні протягом 1991-2020 рр. пов'язано як із переходом на нові технології водозбереження у промисловості, так і з загальним спадом промислового виробництва в країні.

8.4. Управління водними ресурсами

Правовою основою державного управління водними ресурсами та водних відносин в країні є Водний кодекс України (1995 р.) та Закон України «Про охорону навколишнього природного середовища» (1991 р.).

Державне управління водними ресурсами – діяльність спрямована на подолання наявних водно-екологічних загроз в країні, створення сприятливих умов для сталого, екологічно безпечного водокористування, відтворення та

охорони всіх водних ресурсів на території країни з урахуванням їх транскордонного значення, а також водних екосистем.

Державне агентство водних ресурсів України (Держводагентство) – центральний орган виконавчої влади, який реалізує державну політику у сфері розвитку водного господарства, управління, використання та відтворення поверхневих водних ресурсів. Діяльність агентства спрямовується і координується Кабінетом Міністрів України через міністерство захисту довкілля та природних ресурсів України.

Підписання Угоди про асоціацію між Україною, з однієї сторони, та Європейським Союзом і його державами-членами з іншої, що відбулося у 2014 р., сприяло активізації роботи щодо імплементації законодавства ЄС (в т.ч. положень Водної рамкової директиви ЄС) у правове поле України.

Верховна Рада України прийняла 4 жовтня 2016 р. Закон України «Про внесення змін до деяких законодавчих актів України щодо впровадження інтегрованих підходів в управлінні водними ресурсами за басейновим принципом», який вніс низку змін у Водний кодекс України, спрямованих на впровадження положень ВРД ЄС у практику управління водними ресурсами держави [63]. Набуття Україною офіційного статусу країни-кандидата в члени ЄС (2022 р.) поставило питання про прискорення цих дій.

Водна рамкова директива ЄС – основний документ у галузі водної політики Європейського Союзу. Повна назва: «Директива 2000/60/ЄС Європейського парламенту та Ради «Про встановлення рамок діяльності Співтовариства в галузі водної політики».

Принципи управління, запроваджені у ВРД ЄС:

1) басейновий принцип, за яким управління водними ресурсами має здійснюватися в межах окремих басейнів і мати інтегрований характер;

2) принцип громадської участі, згідно з яким громадськість має залучатися до нагляду за використанням та освоєнням водних ресурсів;

3) принцип економічної ефективності, відповідно до якого управління водними ресурсами підпорядковується принципам економіки (забруднювач платить, відшкодування витрат, рентабельність), але при розумінні того, що «вода не є комерційним продуктом, як будь-який інший, а радше спадщина, яку необхідно охороняти, захищати і ставитися до неї як до такої».

Інтегрований характер управління водними ресурсами **включає інтеграцію:**

- екологічних цілей;
- всіх водних ресурсів в масштабах річкового басейну;
- всіх видів водокористування, функцій, цінностей та впливів;
- аналізів та експертизи;
- водного законодавства в єдину та узгоджену структуру;
- широкого спектру заходів, включаючи ціноутворення та інші економічні інструменти, в єдиний підхід до управління;
- зацікавлених сторін та громадян у процесі прийняття рішень;
- різних рішень, які впливають на стан водних ресурсів;
- водного законодавства держав-членів.

Об'єктом спрямованих дій ВРД ЄС у межах річкового басейну є всі типи природних вод: поверхневі; підземні; перехідні; прибережні.

Ключова ціль ВРД ЄС – запобігання подальшому погіршенню стану водних екосистем, а також захист та покращення їхнього стану.

Національні органи влади зобов'язані:

• ідентифікувати (визначити) річкові басейни на своїй території;

• призначити відповідальні органи для управління цими басейнами відповідно до правил ЄС;

• проаналізувати особливості кожного річкового басейну, включаючи вплив діяльності людини та економічне оцінювання водокористування;

• вести моніторинг стану вод у кожному басейні;

• реєструвати території, що охороняються;

• реєструвати місця, що використовуються для забору питної води;

• розробляти плани управління річковими басейнами;

• забезпечити відшкодування вартості послуг з водопостачання з дотриманням принципу ефективного використання і «забруднювач платить»;

• надавати громадськості інформацію щодо річкових басейнів.

Крім того, національні органи визначають штрафи, що застосовуються до порушників національних положень. Держави-члени мають свободу у призначенні компетентних органів через власний національний закон.

Управління кожним виділеним річковим басейном здійснюється на основі «***Плану управління річковим басейном***», який повинен містити аналіз стану басейну та чітку програму заходів для досягнення у встановлені терміни основної мети - доброго стану водних об'єктів, як поверхневих, так і підземних, що містяться на його території. План управління річковим басейном (ПУРБ) розробляється з метою досягнення екологічних цілей, визначених для кожного району річкового басейну в установлені строки. ПУРБ були розроблені та затверджені Кабінетом Міністрів України в 2024 р. Від 1 січня 2025 р. розпочалася реалізація їхнього першого 6-річного циклу.

8.5. Гідрографічне та водогосподарське районування території України

8.5.1. Гідрографічне районування

Одним із ключових аспектів прийняття Закону України «Про внесення змін до деяких законодавчих актів України щодо впровадження інтегрованих підходів в управлінні водними ресурсами за басейновим принципом» (2016 р.) стало затвердження гідрографічного районування території України.

Варто відзначити, що методику гідрографічного районування в 2013 р. було розроблено авторським колективом вчених Київського національного університету імені Тараса Шевченка (В.В. Гребінь, В.К. Хільчевський) та Вінницького національного технічного університету (В.Б. Мокін, Є.М. Крижановський) спільно з фахівцями Держводагентства України (В.А. Сташук, О.В. Чунарьов, М.В. Яцюк) та експертом О.Є. Ярошевичем.

Гідрографічне районування – поділ території України на гідрографічні одиниці, що здійснюється для розроблення та впровадження планів управління річковими басейнами.

У статті 13^1 Водного кодексу України визначено, що основною гідрографічною одиницею є район річкового басейну.

Район річкового басейну *(район басейну річки)* – головна одиниця управління у галузі використання та охорони вод та відтворення водних

ресурсів, що складається із річкового басейну (сусідніх річкових басейнів) та пов'язаних з ними прибережних і підземних вод. Район річкового басейну може поділятися на дрібніші одиниці – суббасейни.

Суббасейн – частина річкового басейну, стік води із якої через пов'язані водойми та водотоки здійснюється до головної річки басейну або водогосподарської ділянки нижче за течією.

В Україні встановлено 9 районів річкових басейнів: район басейну річки Дніпро; район басейну річки Дністер; район басейну річки Дунай; район басейну річки Південний Буг; район басейну річки Дон; район басейну річки Вісла; район басейну річок Криму; район басейну річок Причорномор'я; район басейну річок Приазов'я (рис. 8.2).

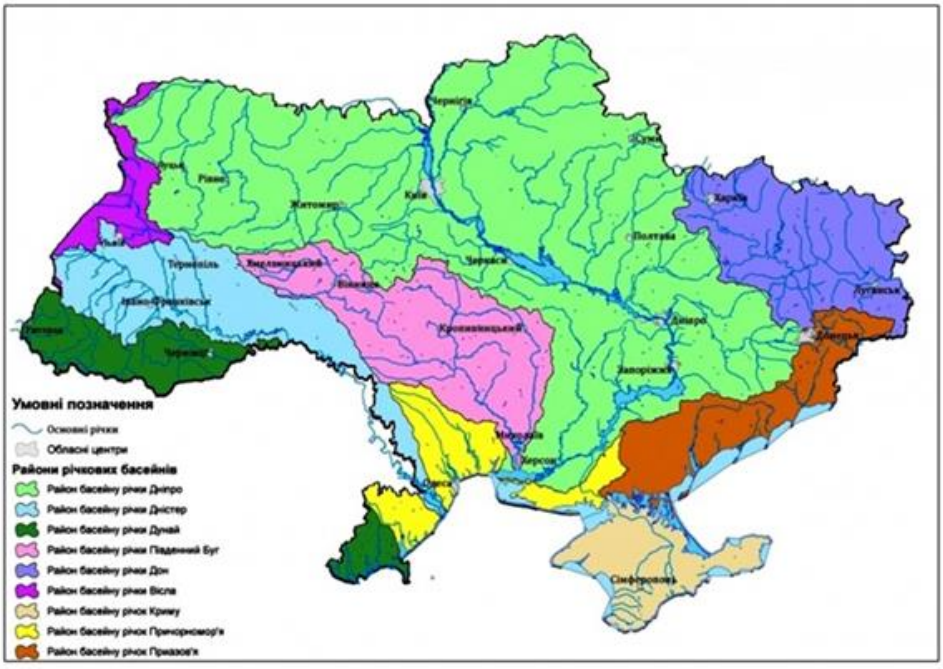


Рис. 8.2. Картосхема гідрографічного районування території України за районами річкових басейнів, затвердженого у 2016 р. [39]

Згідно наказу Мінприроди України від 26.01.2017 № 25 у межах 4 районів річкових басейнів на території України було виділено 13 суббасейнів: р. Дніпро – 5 суббасейнів, р. Дунай – 4 суббасейни, р. Дон – 2 суббасейни, р. Вісла – 2 суббасейни (табл. 8.9).

Виділено такі суббасейни:

1) район басейну річки Дніпро – суббасейни: Верхнього Дніпра; Середнього Дніпра; Нижнього Дніпра; р. Прип'ять; р. Десна;

2) район басейну річки Дунай – суббасейни: р. Тиса; р. Прут; р. Сірет; Нижнього Дунаю;

3) район басейну річки Дон – суббасейни: р. Сіверський Донець; Нижнього Дону;

4) район басейну річки Вісла – суббасейни: р. Західний Буг; р. Сан.

Гідрографічне районування (виділення гідрографічних одиниць) засновано на гідрографо-географічному підході до районування територій. Межі гідрографічних одиниць проходять по вододілах річкових басейнів і суббасейнів (географічній межі між суміжними водозборами).

Таблиця 8.9. Перелік районів басейнів річок та суббасейнів згідно гідрографічного районування території України, 2016 р. [39]

№ з/п	Назва району басейну річки	№ з/п	Назва суббасейну
1	Район басейну річки Дніпро	1	Суббасейн Верхнього Дніпра
		2	Суббасейн Середнього Дніпра
		3	Суббасейн Нижнього Дніпра
		4	Суббасейн річки Прип'ять
		5	Суббасейн річки Десна
2	Район басейну річки Дністер		
3	Район басейну річки Дунай	1	Суббасейн річки Тиса
		2	Суббасейн річки Прут
		3	Суббасейн річки Сірет
		4	Суббасейн Нижнього Дунаю
4	Район басейну річки Південний Буг		
5	Район басейну річки Дон	1	Суббасейн річки Сіверський Донець
		2	Суббасейн Нижнього Дону
6	Район басейну річки Вісла	1	Суббасейн річки Західний Буг
		2	Суббасейн річки Сян
7	Район басейну річок Криму		
8	Район басейну річок Причорномор'я		
9	Район басейну річок Приазов'я		
	Всього - 9 районів басейнів річок		13 суббасейнів

Головною річкою району річкового басейну (гідрографічної одиниці басейнового рівня) може бути:

• велика річка, що впадає в море;

• велика річка, що впадає в іншу велику річку (або частина великої річки до деякого замикального створу), що дає назву району річкового басейну.

Масиви вод. Успіх ВРД ЄС у досягненні цієї мети та пов'язаних з нею завдань здебільшого визначається станом водних масивів (water bodies). Таким чином, водні масиви є одиницями, які повинні бути визначені для всіх категорій поверхневих вод, будь-то природні, істотно змінені або штучні масиви поверхневих вод, а також для підземних вод, які будуть використовуватися для звітності та оцінювання відповідності основним екологічним цілям директиви.

Масиви поверхневих вод є поверхневими водними об'єктами або їхніми частинами, для яких встановлюються екологічні цілі та які використовуються для оцінювання досягнення цих цілей.

Стратегічною екологічною ціллю для всіх районів річкових басейнів є досягнення/підтримання «доброго» екологічного та хімічного станів масивів поверхневих вод та «доброго» хімічного та кількісного станів масивів підземних вод.

8.5.2. Водогосподарське районування

Водогосподарське районування - поділ гідрографічних одиниць на водогосподарські ділянки, який здійснюється для розроблення водогосподарських балансів.

Кількість та межі водогосподарських ділянок затвердило Міністерство екології та природних ресурсів України. Водогосподарські ділянки виділяються у межах районів річкових басейнів з урахуванням басейнового принципу управління, адміністративно-територіального устрою, фізико-географічних умов та господарської діяльності. У 2017 р. було виділено 132 водогосподарські ділянки.

За районами річкових басейнів розподіл водогосподарських ділянок наступний: Дніпро – 59 водогосподарських ділянок; Дністер – 12; Дунай - 8; Південний Буг – 11; Дон – 20; Вісла – 3; річки Криму – 8; річки Причорномор'я – 4; річки Приазов'я – 7 водогосподарських ділянок (рис. 8.3).

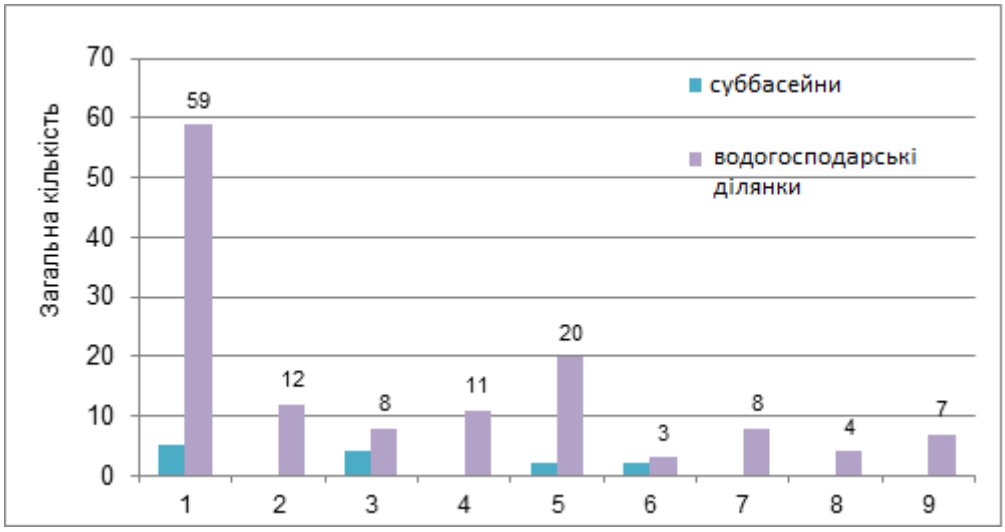


Рис. 8.3. Наявність суббасейнів та кількість водогосподарських ділянок (уверху над діаграмою) в районах річкових басейнів зідно з гідрографічним районуванням території України 2016 р.: 1 – Дніпро; 2 – Дністер; 3 – Дунай; 4 - Південний Буг; 5 – Дон; 6 – Вісла; 7 - річки Криму; 8 - річки Причорномор'я; 9 - річки Приазов'я

З метою забезпечення складання державного водного кадастру за розділом «Водокористування» здійснюється кодування районів річкових басейнів, суббасейнів та водогосподарських ділянок.

Код району річкового басейну формується із трьох знаків: перші два знаки є кодом моря: А6 - Балтійське море, М5 - Чорне море, М6 - Азовське

море; третій знак є порядковим номером району річкового басейну. Код суббасейну формується із чотирьох знаків: перші три знаки є кодом району річкового басейну, четвертий знак є порядковим номером суббасейну у межах відповідного району річкового басейну.

Код водогосподарської ділянки формується із шести знаків: перші три знаки є кодом району річкового басейну, четвертий знак є порядковим номером суббасейну у межах відповідного району річкового басейну (у випадку відсутності суббасейнів четвертий знак проставляється 0), п'ятий та шостий знаки є порядковим номером водогосподарської ділянки у межах відповідного району річкового басейну.

Стратегічна мета управління водними ресурсами за басейновим принципом полягає в забезпеченні басейнової збалансованості в охороні вод та відтворенні водних ресурсів на основі узгодженості правових засад і управлінських дій суб'єктів водокористування, спрямованих на стале водозабезпечення населення і галузей економіки, впровадження перспективних технологічних нормативів використання водних ресурсів, запобігання шкідливій дії вод.

Контрольні питання до розд. 8

1. Що розуміють під водними ресурсами?
2. Що таке загальні водні ресурси?
3. Що таке внутрішні водні ресурси?
4. Що таке водний фонд?
5. Які загальні водні ресурси України?
6. Які внутрішні водні ресурси України?
7. Який показник загальних водних ресурсів на одну людину в Україні?
8. Який показник внутрішніх водних ресурсів на одну людину в Україні?
9. Які чинники лімітують обсяг водних ресурсів в Україні?
10. Яка забезпеченість внутрішніми (місцевими) водними ресурсами регіонів України?
11. Що таке державне управління водними ресурсами?
12. Які принципи управління, запроваджені у ВРД ЄС?
13. На основі чого здійснюється управління річковим басейном?
14. В чому сенс гідрографічного та водогосподарського районування території України?

9. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ПРИРОДНИХ ВОД. СТАНОВЛЕННЯ ТА РОЗВИТОК ГІДРОХІМІЇ

Хімічний склад природних вод є комплексом розчинених газів, мінеральних солей та органічних сполук, до нього входять майже всі відомі хімічні елементи. Сучасні фізико-хімічні методи дають змогу визначити понад 80 елементів, присутніх у гідросфері Землі. Проте багато елементів міститься в природних водах у надзвичайно малих кількостях, які неможливо виявити внаслідок недостатньої чутливості методів аналізу.

9.1. Молекула води, ізотопи та аномальні властивості води

9.1.1. Молекула води

Вода (H_2O) – найпростіша хімічна сполука водню з киснем (11,2% водню й 88,1 % кисню за масою). Зазвичай чиста вода – рідина без запаху, смаку та кольору (лише в шарі завтовшки понад 2 м має блакитний відтінок), головна складова частина гідросфери.

Температура плавлення води становить 0 °С, а температура кипіння – 100 °С.

Найбільшу густину вода має при 4 °С (маса 1 $см^3$ води – 1 г), при 0 °С густина льоду – 916,8 $кг/м^3$, густина води - 999,968 $кг/м^3$.

Тиск водяної пари при 0 °С – 610,38 Па, а при І00 °С – 1013,08 ГПа.

Питома теплота плавлення льоду 332,43 $\times 10^3$ Дж/кг.

Питома електропровідність води низька – 4,41$\times 10^{-6}$ Ом/м (при 18°С).

9.1.2. Ізотопи води

Молекулярна маса води дорівнює 18, але трапляються молекули з молекулярною масою 19, 20, 21 і 22. Вони складаються з важчих атомів водню й кисню, які мають атомну масу відповідно більшу, ніж 1 і 16. Водень має два стабільних ізотопи: ***протій*** (Н) і ***дейтерій*** (D), співвідношення H:D становить близько 6700. Відомий ще один радіоактивний ізотоп водню з періодом напіврозпаду 12,3 років - це ***тритій*** (Т). У кисню три стабільні ізотопи: ^{16}O, ^{17}O, ^{18}O. Концентрації ізотопів кисню повітря відносяться як ^{16}O: ^{18}O:^{17}O = 2667: 5,5:1. Концентрація ^{18}O більша, ніж у малопоширеного зі стабільних ізотопів ^{17}O, завдяки чому збагачені важкими ізотопами води здебільшого належать до одного ізотопу ^{18}O і відповідно позначаються ^{18}O. Є радіоактивні ізотопи ^{14}O, ^{15}O, ^{19}O з періодом напіврозпаду протягом кількох секунд.

Молекули води можуть складатися з різних стійких ізотопів: $H_2{}^{16}O$; $HD^{16}O$; $D_2{}^{16}O$; $H_2{}^{18}O$; $HD^{18}O$; $D_2{}^{18}O$; $H_2{}^{17}O$; $HD^{17}O$; $D_2{}^{17}O$.

Ізотопний різновид води, в якій протій (H) заміщений його важким ізотопом – дейтерієм (D), називається ***важкою водою*** (D_2O), що міститься у природній воді у надзвичайно малій кількості – 0,016 %.

Важка вода важча за природну на 11 %, кипить при 101,42 °С, замерзає при 3,88 °С, менше (на 5–15 %) розчиняє солі тощо. Уповільнює біологічні процеси, пригнічує живі організми. Ізотопний склад поверхневих вод суходолу та атмосферних вод залежить від низки чинників і змінюється в широких межах. Найбідніша на важкі ізотопи вода зафіксована в атмосферних опадах полярних регіонів, а найзбагаченіша – в замкнутих басейнах аридної зони.

Процес випаровування є однією з головних причин, яка створює диференціацію ізотопів у природних водах. Пружність парів важкої води дещо нижча за пружність парів звичайної. А оскільки процес випаровування є основним чинником кругообігу води, то збагачення вод важкими ізотопами у місцях випаровування та збіднення ними у місцях конденсації може викликати помітну різницю в густині води.

Дослідженнями встановлено і закономірності розподілу ізотопів водню в поверхневих і атмосферних водах: 1) прісні поверхневі води, які поповнюються переважно за рахунок атмосферних опадів, містять дейтерію і кисню-18 менше, ніж океанічні води; 2) ізотопний склад прісних поверхневих вод визначається фізико-географічними умовами їх розташування.

9.1.3. Водневі зв’язки

Існування неподілених електронних пар зумовлює можливість утворення в молекулі води двох водневих зв'язків. Ще два зв'язки виникають за рахунок двох атомів водню. Завдяки цьому кожна молекула води утворює чотири водневі зв'язки (рис.9.1).

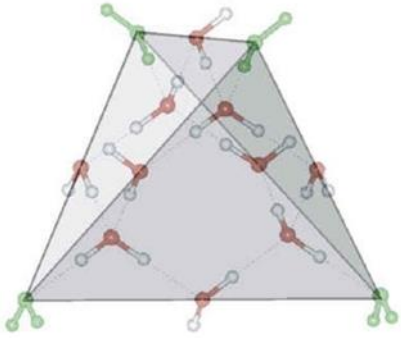


Рис. 9.1. Водневі зв’язки молекул води

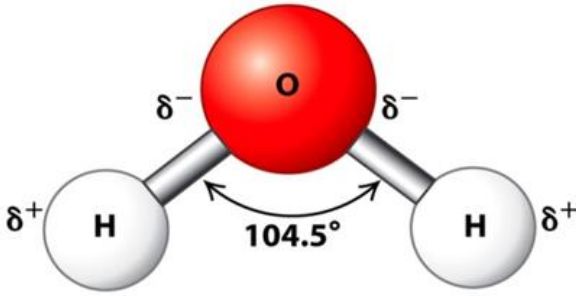


Рис. 9.2. Розташування атомів кисню (O) та водню (H) у молекулі

У молекулах води, з'єднаних водневим зв'язком, центри ядер атомів водню розташовані на відстані h_1 = 9,5×10^{-8} см від центра атома кисню. Відстань між атомами кисню – h_2= 27,6×10^{-8} см. Кут зв'язку, утворений двома атомами водню, у вершині якого розміщений кисень (H–O–H), має значення 104,5°, подібне до кута тетраедра. Внаслідок цього молекула води стає електричним диполем із дипольним моментом μ, який дорівнює 1,62×10^{-8} Ом×м, і діелектричною сталою, яка дорівнює 87,74 при 0 °С (рис. 9.2).

Оскільки для молекули води характерна дипольна будова, то у воді одночасно присутні одиночні (моногідрольні), подвійні та потрійні молекули, вміст яких змінюється залежно від температури.

У льоду домінують потрійні молекули, які мають найбільший об'єм. При підвищенні температури швидкість руху молекул зростає, і сили притягання між молекулами виявляються недостатніми для утримання їх поруч, одна біля одної. У рідкому стані вода є сумішшю ***дигідролів, тригідролів*** і ***моногідролів***. Зі збільшенням температури вони розпадаються, при температурі 100 °С – складаються переважно з моногідролів.

9.1.4. Аномальні властивості води

Хімічно чиста вода має аномальні властивості, зумовлені наявністю водневих зв'язків (табл. 9.1). Густина води збільшується під час її нагрівання від 0 °С до 4 °С. Максимальну густину вода має при 4 °С, і лише при подальшому її нагріванні густина зменшується.

Таблиця 9.1. Деякі аномальні властивості води

Властивість	Порівняння з іншими речовинами	Роль у фізичних і біологічних явищах
1	2	3
Теплоємність	Найвища серед рідких і твердих речовин (за винятком NH_3)	Зменшує межі температурних коливань; збільшує перенесення тепла течіями; сприяє зберіганню постійної температури тіла
Прихована теплота плавлення	Найвища (за винятком NH_3)	Термостатичний ефект у точці замерзання внаслідок поглинання або виділення прихованої теплоти
Теплове розширення	Температура максимальної густини зменшується з підвищенням солоності; для чистої води дорівнює 4 °С	Для чистої та розведеної морської води максимум густини спостерігається при вищій температурі, ніж температура замерзання; важливо для регулювання розподілу температури й зональності водойм
Поверхневий натяг	Найвищий з усіх рідин	Важливо для фізіології клітини; зумовлює деякі поверхневі явища, утворення та властивості краплі
Здатність розчиняти	Розчиняє більшість речовин	Пов`язує між собою фізичні та біологічні процеси
Діелектрична стала	Для чистої води найвища з усіх рідин	Важлива для неорганічних речовин, оскільки зумовлює їх дисоціацію
Електролітична дисоціація	Дуже низька	Нейтральна речовина, проте містить H^+ і OH^-
Леткість	Найменша серед сполук водню з елементами підгрупи кисню	Повільна втрата вологості різними матеріалами

Закінчення табл. 9.1

1	2	3
В`язкість	Зменшується з підвищенням тиску, проходить через мінімум і лише потім зростає	Зумовлює гідродинаміку водних об`єктів і седиментацію завислих наносів
Теплопровідність	Найвища з усіх рідин	Основна роль належить у мікропроцесах, наприклад у живих клітинах
Прозорість	Висока	Сильно поглинає променисту енергію в інфрачервоній та ультрафіолетовій областях; у видимій частині спектра вибіркове поглинання відносно мале, особливості поглинання важливі для фізичних і біологічних процесів

9.2. Основні групи хімічних компонентів у природних водах

Розподіл хімічних компонентів у природних водах зумовлюється типом природної системи, властивостями елементів і відповідає основним геохімічним закономірностям. Із зростанням порядкового номера в періодичній системі елементів спостерігається зменшення концентрації елементів, а поширеність хімічного елемента парного переважно більша, ніж сусідніх непарних. Враховуючи умови надходження та специфіку методів хіміко-аналітичного визначення, хімічні компоненти в природних водах при дослідженні умовно поділяють на сім груп:

1) ***головні йони*** (макрокомпоненти) – HCO_3^-, SO_4^{2-}; Cl^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+ (правопис “йон” – згідно з ДСТУ 2439:2018 [62];

2) ***розчинені гази*** – кисень (O_2), азот (N_2), діоксид вуглецю (CO_2), сірководень (H_2S) тощо;

3) ***біогенні елементи*** – сполуки азоту, фосфору, кремнію і заліза;

4) ***органічна речовина*** (інтегральне поняття) – різноманітні органічні сполуки, які належать до органічних кислот, складних ефірів, гумусових речовин, азотовмісних сполук (білки, амінокислоти, аміни) тощо;

5) ***мікроелементи*** – всі метали, без головних йонів (без K^+, Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+});

6) ***радіоактивні елементи*** – виділені з групи мікроелементів, враховуючи специфіку походження та впливу на життєдіяльність організмів (В.К. Хільчевський, 1997 р.);

7) ***специфічні забруднювальні речовини*** (пестициди, синтетичні поверхнево-активні речовини, феноли, нафтопродукти тощо).

Особливе значення мають ***йони водню*** H^+, які містяться в природних водах у надзвичайно малих кількостях, проте дуже важливі для хімічних і біологічних процесів. Їх виражають відносним показником – *pH.*

Виділення цих груп носить умовний характер, оскільки деякі елементи, наприклад, кальцій і калій засвоюються й необхідні організмам, як і біогенні, а концентрації деяких з останніх часто менші, ніж мікроелементів.

Крім наведених, до якісних характеристик складу природної води належать ***твердість*** (жорсткість), ***лужність***, ***окиснюваність***, які зумовлені сукупністю кількох компонентів складу води.

Важливим також є поняття ***мінералізація води*** – сума всіх визначених при аналізі мінеральних речовин у мг/дм^3 (або г/кг – ‰, якщо сума більша за 1000 мг/дм^3), які містяться у даній воді. В океанологічній практиці замість мінералізації використовують поняття ***солоність води*** *(визначають у проміле* – ‰).

Сума йонів *($\sum i$)* – близьке до мінералізації поняття – сума всіх видів йонів у мг/дм^3 або г/дм^3, концентрація яких більша за 0,1 мг/дм^3.

Сухий залишок – загальна маса речовини, отримана після випаровування фільтрованої води і подальшого висушування осаду при температурі 105 °С до постійної маси (мг/дм^3, ‰). Використовується в практиці водопостачання.

9.3. Головні йони

До головних йонів, що містяться у природних водах, належать аніони - HCO_3^- (***гідрокарбонати***), SO_4^{2-} (***сульфати),*** Cl^- (***хлориди***), а також катіони – Ca^{2+} (***кальцій***), Mg^{2+} (***маґній***), Na^+ (***натрій***), K^+ (***калій***).

Вміст хлоридних, сульфатних і гідрокарбонатних солей натрію, магнію, кальцію і калію становить у прісних водах 90–95%, а у високомінералізованих – понад 99% всіх солей. Головні йони зумовлюють хімічний тип вод, їх також називають *макрокомпонентами.*

У маломінералізованих водах переважають йони HCO_3^- і Ca^{2+}, у високомінералізованих – Cl^- і Na^+, йони Mg^{2+} мають проміжне положення між Na^+ і Ca^{2+}, подібно до йонів SO_4^{2-} – між HCO_3^- і Cl^-.

Змінення складу води відповідно до величини загальної мінералізації пояснюється неоднаковою розчинністю хлористих, сульфатних і карбонатних солей лужних і лужноземельних металів (табл. 9.2).

Мала розчинність карбонатних солей кальцію обмежує концентрацію гідрокарбонатних і карбонатних йонів до 1000 мг/дм^3 (крім вод з високим вмістом CO_2). Порівняно невелика розчинність сульфату кальцію обмежує вміст сульфатів.

Таблиця 9.2. Розчинність деяких солей, % (масова частка)

Йон	**Cl^-**	**SO_4^{2-}**	**HCO_3^-**
Na^+	26,40	16,0	8,76
K^+	25,58	9,91	24,9
Mg^{2+}	35,3	30,0	-
Ca^{2+}	42,7	0,204	-

Найбільші концентрації характерні лише для хлоридних йонів, що пов`язано з високою розчинністю солей хлористоводневої кислоти. Проте й

при малих концентраціях кальцію сульфатні і карбонатні йони можуть міститься у водах у підвищених концентраціях.

Завдяки відмінностям у розчинності добре розчинні солі легко вимиваються з ґрунтів і порід у місцевостях з підвищеною вологістю, тому їх мало у водах.

Мікрокомпоненти містяться у водах у кількостях, набагато менших, ніж головні йони. Низка компонентів, розчинених у водах, мають проміжне положення між макро– та мікрокомпонетами. До них належать H^+, NH_4^+, NO_3^-, H_2S, які у деяких типах вод набувають переважного значення. Масова концентрація головних йонів у досить прісних водах виражається першими одиницями міліграмів у 1 $дм^3$, а в розсолах може досягати кількох сотень $г/дм^3$ (‰).

9.4. Розчинені гази

Розчинені гази завжди присутні у природних водах. Походження цих газів зумовлене такими чинниками:

1) ***складом атмосфери*** (азот N_2, кисень O_2, діоксид вулецю CO_2, аргон Ar та інші інертні гази,);

2) ***біохімічними процесами*** (діоксид вуглецю CO_2, метан CH_4 та інші важкі вуглеводні, сірководень H_2S, азот N_2, водень H_2);

3) ***процесами дегазації мантії*** й метаморфізацією гірських порід у глибинних шарах земної кори при високих температурах і тиску (CO_2, оксид вуглецю CO, H_2S, H_2, CH_4, аміак NH_3, хлористий водень та інші сполуки водню з галогенами та бором).

Перша група газів характерна переважно для поверхневих вод, дещо менше – для підземних вод, друга – для поверхневих і підземних вод, третя – переважно для підземних. Найпоширенішими у поверхневих водах є кисень і діоксид вуглецю, в підземних – сірководень і метан.

За поширеністю гази умовно поділяються на три групи: 1) досить поширені, утворюють великі скупчення – N_2, O_2, CO_2, CH_4; 2) менш поширені, лише окремі утворюють невеликі скупчення – H_2, H_2S, He, Ar, ВВ (важкі вуглеводневі гази); 3) локально поширені, утворюють скупчення лише в момент формування – NH_3, SO_2, HCl, HF та інші агресивні гази третьої групи, які швидко вступають в реакції з породами навколишнього середовища і втрачають своє значення як газоподібні компоненти.

9.5. Біогенні елементи

До біогенних елементів у природних водах належать азот, фосфор і кремній з їх сполуками. Азот і фосфор обов`язково входять до складу тканин живого організму, без них не розвиваються водяні рослини й тварини. Концентрації біогенних елементів залежать від інтенсивності біохімічних і біологічних процесів у водних об’єктах.

Варто зазначити, що виділення цієї групи досить умовне, оскільки в процесах життєдіяльності в природних водах беруть участь й інші елементи (кальцій, магній, калій тощо).

9.5.1. Азот у природних водах

Азот у природних водах перебуває у вигляді неорганічних і різноманітних органічних сполук.

Неорганічні сполуки: ***амонійні*** (NH_4^+), ***нітритні*** (NO_2^-), ***нітратні*** (NO_3^-) йони.

В органічних сполуках азот перебуває переважно в складі білка тканин організмів і продуктів його розпаду. Органічними сполуками, які містять азот є: суспензії (залишки організмів), колоїдні й розчинені молекули, які утворилися внаслідок біологічних процесів і біохімічного розкладання залишків організмів.

Зворотний перехід азоту зі складних органічних сполук у мінеральні форми, який називається процесом *регенерації біогенних елементів,* може виникати при біохімічному розпаді органічних сполук, що містять азот. Швидкість розпадання органічних речовин до неорганічного азоту неоднакова. Для речовин, які виділяються тваринами (фекалії, напівпереварена їжа водних тварин тощо) вона більша, ніж у складних білкових сполуках.

Аміак NH_3 є кінцевим неорганічним продуктом складного процесу мінералізації органічних речовин, які містять азот. Йони засвоюються рослинами при фотосинтезі й окиснюються в нітрити і нітрати. Цей процес відбувається за наявності кисню під дією бактерій; складається з двох фаз. Перша – перехід NH_4^+ в NO_2^- здійснюється під впливом бактерій нітрифікаторів (сімейство Bacteria Nitrosomonas) за схемою

$$NH_4^+ + 2O_2 = NO_2^- + 2H_2O. \qquad (9.1)$$

Нітритні йони надзвичайно нестійкі й під впливом інших (рід Nitrobacter Win) окиснюються в нітратні йони

$$2NO_2^- + O_2 = 2NO_3^-. \qquad (9.2)$$

9.5.2. Розчинений фосфор

Розчинений фосфор у природних водах міститься у вигляді неорганічних та органічних сполук (органічний фосфор), причому останні перебувають як у розчиненому, так і в колоїдному стані. Крім того, фосфор буває у воді у вигляді суспензій неорганічного (апатити, фосфорити тощо) та органічного (з організмів) походження.

Неорганічний фосфор трапляється переважно у вигляді похідних ортофосфатної кислоти H_3PO_4, яка дисоціює:

$$H_3PO_4 \rightleftarrows H^+ + H_2PO_4^-;\ H_2PO_4^- \rightleftarrows H^+ + HPO_4^{2-};$$
$$HPO_4^{2-} \rightleftarrows H^+ + PO_4^{3-}. \qquad (9.3)$$

При $pH \geq 7$ переважає форма HPO_4^{3-} (близько 90 %) з домішками $H_2PO_4^-$ (приблизно 10 %). У кислих водах неорганічний фосфор присутній переважно у вигляді $H_2PO_4^{3-}$. Основною формою для поживних речовин є HPO_4^{2-}.

Концентрація фосфору, як і азоту, зумовлює обмін фосфору між його неорганічними та органічними формами, з одного боку, і живими організмами

– з іншого. Обмін фосфору спостерігається при двох протилежних процесах – фотосинтезі та розкладанні органічної речовини.

Фосфати активно споживаються фітопланктоном, фітобентосом і вищими водяними рослинами. Різке зниження концентрації фосфатів при інтенсивному фотосинтезі призводить до спадання росту й розвитку рослин. У процесі життєдіяльності біоти й деструкції органічної речовини більшість фосфатів, використаних рослинами і тваринами, повертається у воду. Лише деяка частина потрапляє на дно водойм із залишками організмів. Регенерація фосфору значно швидша, ніж азоту, завдяки тому, що азот входить до складу білка як одна з основних його структурних одиниць, тоді як фосфор у вигляді залишків фосфорної кислоти та її ефірів легко відщеплюється від органічних сполук при їх розпаді.

Основним джерелом неорганічного фосфору в природних водах є різні форми фосфату кальцію (апатиту) $Ca_5(PO_4)_3Cl$ та $Ca_5(PO_4)_3P$, найбільш поширених як у вивержених, так і в осадочних породах. У природних водах фосфор міститься в надзвичайно малих кількостях внаслідок низької розчинності його сполук та інтенсивного поглинання їх гідробіонтами. Вміст сполук фосфору звичайно становить соті та десяті частки міліграма на 1 $дм^3$ і лише в мінеральних водах може досягти одиниць і навіть десятків $мг/дм^3$.

Підвищені концентрації фосфору у водах свідчать інколи про їх забруднення.

9.6. Органічна речовина

Органічна речовина поряд з неорганічними речовинами майже завжди міститься в природних водах, що є основою відмінністю природних вод від штучних розчинів. Якщо у воді існує життя, то повинні бути наслідки його прояву. Вивченість органічної речовини порівняно з мінеральною частиною води поки що гірша, що зумовлено її складністю й різноманітністю, надзвичайно низькою концентрацією компонентів ($мкг/дм^3$), труднощами при аналізі.

Незважаючи на велику кількість форм, органічні сполуки складаються в основному з вуглецю, кисню й водню, які становлять 98,5 % маси. Крім того, в малих кількостях присутні азот, фосфор, сірка, калій, кальцій та інші елементи.

Прямого методу надійної кількісної оцінки органічної речовини немає, користуються непрямими показниками, які дають змогу робити висновок про сумарний вміст органічної речовини. Насамперед, до них належать визначення органічного вуглецю, азоту або фосфору.

Аналітично визначають один із цих елементів, який міститься в органічній речовині, далі за відомим, експериментально виявленим співвідношенням між концентрацією даного елемента й загальним вмістом органічних речовин розраховують їх вміст.

Один з надійних методів – ***визначення органічного вуглецю*** $C_{орг}$, вміст якого в органічних речовинах становить близько 50 %, тобто для визначення органічної речовини в міліграмах треба кількість $C_{орг}$ подвоїти.

Сумарну кількість речовини визначають за різницею між сухим залишком і втратою при його прокалюванні з урахуванням зміни йонного складу води.

Перманганатна та ***біхроматна окиснюваність*** (ПО, БО) води. Найпоширенішим є метод характеристики вмісту органічної речовини за кількістю атомарного кисню в міліграмах, який витрачається на її окиснення від води (мгО/дм^3). Це так звана *окиснюваність води*. Залежно від окисника, який використовують, розрізняють *перманганатну* (окисник $KMnO_4$) і *біхроматну* (окисник $K_2Cr_2O_7$) окиснюваності, що характеризують якісно різні компоненти органічних речовин.

У прісних водах величина перманганатної окиснюваності (ПО), виражена в мг/дм^3 щодо О, близька до величини ПО органічного вуглецю (0,65–1,1 мгО/дм^3).

Використання біхроманої окиснюваності (БО) дає повніше окиснення органічних речовин, крім деяких білкових сполук.

З біхроматною окиснюваністю ототожнюється поняття *хімічного споживання кисню* (ХСК), виражається також в мг/дм^3 щодо атомарного кисню (мгО/дм^3).

Біохімічне споживання кисню *(БСК).* Непряме уявлення про кількість органічної речовини дає *біохімічне споживання кисню (*БСК), тобто кількість кисню, який споживається за певний час при біохімічному окисненні у воді речовин в аеробних умовах; виражається в мг/дм^3 щодо молекулярного кисню (мг O_2/дм^3).

9.7. Мікроелементи

Мікроелементами, або мікрокомпонентами – вважаються елементи, що трапляються в природних водах у дуже малих концентраціях, які вимірюються мікрограмами в одному дм^3 (мкг/дм^3).

Умовно мікроелементи можна поділити на чотири підгрупи: 1) ***типові катіони*** (Li^+, Rb^+, Cs^+, Be^{2+}, Sr^{2+}, Ba^{2+}); 2) ***йони важких металів*** (Cu^{2+}, Ag^+, Au^+, Pb^{2+}, Fe^{2+}, Ni^{2+}, Co^{2+}); важкі метали – умовний термін, яким позначають метали з атомною масою понад 50; 3) ***амфотерні комплексоутворювачі*** (Cr, Mo, V, Mn); 4) ***типові аніони*** (Br^-, I^-, F^-, B^{3-}).

Важливе значення мікроелементи мають для фізіологічних процесів. Наприклад, при нестачі у питних водах фтору спостерігається захворювання зубів – карієс, а при надлишку цього елемента виникає інше захворювання – флюороз. Поширення подагри у деяких районах Вірменії пов`язане з високим вмістом молібдену в ґрунтах і водах. Відомі провінції з надлишком мікроелементів. Підвищення бору у ґрунтах і водах деяких районів Прикаспійської низовини спричиняє важкі шлунково-кишкові захворювання у вівців.

Нестача йоду в їжі (а не в питній воді) призводить де захворювання щитовидної залози у людини (ендемічний зоб). Вміст йоду в ґрунтових водах добре характеризує його вміст у овочах. На підставі цього можна зробити висновки щодо “йодного рівня” і захворюваності зобом. За П.С. Савченком, в Україні найбільша захворюваність зобом спостерігається в районах, де вміст йоду в ґрунтових водах менший ніж 0,001–0,002 мг/дм^3 (Карпати).

Інша сфера дослідження мікроелементів в природних водах пов`язана з можливістю використання їх як індикаторів при пошуках корисних копалин.

Варто зазначити, що наявність підвищених кількостей мікроелементів (особливо важких металів) у воді водних об'єктів, що відбувається за рахунок антропогенного впливу, робить їх індикаторами забруднення вод.

9.8. Радіоактивні елементи

9.8.1. Радіоактивний розпад

Радіоактивний розпад (від *лат.* radius – промінь та āctīvus – дієвий, через *фр.* radioactif, *букв.* – радіоактивність) – спонтанна зміна складу (заряду Z, масового числа A) або внутрішньої будови нестабільних атомних ядер шляхом випромінювання елементарних частинок, гамма-квантів та/або ядерних фрагментів.

Процес радіоактивного розпаду називають ***радіоактивністю,*** а відповідні нукліди – радіоактивними (радіонуклідами).

Нуклід – вид атомів, що характеризується певним масовим числом, атомним номером і енергетичним станом ядер і має час життя, достатній для спостереження.

Радіоактивними називають речовини, що містять радіоактивні ядра. Всі хімічні елементи з атомним номером, більшим за 83 є радіоактивними.

Ядро, що зазнає радіоактивного розпаду, і ядро, що виникає внаслідок цього розпаду, називають відповідно материнським і дочірнім ядрами.

В процесі радіоактивного розпаду відбувається випромінювання 3-х типів променів: *альфа (α), бета (β) і гамма (γ).*

Період напіврозпаду. При радіоактивному розпаді відбуваються перетворення ядер атомів. Енергії частинок, які при цьому утворюються, набагато більші від енергій, що виділяються в типових хімічних реакціях. Тому ці процеси практично не залежать від хімічного оточення атома й від сполук, в які цей атом входить. Радіоактивний розпад відбувається спонтанно. Це означає, що неможливо визначити мить, коли розпадеться те чи інше ядро. Однак для кожного типу розпаду є характерний час, за який розпадається половина всіх радіоактивних ядер. Цей час називається *періодом напіврозпаду* (t, ½).

Для різних радіоактивних ізотопів період напіврозпаду може лежати в дуже широких межах – від наносекунд до мільйонів років (табл. 9.3).

Як приклад, йод–131 – радіоізотоп з періодом напіврозпаду 8 днів. Він розпадається за рахунок випромінювання бета-частинок на ксенон–131:

$$^{131}I \rightarrow {}^{131}Xe + {}^{0}e \qquad (9.4)$$

Після того, як пройде 8 днів, половина атомів будь-якого зразка йоду–131 розпалася, а зразок тепер буде 50 % йод–131 і 50 % ксенон–131. Після того, як пройде ще 8 днів (всього 16 днів або 2 періоди напіврозпаду), проба буде 25 % йод–131 і 75 % ксенон–131. Так триває до повного розпаду всієї проби йоду–131.

Ізотопи з малим періодом напіврозпаду дуже радіоактивні, але швидко зникають. Ізотопи з великим періодом напіврозпаду слабко радіоактивні, але

ця радіоактивність зберігається дуже довгий час. Існує природна та штучна радіоактивність.

Таблиця 9.3. Період напіврозпаду деяких радіоактивних нуклідів

Радіонуклід	Період напіврозпаду	Випромінювання
Вуглець-14	5730 років	β
Кобальт-60	5,27 років	β
Францій-210	3,18 хвилин	α
Водень-3	12,26 років	β
Йод-131	8,07 днів	β
Плутоній-239	24100 років	α
Радон-222	3,82 днів	α
Стронцій-90	28,1 років	β
Цезій-137	32,17 років	α
Уран-235	$7{,}04\times10^{8}$ років	α
Уран-238	$4{,}47\times10^{9}$ років	α

9.8.2. Природна радіоактивність

Природна радіоактивність – спонтанний розпад атомних ядер, які зустрічаються в природі. Природна радіоактивність вод зумовлена переходом радіонуклідів з гірських порід в результаті розчинення нестійких мінералів або їх вилуговування (перехід хімічного елементу без порушення його кристалічної структури).

Фонова бета-активність природних вод на 50–90 % обумовлена ^{40}K, а в альфа-активність найбільший внесок дають ^{234,238}U, ^{224,226}Ra, ^{222}Rn та ^{220}Th. В залежності від джерела витоку, радіоактивний склад води може значно відрізнятися. Зокрема, вода з колодязів характеризується переважанням ^{234}U, а вода з артезіанських свердловин – ^{224}Ra.

Штучна радіоактивність – спонтанний розпад атомних ядер, отриманих штучним шляхом через відповідні ядерні реакції.

9.8.3. Радіоактивне забруднення

Радіоактивне забруднення – форма фізичного забруднення, яке пов’язане з перевищенням природного радіоактивного фону водного середовища. При цьому, *природний радіоактивний фон* – це рівень йонізуючого випромінювання, який створюється космічними джерелами та природними радіоактивними елементами, розчиненими та завислими у воді.

Причини радіоактивного забруднення водних екосистем:

• природні джерела (природні радіоактивні аномалії);

• штучні джерела (скиди радіоактивних речовин у водні об’єкти; аварії на ядерних об’єктах; випробування ядерної зброї).

9.9. Специфічні забруднювальні речовини

9.9.1. Поняття про забруднювальні речовини

Забруднювальні речовини – це будь-яка хімічні речовини, тепло або біологічні види, які в результаті господарської діяльності людини потрапляють у водний об'єкт чи виникають у ньому в кількостях, що виходять за природні

граничні коливання чи середній природний фон і призводять до погіршення якості води. Забруднювальною речовиною за певних обставин може стати будь-який хімічний компонент із розглянутих вище груп. Але є компоненти, наявність у воді яких навіть у незначних кількостях свідчить про забруднення вод: пестициди, нафтопродукти, синтетичні поверхнево активні речовини (СПАР) тощо. Їх називають специфічними забруднювальними речовинами.

9.9.1. Пестициди

Пестициди – хімічні речовини, які застосовуються для боротьби з різними шкідливими організмами: кліщами (акарициди), комахами (інсектициди), бактеріями (бактерициди), вищими рослинами (гербіциди), грибами (фунгіциди) тощо. До цієї групи речовин зазвичай включають і антисептики, які застосовуються для запобігання від руйнування мікроорганізмами неметалевих матеріалів, а також речовини, які використовуються для підсушування рослин (десиканти), передпосівної обробки насіння (протравлювачі насіння) тощо. Існують два основних класи пестицидів: хлорорганічні та фосфорорганічні.

Хлорорганічні пестициди – це хлорпохідні багатоядерних вуглеводів (ДДТ – дихлордифенілтрихлоретан), циклопарафінів (ХЦГ – гексахлорциклогексан), сполуки дієнового ряду (гептахлор), аліфатичних карбонових кислот (пропанід) тощо. Найважливішою особливістю більшості хлорорганічних сполук є стійкість до впливу різних чинників навколишнього середовища: температури, сонячної радіації, вологи, тривалого зберігання у ґрунті і зростання концентрації їх у наступних ланках біологічного ланцюга (наприклад, вміст ДДТ у гідробіонтах може перевищувати вміст його у воді на один або два порядки).

Фосфорорганічні пестициди – це складні ефіри: фосфорної кислоти – диметилдихлорвінілфосфат (ДДВФ); тіофосфорної – метафос, метилнітрофос; дитіофосфорної – карбофос, рогор; фосфонової – хлорофос. Перевагою фосфорорганічних пестицидів є їх відносно мала хімічна і біологічна стійкість. Більшість розкладається протягом 1 місяця після застосування, але окремі інсектициди внутрішньорослинної дії (рогор, сейфос та інші) можуть зберігатися протягом року.

Основним джерелом надходження пестицидів у водні об`єкти є поверхневий стік талих дощових і ґрунтових вод із сільськогосподарських угідь, колекторно-дренажні води з меліоративних систем. Пестициди потрапляють у водні об`єкти під час їх обробки для знищення небажаних водяних рослин та інших гідробіонтів, зі стічними водами промислових підприємств, які виробляють отрутохімікати, безпосередньо при обробці полів пестицидами за допомогою авіації, при транспортуванні та зберіганні.

9.10. Становлення та розвиток гідрохімії

9.10.1. Гідрохімія як наукова дисципліна

Важлива роль води пов’язана з її здатністю розчиняти. Утворення внаслідок цього складних розчинів солей, газів і органічних речовин лежить в основі природного процесу хімічного вивітрювання корінних вивержених порід

і формування осадових, які становлять верхні шари літосфери, забезпечуючи родючість і розмаїття ґрунтів на поверхні або процеси життєдіяльності в природних водах – річках, морях і озерах.

Дослідження походження йонного складу води та його змін є важливим теоретичним питанням, а хімічний склад води при водопостачанні, будівництві гідротенічних споруд, зрошенні, веденні рибного господарства – практичним.

Згадані чинники зумовили формування наукової дисципліни про хімію природних вод – гідрохімію. Для природних водних розчинів, на відміну від штучних, характерні специфічність якісного та кількісного складу, одночасно наявність йонів, газів, колоїдів, органічної речовини, залежність складу не лише від фізичних умов середовища, а й від біологічних процесів.

Гідрохімія – це наукова дисципліна, яка вивчає хімічний склад природних вод, а також його зміни під впливом природних (хімічних, фізичних і біологічних) та антропогенних чинників і процесів.

Об'єкт дослідження. На відміну від хімії водних розчинів, об'єктом дослідження гідрохімії є складні гетерогенні системи (розчини), що перебувають у взаємодії одна з одною, а також з атмосферою, породами, донними відкладами, ґрунтами, біотою за параметрів (тиск, температура, хімічний склад), що визначаються умовами їх знаходження.

Предметом дослідження гідрохімії є виявлення зв'язку між складом та властивостями природних вод із параметрами довкілля.

Суміжні з гідрохімією науки, які вивчають природні води – гідрогеологія, океанологія, геохімія, гідробіологія – також використовують дані про хімічний склад води. Систематичні гідрохімічні дослідження входять до комплексу заходів боротьби із забрудненням природних вод.

Гідрохімія поділяється на розділи, які тісно пов’язані із суміжними науками та їхніми методами. Так, вивчення хімічного складу води річок, озер і водосховищ базується на методах і висновках гідрології, органічного життя у водах – на методах і висновках гідробіології. Дослідження океанів і морів пов’язано з океанологією, хімічного складу підземних вод – з методами гідрогеології та геохімії. Широко використовується аналітична хімія для розроблення методів аналізу води, а останнім часом – дистанційні методи зондування Землі.

Вчені відзначають, що гідрохімія в системі наук про Землю має подвійний характер. З одного боку, вивчаючи хімію гідросфери, гідрохімія є частиною науки про хімію земної кори – геохімії; а з іншого – гідрохімія повинна входити в комплекс дисциплін про гідросферу, тобто гідрологію.

9.10.2. Розвиток гідрохімії

Властивості води як однієї з основних стихій з давніх часів привертали увагу вчених, зокрема натурфілософів Давньої Греції та Давнього Риму. Практичний інтерес до складу природних вод виник у Давньому Римі у зв’язку з використанням термальних вод (римські терми) – I ст. до н.е. – I ст.

Гідрохімія спирається на дослідження хімічного складу води, які проводили в XVII–XVIII ст. А. Лавуазьє (1743–1794 рр.), Г. Кавендіш (1731–1810 рр.), Дж. Ватт (1736–1819 рр.). Власне, хімічний склад води у 1784 р. відкрив Г. Кавендіш, який виявив, що під час вибуху суміші водню й кисню при

співвідношенні 2:1 на стінках посудини конденсується туман, який і є звичайною водою.

У XIX ст. технічний прогрес і промислова революція зробили необхідним дослідження водних розчинів для застосовування їх у різних технологічних процесах.

У XX ст. гідрохімія стає самостійною науковою дисципліною. Важливою для розвитку гідрохімії є праця В.І. Вернадського (1863–1945 рр.) «Історія природних вод» (1933 р.), в якій він тісно пов'язує формування хімічного складу природних вод з історією земної кори.

У працях О.О. Алекіна (1908–1995 рр.) після Другої світової війни (1939-1945 рр.) було закладено основи моніторингової гідрохімії поверхневих вод, яка спирається на дані про хімічний склад природних вод, отримані мережею спостережень за водними об'єктами колишнього СРСР (в тому числі і на території України). Ним створено класифікацію поверхневих вод за аніонами та катіонами, яка застосовується і в наш час.

В Україні **розвиток *гідрохімії поверхневих вод*** пов'язаний зі створенням у 1934 р. Дніпровської гідробіологічної станції в Києві, реорганізованої в 1939 р. в Гідробіологічний інститут АН УРСР, зараз – Інститут гідробіології НАН України (ІГБ). Найбільш активно гідрохімічні дослідження в комплексі з гідробіологічними виконувалися в ІГБ в 1950–1980-ті рр., що було пов'язно з проєктуванням, будівництвом та початком експлуатації каскаду водосховищ на Дніпрі. Значний внесок у розвиток гідрохімії гирлових областей річок та водосховищ зробили на той час керівники відділу гідрохімії ІГБ О.М. Алмазов (1912–1966 рр.) та О.І. Денисова (1924–2005 рр.).

У Київському національному університеті імені Тараса Шевченка за ініціативи В.І. Пелешенка (1927–2014 рр.) на географічному факультеті була створена проблемна науково-дослідна лабораторія гідрохімії (1971 р.). Основним напрямом наукових досліджень лабораторії стало вивчення взаємозв'язку хімічного складу різних типів природних вод (атмосферних, поверхневих і підземних). У 1976 р. кафедра гідрології суші географічного факультету була перейменована на кафедру гідрології та гідрохімії, яка розпочала випуск гідрологів зі спеціалізацією «гідрохімія».

У зв'язку з актуалізацією гідроекологічних аспектів при дослідженні якості вод (Водна рамкова директива ЄС), у 2002 р. за ініціативи тогочасного завідувача В.К. Хільчевського кафедру гідрології та гідрохімії перейменовано на кафедру гідрології та гідроекології. У 2000 р. за ініціативи вченого також було засновано періодичний науковий збірник «Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія», який став єдиним виданням в Україні такого профілю.

В Українському гідрометеорологічному інституті ДСНС України та НАН України в кінці 1990-х на початку 2000-х рр. за ініціативи В.І. Осадчого розпочалися дослідження з питань регіональної гідрохімії.

9.10.3. Із історії гідрохімічних досліджень в Україні

Історія гідрохімічних досліджень в Україні детально охарактеризована в монографії «Нариси історії гідрохімії в Україні» [34]. У розвитку гідрохімічних досліджень в країні виділяється п'ять періодів (табл. 9.4).

Перший період (до 1920-х рр.): *несистемні відомості про хімічний склад природних вод.*

Мінеральні води на нинішній території України почали вивчати на науковій основі близько другої половини XVIII ст. Так, перші дослідження деяких характеристик складу мінеральної води в місцевості Луги на берегах р. Велика Піна (сучасна назва мінеральної води «Лужанська», Закарпатська область) були проведені медиками в 1775 р. (A. Sebeok).

Таблиця 9.4. Характеристика розвитку гідрохімічних досліджень в Україні за хронологічними періодами [34]

Період	Роки	Характеристика періоду
I	до 1920-х	несистемні відомості про хімічний склад природних вод
II	1920-і – 1950-і	(1920-і – 1950-і рр.) – початок систематичних досліджень хімічного складу поверхневих вод
III	1950-і – 1970-і	розширення гідрохімічних досліджень для водного господарства та гідроенергетичного будівництва
IV	1970-і – до початку 2000-х	розвиток комплексних гідрохімічних досліджень в умовах зростаючого антропогенного навантаження на водні об’єкти
V	від 2014	реформування гідрохімічних досліджень і моніторингу вод згідно з вимогами Водної рамкової директиви ЄС; прийняття Закону України «Про внесення змін до деяких законодавчих актів України щодо запровадження інтегрованих підходів в управлінні водними ресурсами за басейновим принципом» (2016 р.)

Поява відомостей про мінеральні джерела Моршина (Прикарпаття, Львівська область) датуються 1538 р. Наукові ж дослідження хімічного складу мінеральної води в Моршині вперше виконані в 1880 р. вченими Львівського університету. У 1891 р. у Кракові вийшла монографія про мінеральні джерела Галичини (Władysław Shainoha. Źródła mineralne Galicyi) з докладною характеристикою складу вод.

Дослідження складу ропи і пелоїдів (грязей) деяких солоних лиманів на півдні України (Причорномор'я) почалося всередині XIX ст. У 1843 р. на Хаджибейському лимані було відкрито перший водолікувальний заклад, в 1853 р. – на Сухому лимані, в 1883 р. – на Куяльницькому.

Хімічний склад поверхневих вод почав привертати увагу дослідників дещо пізніше і пов'язано це було із забрудненням річкових вод в XIX ст. Нашим сучасникам певною мірою властиво ідеалізувати якість довкілля в минулі часи, зокрема і води водних об'єктів. Але варто відзначити, що і 150–170 років тому проблема забруднення поверхневих вод вже існувала. Першими це відзначили іхтіологи через зменшення вилову риби в річках. В 1863 р. професор Київського університету Святого Володимира К.Ф. Кесслер писав про згубний вплив «нечистот», що стікають від заводів і фабрик, на

рибне населення р. Дніпро. Найбільшими забруднювачами водних об'єктів були цукрові заводи.

Ще на один аспект забруднення, який стосувався малих річок, звернув увагу вчений. А саме -- на використання селянами гною від утримання худоби, як будівельного матеріалу для «зміцнення» берегів або спорудження з нього невеликих гребель. Зрозуміло, до яких негативних санітарно-гігієнічних наслідків щодо якості річкових вод це призводило.

Поява централізованого водопостачання актуалізувала увагу до якості річкових вод. В 1872 р. в Києві проклали водопровід із забором води з р. Дніпро. Згодом, у 1894 р. побудували каналізацію з очищенням стічних вод на полях фільтрації, розташованих вище міста на правобережній заплаві Дніпра (вище сучасної Оболоні). Таке розташування очисних споруд призвело до появи у дніпровській воді біля Києва кишкової палички *(Escherichia coli),* що було зафіксовано локальним моніторингом. А вже в 1907 р. в Києві виникла епідемія холери. Тому з 1908 р. місто повністю перейшло на водопостачання підземною водою.

Перші наукові праці про хімічний склад поверхневих вод. Однією з перших наукових праць про хімічний склад поверхневих вод на території України вважається опублікована в 1907 р. книга викладача Київського політехнічного інституту Ф.Ф. Кіркора «Матеріали щодо питання про коливання складу річкової води. Хімічне дослідження води річки Росі 1904–1905 рр.» (рос. мовою).

У 1911 р. з'явилася публікація Є.С. Буркcера про радіоактивність водопровідної води в Одесі. А вже на початку 1920-х рр. вчений почав досліджувати хімічний склад поверхневих вод – соляних озер України для потреб бальнеології. І хоча дослідник увійшов в історію української науки, як вчений-геохімік і радіолог, його заслуги в області гідрохімії також очевидні.

Другий період (1920-і – 1950-і рр.): *початок систематичних досліджень хімічного складу поверхневих вод.*

Створення гідрометслужби – початок моніторингу вод. Важливим чинником у розвитку практичного моніторингу вод стало створення гідрометеорологічної служби в Україні (1921 р.), якій згодом було доручено вести спостереження за хімічним складом поверхневих вод на гідрологічних постах. У 1930-х рр. інформацію про хімічний склад річкових вод стали друкувати в «Гідрологічних щорічниках».

Будівництво ДніпроГЕС, обводнення Донбасу. Приводом для залучення гідрохіміків до реалізації важливих водогосподарських проєктів стало будівництво в 1932 р. Дніпровського водосховища на р. Дніпро біля Запоріжжя (ДніпроГЕС), а також початок робіт з обводнення індустріального регіону Донбасу.

Третій період (1950-і – 1970-і рр.): *розширення гідрохімічних досліджень для потреб водного господарства та гідроенергетичного будівництва.*

Будівництво Північно-Кримського каналу, зрошувальних систем. Після Другої світової війни, а саме 20 вересня 1950 р. було прийнято постанову Ради Міністрів СРСР «Про будівництво Каховської ГЕС на Дніпрі, Південно-Українського каналу, Північно-Кримського каналу і зрошення земель південних районів України і північних районів Криму». Згодом розгорнулося

будівництво дніпровського каскаду водосховищ, яке тривало протягом 1950-1974 рр. Вчені-гідрохіміки брали активну участь у наукових дослідженнях з даної тематики – відстоювали дотримання екологічних норм і вимог в цих проєктах.

Осушувальні меліорації. Згодом, у 1960–1970 рр. настав період масового будівництва осушувальних систем на Поліссі. Якщо взяти до уваги, що в цей час також створювалися нові промислові об'єкти, то очевидним стало зростання антропогенного впливу на якість поверхневих вод.

Четвертий період (1970-і – до початку 2000-х рр.): *розвиток комплексних гідрохімічних досліджень в умовах зростаючого антропогенного навантаження на водні об'єкти.*

Загальнодержавна система спостереження і контролю довкілля. На початку 1970-х рр. на території колишнього СРСР була створена система *гідрохімічного моніторингу водних об'єктів* в рамках загальнодержавної системи спостереження і контролю за довкіллям. Виходили щоквартальні «Гідрохімічні бюлетені» з розширеним переліком пунктів спостереження за поверхневими водами і діапазоном хімічних компонентів (у тому числі забруднювальних речовин), які в Україні видавало Українське управління по гідрометеорології і контролю природного середовища Держкомгідромету.

У 1986 р. сталася аварія на Чорнобильській АЕС. Відбулося радіаційне забруднення водної екосистеми Дніпра, який забезпечує водою багато мільйон жителів. Була проведена велика робота з організації нової системи радіаційного моніторингу природних вод в Україні.

П'ятий період (від 2014 р.): *Угода про асоціацію між Україною та ЄС, реформування гідрохімічних досліджень і моніторингу вод згідно з вимогами Водної рамкової директиви ЄС*

Угода про асоціацію між Україною та Європейським Союзом, підписана в 2014 р., стимулювала реформування багатьох сфер діяльності держави, в тому числі й екологічної, пов'язаної з управлінням водними ресурсами та їхньою якістю. У 2016 р. Верховною Радою України був прийнятий Закон України «Про внесення змін до деяких законодавчих актів України щодо запровадження інтегрованих підходів в управлінні водними ресурсами за басейновим принципом», яким імплементовано низку положень Водної рамкової директиви ЄС.

У 2018 р. постановою Кабінету Міністрів України затверджено «Порядок здійснення державного моніторингу вод». Передбачено, що комплексний державний моніторинг вод повинен здійснюватися на основі контролю за біологічними, гідроморфологічними, хімічними й фізико-хімічними показниками водних масивів. Провідним відомством зі здійснення моніторингу вод визначено Державне агентство водних ресурсів України під егідою Міністерства захисту довкілля та природних ресурсів України.

Установи гідрохімічного профілю. Масштабні завдання, що поставали в 1960–1980-х рр., призвели до появи в інститутах низки нових структурних підрозділів (лабораторій, відділів) з вивчення якості води. В цілому, вони плідно працювали над поставленими завданнями. Але з набуттям Україною незалежності в 1991 р., на жаль, відбулося падіння економіки країни, не стало великих інфраструктурних проєктів. Тому коло установ, пов'язаних з вивченням якості вод звузилося, На сьогодні активно

займаються гідрохімією в Інституті гідробіології НАН України (м. Київ), Українському гідрометеорологічному інституті ДСНС України та НАН України (м. Київ).

Виконуються гідрохімічні дослідження в Українському інституті екологічних проблем (м. Харків), Українському науковому центрі екології моря (м. Одеса).

Серед закладів вищої освіти, де займаються гідрохімією, варто відзначити Київський національний університет імені Тараса Шевченка.

9.10.4. Наукові гідрохімічні школи в Україні

Наукова гідрохімічна школа Інституту гідробіології НАН України сформувалася на базі відділу гідрохімії цього інституту (з 1950-х рр.). Найбільший злет досліджень був пов'язаний з вивченням гідрохімії малих річок і ставків; гідрохімічних особливостей гирлових областей річок; гідрохімічного режиму каскаду дніпровських водосховищ; форм знаходження важких металів у воді та донних відкладах.

Співробітниками ІГБ НАН України в різний час захищено чотири докторські дисертації з гідрохімії. Зокрема О.М. Алмазов (1960 р.) – з гідрохімії пониззя річок, відкритих лиманів і передгирлового узмор'я Північного Причорномор'я.

Пізніше -- О.І. Денисова (1982 р.) -- з гідрохімічного режиму водосховищ Дніпра і методах його прогнозування; Л.О. Журавльова (1991 р.) -- з гідрохімічного режиму водойм, які контактують з морем, і впливу на нього гідротехнічного будівництва; П.М. Линник -- форми знаходження і основні закономірності міграції важких металів у поверхневих водах України [34].

Завідувачі відділу прісноводної гідрохімії (сучасна назва) ІГБ НАН України: доктор географічних наук, професор, лауреат Державної премії УРСР *О.М. Алмазов* (1953--1966 рр.); доктор хімічних наук, професор *Б.Й. Набиванець* (1969--1972 рр.); доктор географічних наук, лауреат Державної премії УРСР *О.І. Денисова* (1972--1987 рр.); доктор хімічних наук, професор, лауреат Державної премії України *П.М. Линник* (від 1987 р).

Наукова гідрохімічна школа Київського національного університету імені Тараса Шевченка сформувалася в 1970-і рр. на базі створеної в 1971 р. проблемної науково-дослідної лабораторії гідрохімії, а також кафедри гідрології та гідрохімії. Дослідження було присвячено: вивченню взаємозв'язку хімічного складу різних типів природних вод суші на території України; впливу зрошувальних і осушувальних меліорацій на хімічний склад природних вод; гідрохімічному картографуванню; впливу агрохімічних засобів на якість поверхневих вод на експериментальних водозборах в різних природних зонах України; оцінюванню впливу ядерної та теплової енергетики на якість водних ресурсів; дослідженню гідрохімічних систем як комплексу хімічних речовин і процесів в природних водах.

Співробітниками Київського університету захищено шість докторських дисертацій з гідрохімії: В.І. Пелешенко (1981 р.) -- з оцінки взаємозв'язку хімічного складу різних типів природних вод суходолу (оцінка, баланс і прогноз) на прикладі території України; Л.М. Горєв (1987 р.) -- з теоретичних і методологічних основ гідрохімії зрошуваних земель; Д.В. Закревський (1992 р.) -- з гідрохімії осушуваних земель території північного заходу України; В.К.

Хільчевський (1996 р.) -- з оцінки впливу агрохімічних засобів на стік хімічних речовин та якість поверхневих вод в басейні Дніпра; С.І. Сніжко (2002 р.) -- з теорії і методів аналізу регіональних гідрохімічних систем; М.І. Ромась (2004 р.) -- з гідрохімії водних об'єктів атомної і теплової енергетики.

Характерною рисою наукової гідрохімічної школи Київського університету є створення підручників і навчальних посібників з гідрохімії, в яких використано результати наукових досліджень. Опубліковані підручники з: основ меліоративної гідрохімії [15]; гідрохімії України [16]; загальної гідрохімії [23]; гідроекологічних аспектів водопостачання і водовідведення [29]; оцінки та прогнозування якості природних вод [24]; основ гідрохімії [10]; регіональної гідрохімії України [44]; агрогідрохімії [28].

Також протягом 1993–2018 рр. в Київському університеті працювала постійно діюча спеціалізована вчена рада із захисту докторських і кандидатських дисертацій зі спеціальності «гідрологія суші, водні ресурси, гідрохімія», яку очолювали В.І. Пелешенко (1993--2003 рр.) та В.К. Хільчевський (2003--2018 рр.).

Троє вчених-гідрохіміків були завідувачами кафедри гідрології та гідрохімії (1976--2002 рр.), яка в 2002 р. перейменована на кафедру гідрології та гідроекології географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка: *В.І. Пелешенко* -- доктор географічних наук, професор, заслужений діяч науки УРСР (завідував у 1976--1993 рр.); *Л.М. Горєв* -- доктор географічних наук, професор (завідував у 1993--1999 рр.); *В.К. Хільчевський* -- доктор географічних наук, професор, заслужений діяч науки і техніки України, лауреат Державної премії України (завідував у 2000--2019 рр.).

Від 2019 р кафедру очолив доктор географічних наук, професор, вчений-гідролог *В.В. Гребінь.*

Наукова гідрохімічна школа Українського гідрометеорологічного інституту ДСНС України та НАН України сформувалася на базі відділу регіональної гідрохімії на початку 2000-х рр. Співробітниками УкрГМІ захищені дві докторські дисертації з гідрохімії: В.І. Осадчий (2008 р.) -- з методологічних засад дослідження факторів і процесів формування хімічного складу поверхневих вод України; Н.М. Осадча (2011 р.) -- з дослідження міграції гумусових речовин у поверхневих водах України.

Завідувачі відділу регіональної гідрохімії УкрГМІ: доктор географічних наук, академік НАН України, лауреат Державної премії України *В.І. Осадчий* (1996--2011 рр.); доктор географічних наук *Н.М. Осадча* (від 2011 р).

9.10.5. Цикли наукових праць з гідрохімії, удостоєні Державної премії України в галузі науки і техніки (1972 р. та 2017 р.)

В Україні двічі цикли наукових праць з гідрохімічної тематики були удостоєні Державної премії України в галузі науки і техніки – 1972 р. і 2017 р.

Цикл наукових праць «Гідрохімія поверхневих вод України», удостоєний Державної премії УРСР в галузі науки і техніки 1972 р.

Авторський колектив вчених-гідрохіміків Інституту гідробіології АН УРСР був удостоєний Державної премії УРСР в галузі науки і техніки 1972 р. Лауреатами Державної премії стали: О.М. Алмазов; М.Б. Фельдман; Ю.Г. Майстренко; О.П. Нахшина; О.І. Денисова; Г.Д. Коненко (табл. 9.5).

Таблиця 9.5. Вчені-лауреати, удостоєні Державної премії УРСР в галузі науки і техніки 1972 р. за цикл наукових праць «Гідрохімія поверхневих вод України» [34]

№	Прізвище, ім'я, по батькові вченого, роки життя	Науковий ступінь, вчене звання	Місце роботи, посада
1	Алмазов Олександр Маркович (1912--1966 рр., посмертно)	доктор географічних наук, професор	Інститут гідробіології АН УРСР, завідувач відділу
2	Фельдман Маша Бенціонівна *(1914 р.н.)	кандидат хімічних наук, старший науковий співробітник	Інститут гідробіології АН УРСР, старший науковий співробітник
3	Майстренко Юрій Гордійович *(1907 р.н.)	кандидат хімічних наук, старший науковий співробітник	Інститут гідробіології АН УРСР, старший науковий співробітник
4	Нахшина Олена Петрівна *(1935 р.н.)	кандидат хімічних наук, старший науковий співробітник	Інститут гідробіології АН УРСР, старший науковий співробітник
5	Денисова Олександра Іванівна (1924-2005 рр.)	кандидат хімічних наук, старший науковий співробітник	Інститут гідробіології АН УРСР, старший науковий співробітник
6	Коненко Ганна Дмитрівна *(1907 р.н.)	кандидат хімічних наук, старший науковий співробітник	Інститут гідробіології АН УРСР, старший науковий співробітник

Примітка. * – встановлено лише рік народження.

Гідрохіміки Інституту гідробіології АН УРСР вперше дослідили і узагальнили дані стосовно гідрохімії річок і ставків України; гідрохімічних особливостей гирлових областей річок; гідрохімічного режиму дніпровських водосховищ. Результати використано при плануванні та реалізації науково обґрунтованих заходів з використання та охорони поверхневих вод.

Цикл наукових праць «Оцінка, прогнозування та оптимізація стану водних екосистем України», удостоєний Державної премії України в галузі науки і техніки 2017 р.

Ця група українських вчених, удостоєна Державної премії України в галузі науки і техніки 2017 р., представляла різні установи країни – табл. 9.6..

Таблиця 9.6. Вчені-лауреати, удостоєні Державної премії України в галузі науки і техніки 2017 р. за цикл наукових праць «Оцінка, прогнозування та оптимізація стану водних екосистем України» [34]

№	Прізвище, ім'я, по батькові вченого, роки життя	Науковий ступінь, вчене звання	Місце роботи, посада
1	2	3	4
1	Осадчий Володимир Іванович (1958 р.н.)	доктор географічних наук, член-кор. НАН України	Український гідрометеорологічний інститут ДСНС України та НАН України, директор

Закінчення табл. 9.6

1	2	3	4
2	Набиванець Юрій Богданович (1962 р.н.)	кандидат географічних наук	Український гідрометеорологічний інститут ДСНС України та НАН України, заступник директора
3	Хільчевський Валентин Кирилович (1953 р.н.)	доктор географічних наук, професор, заслужений діяч науки і техніки України	Київський національний університет ім. Тараса Шевченка, завідувач кафедри гідрології та гідроекології
4	Линник Петро Микитович (1952 р.н.)	доктор хімічних наук, професор	Інститут гідробіології НАН України, завідувач відділу прісноводної гідрохімії
5	Протасов Олександр Олексійович (1949 р.н.)	доктор біологічних наук, професор	Інститут гідробіології НАН України, провідний науковий співробітник відділу екологічної гідрології та технічної гідробіології
6	Щербак Володимир Іванович (1949 р.н.)	доктор біологічних наук, професор	Інститут гідробіології НАН України, провідний науковий співробітник відділу санітарної гідробіології і гідропаразитології
7	Никифорович Євгеній Іванович (1955 р.н.)	доктор технічних наук, професор, член-кор. НАН України	Інститут гідромеханіки НАН України, заідувач відділу моделювання гідродинамічних процесів
8	Корнілович Борис Юрійович (1950 р.н.)	доктор хімічних наук, професор, член-кор. НАН України	НТУУ «Київський політехнічний інститут ім. І. Сікорського», зав. кафедри хімічної технології кераміки та скла; Інститут сорбції та проблем ендоекології НАН України, зав. відділу екологічної хімії

Лауреатами Державної премії України стали: В.І. Осадчий та Ю.Б. Набиванець (УкрГМІ ДСНС України та НАН України); В.К. Хільчевський (Київський національний університет імені Тараса Шевченка); П.М. Линник, О.О. Протасов і В.І. Щербак (Інститут гідробіології НАН України); Є.І. Никифорович (Інститут гідромеханіки НАН України); Б.Ю. Корнілович (Національний технічний університет України «Київський політехнічний інститут імені Ігоря Сікорського»). Перші чотири учасники в цьому колективі – вчені-гідрохіміки.

В циклі наукових праць «Оцінка, прогнозування та оптимізація стану водних екосистем України», удостоєному Державної премії України в галузі науки і техніки 2017 р., обґрунтовано нові прогресивні принципи і методи і реалізовано сучасні технології моніторингу, оцінювання, прогнозування та

оптимізації якості води та стану водних екосистем в широкому спектрі їх залежності від антропогенного впливу і спрямованого на комплексне екологічно безпечне використання та охорону водних об'єктів і їхніх водозборів з урахуванням особливостей кліматичних і соціально-економічних умов в країні.

Варто також відзначити дослідження за докторською дисертацію з гідрохімії *Н.П. Шерстюк* (Дніпровський національний університет імені Олеся Гончара), присвячені гідрохімії водних об'єктів залізорудних басейнів на прикладі Криворізько-Кременчуцької залізорудної зони (2011 р.).

Контрольні питання до розд. 9

1. Коротко охарактеризувати молекулу води.
2. Які є ізотопи води?
3. Що таке водневі зв'язки у молекулі води?
4. Назвати основні аномальні властивості води.
5. Які групи хімічних компонентів виділяють у природних вод?:
6. Що означає поняття «мінералізація води»?
7. Охарактеризувати в цілому головні йони у природних водах.
8. Охарактеризувати в цілому розчинені гази у природних водах.
9. Охарактеризувати в цілому біогенні елементи у природних водах..
10. Охарактеризувати в цілому органічну речовину у природних водах.
11. Охарактеризувати в цілому мікроелементи у природних водах.
12. Охарактеризувати в цілому радіоактивні елементи у водах.
13. Охарактеризувати специфічні забруднювальні речовини у водах.
14. Назвати основні наукові гідрохімічні школи в Україні.
15. Назвати наукові праці, удостоєні Державної премії України в галузі науки і техніки.

10. ЧИННИКИ ФОРМУВАННЯ ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ПРИРОДНИХ ВОД

Чинники, що зумовлюють формування хімічного складу природних вод, можуть бути ***прямими*** та ***опосередкованими***, або ***головними*** та ***другорядними***. ***Прямі чинники*** – ті, що безпосередньо впливають на склад води, її гідрохімічний тип (ґрунти, гірські породи); ***опосередковані*** – ті, що діють опосередковано, тобто через прямі чинники (наприклад, рельєф).

За характером впливу чинники, які зумовлюють формування хімічного складу природних вод, поділяються на такі групи: 1) ***фізико-географічні*** (рельєф, клімат, вивітрювання, ґрунтовий покрив); 2) ***геологічні*** (склад гірських порід, тектонічна будова, гідрогеологічні умови); 3) ***фізико-хімічні*** (хімічні властивості елементів, кислотно-лужні та окисно-відновні умови, змішування вод і катіонний обмін); 4) ***біологічні*** (діяльність рослин і живих організмів); 5) ***штучні (антропогенні, техногенні)*** – всі чинники, пов`язані з діяльністю людини.

Умови формування природних вод залежать від взаємодії та послідовності прояву зазначених чинників, неоднакових для поверхневих і підземних вод. Наприклад, фізико-географічні та біологічні чинники переважно впливають на склад поверхневих вод і є другорядними при формуванні підземних.

10.1. Фізико-географічні чинники

10.1.1. Рельєф

Рельєф належить до опосередкованих чинників, впливає на умови водообміну, від яких залежать мінералізація та хімічний склад природних вод. Ступінь розчленованості рельєфу зумовлює розміри поверхневого стоку й дренування підземними водами.

10.1.2. Клімат

Клімат передусім зумовлює метеорологічні чинники, від яких залежить режим поверхневих і підземних вод. Основними метеорологічними елементами є атмосферні опади, температура і випаровування .

Формування хімічного складу природних вод починається в атмосфері. З усіх природних вод найшвидші зміни мінералізації і складу спостерігаються в атмосферних опадах. Проте, незважаючи на таку мінливість, склад опадів в цілому є характерним для даної місцевості, відповідно до типу географічного ландшафту. Мінералізація атмосферних опадів переважно нижча, ніж у річках і озерних водах. Опади звичайно зменшують мінералізацію поверхневих і ґрунтових вод.

Температура повітря впливає на склад води як самосадочних озер, так і прісних поверхневих вод. В останньому випадку склад води змінюється внаслідок випадання з неї карбонату кальцію за підвищення температури. Тому влітку в умовах жаркого клімату трапляється садка кальциту в мілководних, добре прогрітих водоймах.

Хімічний склад води змінюється також під впливом низьких температур при промерзанні. В разі кристалізації льоду виділяються важкорозчинні сполуки, а в розчинах зберігаються найбільш легкорозчинні за низьких температур сполуки, до яких належать хлориди кальцію, магнію і натрію.

Випаровування є одним з важливих чинників формування мінералізації та хімічного складу поверхневих і ґрунтових вод. Найвагомішим цей чинник є в районах, де відношення сумарного випаровування до суми атмосферних опадів виявляється найбільшим, тобто в районах пустель, напівпустель і сухих степів. Під впливом випаровування в засолених поверхневих водоймах відбувається випадання солей в осад (спочатку менш, а потім більш розчинних). Води гідрокарбонатні перетворюються насамперед на сульфатні, а потім - сульфатно-хлоридні й навіть хлоридні.

10.1.3. Вивітрювання

Вивітрювання має суттєве значення у формуванні хімічного складу природних вод. Розрізняють ***фізичне, хімічне*** та ***біологічне*** вивітрювання гірських порід. На склад вод суттєво впливають два останніх види вивітрювання.

Хімічне вивітрювання гірських порід складається з процесів розчинення, гідролізу, гідратації й окиснення. Ці процеси екзотермічні, тобто протікають з виділенням тепла.

Хімічне вивітрювання поділяється на вуглекислотне й сірчанокислотне. Інтенсивність вуглекислотного вивітрювання визначається концентрацією CO_2 у водах. Проте з породою взаємодіє лише частина діоксиду вуглецю, яка називається агресивною, тобто є надлишковою відносно до рівноважного вмісту кальцію.

Вуглекислотне вивітрювання описується за схемою:

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftarrows Ca(HCO_3)_2 \rightarrow Ca^{2+} + 2HCO^-_3; \quad (10.1)$$

$$RSiO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftarrows RCO_3 + SiO_2 + H_2O. \quad (10.2)$$

Якщо вуглекислотне вивітрювання руйнує кальцієвий силікат, то, як свідчить друга реакція, утворюється слаборозчинний $CaCO_3$, а під дією подальшого процесу вуглекислотного вивітрювання утворюється більш розчинна сполука кальцію згідно з першою реакцією.

При сірчанокислотному вивітрюванні важливим компонентом є сірчана кислота, яка утворюється за окиснення сульфідів.

Сірчанокислотне вивітрювання має таку схему:

$$CaCO_3 + H_2SO_4 \rightarrow CaSO_4 + CO_2 + H_2O; \quad (10.3)$$

$$RSiO_3 + H_2SO_4 \rightarrow RSO_4 + SiO_2 + H_2O. \quad (10.4)$$

Завдяки спорадичному поширенню сульфідів у гірських породах сірчанокислотне вивітрювання інтенсивно виявляється у зонах сульфідного оруденіння. Особливістю вод цієї зони є сильна кислотність і високий вміст важких металів.

Біологічне вивітрювання найбільш інтенсивне там, де кількість атмосферних опадів перевищує випаровуваність, а температура досить велика. Утворюється висока концентрація організмів, які виділяють органічні

кислоти, що активно сприяють перетворенню кристалічних ґраток мінералів. Гумусові кислоти надають воді агресивності до гірських порід.

10.1.4. Ґрунти

Ґрунти збагачують воду йонами, газами, органічними речовинами. Вплив ґрунтового покриву на формування вод подвійний: з одного боку, ґрунти можуть збільшувати мінералізацію атмосферних опадів, які фільтруються крізь них, а з іншого – змінювати хімічний склад ґрунтових вод, що вступають з ґрунтами у взаємодію. Кількісно це визначається типом ґрунтів. Якщо вода просочується крізь бідні на солі торф`янисто-тундрові чи болотні ґрунти, вона збагачується на органічні речовини і лише малою мірою – йонами. Подібне спостерігається й у підзолистих ґрунтах. Значно більшу кількість солей (йонів) віддають у воду чорноземи й каштанові ґрунти. Найсильніше впливають на мінералізацію вод, які фільтруються, солончакові ґрунти.

Під час просочування води крізь ґрунт в результаті окиснення органічної речовини змінюється також і склад розчинених газів. Вміст кисню при цьому зменшується, а кількість CO_2 відповідно зростає. Діоксид вуглецю, що виділяється, є джерелом утворення гідрокарбонатних іонів:

$$CO_2 + H_2O \rightarrow H_2CO_3 \rightarrow H^+ + HCO_3^- . \qquad (10.5)$$

При взаємодії ґрунтових вод з ґрунтами, крім вилуговування солей, змінюється склад води внаслідок йонного обміну, процесів мінералоутворення чи заміщення мінералів, які вже є в ґрунті поряд з іншими. Інтенсивність перетворення залежить від типу ґрунту, вмісту в ньому колоїдів, здатних адсорбувати йони, а також обмінювати поглинуті йони водних розчинів. Вбирні комплекси ґрунтів розрізняються за своїм характером. Ґрунти середніх широт, наприклад чорноземи, звичайно мають у складі вбирного комплексу на першому місці кальцій, на другому - магній. У менших кількості присутні інші катіони. Ґрунти північних широт піддалися сильному вилуговуванню, до вбирного комплексу поряд з натрієм, кальцієм і магнієм входять йони водню.

10.2. Геологічні чинники

Гірські породи є провідним чинником формування мінералізації та хімічного складу природних вод. Головними розчинними мінералами, які переважно зумовлюють склад природних вод, є галіт NaCl, гіпс $CaSO_4 \times 2H_2O$, кальцит $CaCO_3$, доломіт $CaMg(CO_3)_2$. Такі добре розчинні мінерали, як мірабіліт, астраханіт, глауберит, мають локальне поширення. Залягаючи на глибині, кам`яна сіль збагачує води на хлориди натрію. Мінералізація вод у цьому випадку різко підвищується. Хлоридні натрієві високомінералізовані води й розсоли трапляються в багатьох районах земної кулі, їх розвиток збігається з поширенням соленосних фацій, при вилуговуванні яких вони утворюються.

Наявність у надрах гіпсовмісних фацій є причиною виникнення сульфатних кальцієвих вод, мінералізація яких становить близько 2–3 г/дм^3, що визначається розчинністю гіпсу. Гідрокарбонатні кальцієві води частіше

утворюються при розчиненні карбонатів кальцію, досить поширених у природі (вапняки, вапняковий цемент у пісковиках, вапнякові ґрунти тощо). За відсутності діоксиду вуглецю розчинність $CaCO_3$ в нормальних умовах становить лише 13 мг/дм^3. Розчинність карбонатів лужних металів різко зростає за наявності у воді CO_2, а в разі великої кількості діоксиду вуглецю розчинність $CaCO_3$ може перевищувати 1 г/дм^3 (вуглекислі мінеральні води).

Гідрокарбонатні магнієві води є винятком серед осадочних порід, що зумовлено рідкісністю мінералів відповідного складу. Магнезіальні води утворюються шляхом вуглекислотного вивітрювання багатих на магній виверженних порід (перидити, габро, дуніти). У звичайних умовах їх мінералізація не перевищує 0,5–0,6 г/дм^3.

Гідрокарбонатні натрієві (содові) води ($HCO_3^- > Mg^{2+} + Ca^{2+}$) найчастіше формуються за вивітрювання масивно-кристалічних осадочних порід, які містять натрій. Аніони HCO_3^-, виникаючи при розчиненні у воді CO_2, мають здебільшого біохімічне і частково повітряне походження. Поява йонів натрію у сполученні з гідрокарбонатами спостерігається за вивітрювання натрієвих польових шпатів тощо.

10.3. Фізико-хімічні чинники

10.3.1. Хімічні властивості елементів

Наявність у природній воді будь-якого елемента зумовлюється не тільки його загальним вмістом у породах і ґрунтах, а й міграційною здатністю (здатністю переміщуватися), яка залежить від фізико-хімічних констант даного йона та умов середовища. Сполучення внутрішніх і зовнішніх чинників і визначає поведінку хімічних елементів у природних водах. До ***внутрішніх чинників*** належать такі характеристики елементів: валентність, йонні радіуси, йонні потенціали; до ***зовнішніх*** - енергетика Землі, склад атмосфери, біогенні умови й клімат.

Поведінка йонів у водних розчинах залежить від валентності та йонних радіусів: чим більша валентність для багатьох металів, тим менш розчинні сполуки вони утворюють і, відповідно, нижча їх міграційна здатність. Одновалентні лужні метали переважно утворюють легкорозчинні сполуки (NaCl, Na_2SO_4, Na_2CO_3), двовалентні лужноземельні - менш розчинні ($CaCO_3$, $CaSO_4$, $MgCO_3$). Ще менш розчинні сполуки тривалентних металів (Al^{3+}, Fe^{3+}). Проте існують і винятки, такі, наприклад, як $MgSO_4$ - добре розчинна сіль, а AgCl розчиняється погано. Різновалентні йони одного елемента характеризуються різною рухливістю у водному середовищі.

Рухливість гідратованих йонів тим більша, чим більші йонний радіус і валентність. Згідно з цим найвища міграційна здатність має бути в йонів: $NO_3^- > Cl^- > SO_4^{2-} > CO_3^{2-}$; $K^+ > Na^+ > Ca^{2+} > M^{2+}$. Проте залежно від характеру середовища рухливість йонів значно змінюється. Наприклад, нітрати (NO_3^-) в результаті засвоєння їх рослинами і процесів денітрифікації найчастіше повністю затримуються у процесі руху. Лише в специфічних умовах вони накопичуються у ґрунтових водах. Рухливість калію значно нижча, ніж у кальцію й магнію внаслідок поглинання його рослинами і тваринами.

Міграційна здатність елементів залежить значною мірою від pH, при якому відбувається випадання гідроксидів. Багато хімічних елементів рухливі

у широкому діапазоні pH і можуть інтенсивно мігрувати як у кислому, так і в лужному середовищах (натрій, калій, цезій, літій, рубідій, фтор, бром, йод та ін.). У розбавлених розчинах осадження починається при більш високих pH.

10.3.2. Окиснювально-відновлювальні процеси

Окиснювально-відновлювальні процеси мають суттєвий вплив на міграційну здатність елементів, їх розсіювання та концентрацію. Розрізняють окиснювальні та відновлювальні умови. Всі ***окиснювальні умови*** характеризуються наявністю у водах вільного кисню атмосфери.

Крім кисню, окисниками можуть бути елементи, що мають високі ступені окиснення, такі як Fe^{3+}, Mn^{4+}, S^{6+}, Cu^{2+} та інші, а також азотна кислота та її солі, концентрована сірчана кислота, хлорна і бромна вода та інші хімічні елементи, здатні приймати електрони. Отже, головним критерієм окиснювальних умов є наявність вільного кисню у водах. За його нестачі таким показником є тривалентне залізо.

В підземних водах на певній глибині утворюється "киснева поверхня", нижче якої вода не містить вільного кисню. Глибина залягання цієї поверхні в умовах інтенсивного та тривалого водообміну в породах, які не містять органічних речовин (нафту, вугілля тощо), досягає сотень метрів, а в окремих випадках - глибини 1 км і більше від рівня підземних вод.

У ***відновлювальних умовах*** кисню немає, а з`являються такі гази, як NH_3, H_2S. Важливими агентами відновних реакцій у природних водах є мікроорганізми, які розкладають органічну речовину. В умовах відновлювального середовища тривалентне залізо і чотиривалентний марганець переходять у двовалентну форму, сульфати переходять у сульфіди. Наявність у водах H_2S призводить до осадження металів, які утворюють нерозчинні сульфіди, тобто PbS, ZnS, CuS, Ag_2S тощо.

Лужні та лужноземельні метали (Na, K, Ca, Mg) легко втрачають валентні електрони й переходять у стан позитивно заряджених катіонів, тому вони є також сильними відновниками. Вони розкладають воду, виділяючи з неї водень. Отже одним з головних критеріїв відновлювальних умов є двовалентне залізо (Fe^{2+}) та відсутність кисню.

Здатність до окиснення й відновлення характеризується ***окисно-відновним потенціалом*** *(Eh)* атомів та йонів, що вимірюється у вольтах, відносно до стандартної окисно-відновної реакції, потенціал якої дорівнює нулю. Такою реакцією вважають перехід водню з газоподібного стану до стану йона ($H_2 - 2e = 2H^+$). Наприклад, при окисненні йон гідроксиду заліза Fe^{2+} переходить в Fe^{3+}, віддаючи власний електрон. При цьому розчин гідроксиду заліза Fe^{3+} матиме вищий електричний потенціал, ніж розчин гідроксиду заліза Fe^{2+} .

Eh може бути негативним або позитивним. У першому випадку це означає, що дана система є більш окиснювальною порівняно із "стандартною водневою системою", у другому - вона належить до більш відновлювальної системи, ніж стандартна.

В природних водах *Eh* буває від +700 до -500 мВ. Поверхневі та ґрунтові води, які містять вільний кисень, мають вужчий інтервал *Eh* – від +150 до +700 мВ. Тріщинно-ґрунтові води виверженних порід на глибині 250-300 м мають *Eh* більше за 0. Підземні води нафтових родовищ мають *Eh* значно нижче за 0

(до 500 мВ). За таких умов розвиваються процеси відновлювання Fe^{3+}, SO_4^{2-} та ін.

10.3.3. Гідроліз солей

Багато речовин вступають у реакцію обмінного розкладання, яка називається гідролізом. При гідролізі спостерігається зрушення рівноваги дисоціації води $H_2O \rightleftarrows H^+ + OH^-$ за рахунок зв`язування одного з йонів розчиненої речовини з утворенням малодисоційованого або важкорозчинного продукту. ***Гідроліз*** - це хімічна взаємодія йонів розчиненої солі з водою, яка супроводжується зміненням реакції середовища. Внаслідок зворотності гідролізу рівновага цього процесу залежить від усіх чинників, які впливають на рівновагу йонного обміну.

Гідролізу підлягають солі слабких кислот і слабких основ. Солі, утворені сильною кислотою і сильною основою, гідролізу не підлягають. Як приклад можна навести процес гідролізу хлористого магнію:

$$MgCl_2 + 2HOH \rightleftarrows Mg(OH)_2 + 2HCl. \qquad (10.6)$$

У цьому випадку зв`язується OH^-, і рівновага зсувається в бік накопичення йонів водню. Розчин стає кислим. Тому природні води, які містять великі концентрації $MgCl_2$, агресивні щодо бетону (так звана “магнієва агресія”). Властивість кислот і основ віддавати йони H^+ і OH^- характеризується константами дисоціації. Кислоти у послідовності стосовно їхньої здатності знижувати pH природних вод наведені в табл.10.1.

Таблиця 10.1. Константи дисоціації кислот

Кислота	$K_{дис}$	Кислота	$K_{дис}$
HCl	1×10^{7}	H_2CO_3	$4{,}5\times10^{-7}$
H_2SO_4	1×10^{-3}	H_2S	6×10^{-8}
H_2AsO_4	6×10^{-3}	H_3BO_3	6×10^{-10}
HF	$6{,}6\times10^{-4}$	H_4SiO_4	$2{,}2\times10^{-10}$

Аналогічно розташовані константи дисоціації основ за здатністю підвищувати pH природних вод (табл.10.2).

Таблиця 10.2. Константи дисоціації основ

Основа	$K_{дис}$	Основа	$K_{дис}$
NaOH	5,9	$Mg(OH)_2$	$2{,}5\times10^{-3}$
LiOH	$6{,}75\times10^{-1}$	$Fe(OH)_2$	$1{,}3\times10^{-4}$
$Ca(OH)_2$	$4{,}3\times10^{-5}$	NH_4OH	$1{,}8\times10^{-5}$

За наявності у воді йонів деяких лужних металів (Na^+, K^+) та аніонів слабких кислот (HCO_3^-, CO_3^{2-}, H_2S^-, $H_2BO_3^-$, $HSiO_4^-$) виникає гідроліз цих аніонів, що призводить до розкладання води і зв`язування йона H^+ у сполуку, яка слабо дисоціює. Активність йона OH^- стає більшою, ніж активність H^+. Отже, інтенсивність зростання pH у реакціях гідролізу збільшується зі зменшенням константи дисоціації кислоти.

Оскільки в природних водах серед аніонів слабких кислот переважає йон HCO_3^-, то вважається, що лужність природних вод обумовлюється здебільшого гідролізом карбонатних йонів.

У формуванні кислотно-лужних умов велике значення має також гідроліз катіонів. За наявності у воді аніонів сильних кислот і елементів з низькими константами дисоціації гідроксидів або комплексних сполук трапляється зв`язування йона OH^-. Активність йона H^+ стає більшою, ніж активність OH^-, і зменшується pH розчину. Отже, зменшення pH у реакціях гідролізу катіонів є тим сильнішим, чим менша константа дисоціації основи.

Реакції гідролізу важливі при формуванні йонно-сольового складу природних вод - вони спричинюють розкладання складних породоутворювальних мінералів і перетворення їх у менш розчинні (переважно глинисті) сполуки шляхом заміщення катіонів породи на водневий йон води.

10.3.4. Змішування вод

Змішуваня вод – це один з найпоширеніших у природі процесів, який швидко протікає й охоплює одночасно дуже великі об`єми вод, що взаємодіють. Вперше детальні дослідження змішування підземних вод виконав у 1909 р. О.М. Огільві, потім у 1925 р. – В.П. Шишокін який запропонував аналітичне рівняння цього процесу як прямолінійного:

$$y = ax + в, \qquad (10.7)$$

де x і y – вміст двох складових частин у даному об`ємі води; a і $в$ - постійні параметри, загальні для даної пари частин.

Подальші дослідження свідчать, що висновки стосовно опису процесу змішування рівнянням прямої лінії достовірні лише у вузьких межах. Ймовірно причиною відхилення цього процесу від прямолінійного закону є осадження солі з розчинів, які змішуються.

Характер взаємодії визначається мінералізацією й хімічним складом вод, які змішуються. Так, інтенсивне випадання осаду трапляється при змішуванні вод, які містять несумісні солі-антагоністи, наприклад $NHCO_3$ і $CaSO_4$, Na_2SO_4 та $CaCl_2$. В результаті реакцій формується вода нового складу, відмінного від початкового.

У річках та озерах явище змішування поширене внаслідок впадання приток з різним хімічним складом вод, а також за рахунок живлення підземними водами та внаслідок скидання стічних вод. Тому склад води цих водних об`єктів не скрізь однаковий.

10.3.5. Катіонний обмін

Катіонний обмін є результатом взаємодії, з одного боку, дрібнодисперсної (глинистої) частини гірських порід, а з іншого – водного розчину. Через це він впливає як на фізичні властивості породи, так і на хімічний склад води.

Інтенсивність катіонного обміну залежить від багатьох чинників головними з яких є ступінь дисперсності породи, природа катіонів, що обмінюються, pH середовища, концентрація електролітів у розчині. Зазвичай чим вища дисперсність породи, тим більша здатність її до обміну. Тому вплив

катіонного обміну на хімічний склад відзначається в глинах і глинистих породах.

Вивчення обмінних реакцій свідчить, що поглинання катіонів за інших однакових умов залежить від їх валентності, тобто чим вища валентність, тим сильніше вони поглинаються й утримуються породою. Якщо ж катіони мають однакову валентність, поглинання зростає за відносною атомною масою. За енергією обміну катіони розташовуються в такому порядку (за К.К. Гедройцом):

$$H^+ > Fe^{3+} > Al^{3+} > Ba^{2+} > Ca^{2+} > Mg^{2+} > K^+ > Na^+. \quad (10.8)$$

Надзвичайна роль в реакціях катіонного обміну належать водню. Його енергія обміну не тільки вища, ніж в одновалентних, а й у двовалентних катіонів.

Якщо, наприклад, кальцієва вода циркулює серед порід, у вбирному комплексі яких міститься натрій, то кальцій, який має більшу енергію обміну, активно витіснятиме натрій з породи, посідаючи його місце. Внаслідок зворотності ця реакція не дійде до кінця, проте в результаті йони натрію досягнуть в розчині домінуючого значення й вода з кальцієвої стане натрієвою.

Впливає на поглинання катіонів і реакція середовища. Чим більше водневих йонів у воді (чим менше pH), тим сильніше вони перешкоджають проникненню інших катіонів до колоїдного комплексу. Обмінна властивість ґрунту підвищується при збільшенні pH розчину, з яким ґрунт перебуває в рівновазі. Зокрема, при зростанні pH середовища від 6 до 11 обмін може зростати у 2-3 рази.

Спостереження свідчать, що також із збільшенням концентрації елементів обмінна властивість зростає. Наприклад, якщо концентрація натрію достатньо висока, то частина йонів кальцію з вбирного комплексу буде витіснена йонами натрію.

Відповідно між вбирним комплексом породи й взаємодіючим з ним йонним складом води встановлюватиметься рухлива рівновага, за якої кількість поглинутих катіонів залежить як від адсорбційної здатності, так і від концентрації. Таку рівновагу йонного складу води з вбирним комплексом (ВК) породи зображують схемою:

$$2Na^+ + Ca^{2+}\ (ВК) \rightleftarrows Ca^{2+} + 2Na^+\ (ВК). \quad (10.9)$$

Рівновага зсувається вправо при збільшенні концентрації йонів Na^+ і вліво - при її зменшенні чи збільшенні вмісту йонів Ca^{2+}.

Розрізняють дві категорії катіонів у гірських породах: ті, що легко переходять у розчин і здатні брати участь у реакціях (обмінні катіони), та сильно закріплені в кристалічних ґратках мінералів, які важко переходять у розчин внаслідок руйнування ґраток при вивітрюванні (необмінні катіони).

У природних водах обмін переважно катіонний, а не аніонний. Пояснюється це тим, що колоїдний склад порід і ґрунтів утворюється здебільшого з SiO_2, Al_2O_3 та інших негативно заряджених міцел, завдяки чому вони поглинають заряджені катіони.

Процеси катіонного обміну інтенсивні в ґрунтових водах у глинистих, суглинкових і супіщаних породах, тобто в тих, що містять колоїди . За таких умов виникають сульфатні натрієві і гідрокарбонаті натрієві води.

10.4. Біологічні чинники

До цих чинників належать життєдіяльність рослин і тваринних організмів. Вони зумовлюють біогенну метаморфізацію природних вод, збагачують у деяких випадках води на мікрокомпоненти. Вибіркова здатність рослин накопичувати хімічні елементи полягає в тому, що окремі види рослин вбирають з розчину і накопичують у своїх тканинах надзвичайну кількість хімічних елементів.

10.4.1. Рослини

Серед рослин є так звана група фреатофітів, найбільш пов`язана з ґрунтовими водами. До неї належать осока, очерет, а також ціла низка видів деревної рослинності й кущів. Всі види фреатофітів мають добре розвинену кореневу систему, яка заглиблюється до 20–30 м.

До групи фреатофітів належать соленакопичувальні види рослин - галофіти, які мають здатність накопичення йонів натрію і хлору. Якщо, наприклад, кермек і полин ростуть на одному й тому ж ґрунті, то кермек вбирає переважно сульфати, а полин - хлориди.

Рослинність впливає на характер ґрунтових реакцій. Так, хвойні ліси сприяють збільшенню кислотності завдяки кислим властивостям їх органічних залишків (pH водної витяжки з хвої дорівнює 4). Трав`яниста рослинність, навпаки, сприяє накопиченню основ у ґрунтових розчинах.

Водні рослини змінюють газовий та хімічний склад водойм.

У процесі ***фотосинтезу*** вода збагачується киснем, зменшується і концентрація CO_2, який поглинається при цьому. Крім того, таким чином у водоймах створюється органічна речовина (первинна продукція):

світло

$$CO_2 + 2H_2O + 470\ кДж \rightarrow CH_2O + O_2 + H_2O \qquad (10.10)$$

хлорофіл

В цьому рівнянні CH_2O символізує вуглеводи. В цілому ж фотосинтез - досить складний багатоступінчастий процес, який включає сукупність фотохімічних і біохімічних процесів. Отже, в результаті життєдіяльності рослин водойми збагачуються на органічну речовину, необхідну для життєдіяльності тваринних організмів. Крім того, акумулюється хімічна енергія, яка створює умови для протікання багатьох хімічних реакцій.

10.4.2. Мікроорганізми

Мікроорганізми, особливо важливі в процесах метаморфізації хімічного складу природних вод, розвиваються як у поверхневих, так і в підземних водах, що залягають на глибині 1000 м і більше, при температурі від кількох градусів нижче нуля до 85-90 ^{0}C. Діапазон мінералізації вод, придатних для мікроорганізмів, також широкий – галофільні бактерії існують в солоних водах. Проте, в цілому високі мінералізація і температура пригнічують діяльність бактерій.

Бактерії бувають ***аеробні*** та ***анаеробні***. Перші живуть і розвиваються лише за наявності вільного кисню, який використовується для дихання, другі - в разі його нестачі, а необхідний для них кисень беруть з органічних сполук (наприклад, вуглеводів) чи з мінеральних солей - нітритів, сульфатів тощо.

Аеробні умови характерні для поверхневих вод суходолу, зокрема для річок, озер і неглибоких морів. Анаеробна бактеріальна діяльність трапляється в застійних водних басейнах - болотах, лиманах, на дні глибоких морів і в товщі осадочних порід нижче зони аерації.

В поверхневих і підземних водах виявлено різні групи бактерій: десульфуючі, сульфатредукуючі бактерії, амоніфікатори, денітрифікатори й багато інших. Десульфуючі бактерії належать до числа анаеробних організмів і сприяють відновленню сульфатів та утворенню сірководню.

Десульфування призводить до того, що з води зникають сульфатні йони, з`являються H_2S і CO_2, змінюється хімічний тип води:

$$C_6H_{12}O_6 + 3Na_2SO_4 \rightarrow 3\ CO_2 + 3Na_2CO_3 + 3H_2S + H_2O + Q \qquad (10.11)$$

Десульфування сульфатних натрієвих вод сприяє утворенню карбонатних натрієвих (содових вод).

У поверхневих водах можуть протікати процеси, в результаті яких H_3S окиснюється до S_2 сіркобактеріями:

$$2H_2S + O_2 \rightarrow S_2 + 2H_2O; \qquad (10.12)$$

$$S_2 + 3O_2 + 2H_2O \rightarrow 2H_2SO_4. \qquad (10.13)$$

Амоніфікатори - бактерії, які спричиняють виникнення аміаку за рахунок розкладу органічних речовин, що містять у своєму складі білок. Нітрифікатори окиснюють аміак до нітритів і нітратів.

Денітрифікатори розкладають нітрити і нітрати з виділенням вільного азоту:

$$2HN_3 \rightarrow 2HNO_2 \rightarrow 2HNO \rightarrow N_2\uparrow. \qquad (10.14)$$

Впливають на хімічний склад природних вод і залізобактерії. Вони здатні відкладати гідроксид заліза (гідрогель) $Fe_2(OH)_6$:

$$2FeCO_3 + 3H_2O + 1/2\ O_2 \rightarrow Fe_3(OH)_6 + 2CO_2 + Q \qquad (10.15)$$

Залізобактерії здатні відкладати і марганець. Мають найбільшу активність у холодних водах (5-10 ^{0}C), інколи утворюють великі скупчення.

В процесі життєдіяльності мікроорганізми впливають на газовий режим водойм і хімічний склад води. При диханні мікроорганізмів поглинається кисень і виділяється діоксид вуглецю:

$$C_6H_{12}O_6 + 6CO_2 \rightarrow 6CO_2 + 6H_2O + 2820\ кДж \qquad (10.16)$$

Це рівняння характеризує загальний баланс речовин при диханні. На противагу від фотосинтезу даний процес супроводжується утворенням молекул води.

Мікроорганізми розкладають у водоймах залишки відмерлих рослинних і тваринних організмів. Такий процес може закінчуватися повним розкладом органічних речовин з утворенням простих мінеральних сполук (CO_2, H_2O, CH_4 тощо). Ця діяльність мікроорганізмів важлива для природного очищення вод (процесів самоочищення).

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

10.5. Антропогенні чинники

До них належать усі чинники, що впливають на формування складу вод внаслідок діяльності людини. Антропогенні чинники ще називають ***техногенними***. За характером впливу вони поділяються на хімічні й фізичні.

Хімічний вплив – це находження до водних об`єктів речовин із стічними водами, з атмосфери, а також з інших джерел, що змінює природний хімічний склад вод.

Фізичний вплив – це зміни фізичних параметрів (температури, *Eh* тощо). Обидва впливи називають антропогенним забрудненням, а речовини, які надходять при цьому – забруднювальними. Загальним для них є способи проникнення у водні об`єкти: пряме чи розсіяне скидання стічних вод (і твердих відходів) промисловості, житлово-комунального і сільського господарства; надходження з атмосфери; при експлуатації суден; з донних відкладів тощо.

У результаті антропогенного впливу в природні води потрапляють як йони, подібні до тих, що звичайно входять до складу незабруднених вод (хлориди, сульфати, натрій тощо), так і компоненти, які в природних водах не спостерігаються (пестициди, синтетичні поверхнево-активні речовини, деякі важкі метали). Поширення забруднювальних речовин у прісноводних екосистемах має певні закономірності.

Отже, антропогенні чинники можуть спричиняти: зростання (або зниження) концентрації у природних водах компонентів, присутніх у незабруднених водах; зміни спрямованості природних гідрохімічних процесів; збагачення природних вод сторонніми речовинами.

Наприклад, зміни у спрямованості гідрохімічних процесів можуть виникати через нафтову плівку, яка утворилася внаслідок аварійних скидів із суден на межі поділу фаз повітря – вода, оскільки вона значною мірою зумовлює хімічний та біологічний цикли, зокрема стан карбонатної системи. Це також впливає на фізичні характеристики – перенесення кисню, проникнення світла, випаровування. Крім того, речовини, які містяться у плівці, можуть бути центрами комплексоутворення з металами. При розтіканні плівки нафти поверхнею води вона утворює мультимолекулярний шар, який здатний вкрити великі поверхні. Приблизно 15 т мазуту протягом 6-7 діб розтікається і вкриває поверхню близько 20 км^2.

Сторонніми природним водам сполуками й елементами, які надходять внаслідок антропогенного впливу, вважають пестициди, синтетичні поверхнево-активні речовини (СПАР), деякі органічні сполуки, окремі важкі метали.

Виявлено, що у природні води потрапляє більш ніж 30 мікроелементів за рахунок господарської діяльності. Найбільшу рухливість мають елементи групи молібдену, селену, урану й ванадію, якщо вони містяться у вигляді оксидів. Рухливість залежить від pH. Наприклад, у кислому середовищі висока рухливість характерна для Mo, V, U, Se, Sr, Zn, Cu, Ni, Hg, As, Cd та інших, у лужному й нейтральному – Mg, F, Sr, Ra. Варто відзначити, що у нейтральному середовищі дуже низька рухливість у таких елементів, як Al, Ti,

Sn, Ag, Te, Cr, Zn, Cu, Co, Ni, Hg. Мікроелементи природного й антропогенного походження змішуються, тому виникають труднощі при визначенні їх за генезисом у валовому вмісті мікроелементів у воді.

Контрольні питання до розд. 10

1. Що таке прямі та опосередковані чинники впливу на формування хімічного складу природних вод?

2. Перерахувати чинники впливу на формування хімічного складу природних вод?

3. Охарактеризувати в загальному фізико-географічні чинники впливу на формування хімічного складу природних вод?

4. Охарактеризувати вплив клімату на формування хімічного складу природних вод?

5. Охарактеризувати вплив вивітрювання на формування хімічного складу природних вод?

6. Охарактеризувати вплив ґрунтів на формування хімічного складу природних вод?

7. Охарактеризувати геологічні чинники впливу на формування хімічного складу природних вод?

8. Охарактеризувати в загальному фізико-хімічні чинники впливу на формування хімічного складу природних вод?

9. Охарактеризувати в загальному біологічні чинники впливу на формування хімічного складу природних вод?

10. Охарактеризувати антропогенні чинники впливу на формування хімічного складу природних вод?

11. СИСТЕМАТИЗАЦІЯ ДАНИХ. КЛАСИФІКАЦІЇ ВОД ЗА ХІМІЧНИМ СКЛАДОМ ТА МІНЕРАЛІЗАЦІЄЮ

11.1. Вираження результатів аналізу проб води

У гідрохімічній практиці результати аналізу проб води виражаються відповідно до їх типу:

1) ***головні йони*** при загальній мінералізації води більше 1 г/дм^3 (г/л) часто виражаються в проміле (‰, особливо в океанологічній практиці), менше 1 г/дм^3 – в мг/дм^3, оскільки за даних умов 1 дм^3 води практично дорівнює 1 кг;

2) ***розчинені гази*** (O_2, N_2, CO_2 H_2S, CH_4 тощо) – кількістю мг, розчинених в дм^3, а в океанологічній практиці – кількістю мл, які містяться в 1 дм^3 води (мл/дм^3, чи % за об'ємом);

3) ***біогенні елементи*** (сполуки азоту, фосфору і кремнію) – кількістю мг, які містяться в 1 дм^3 води (мг/дм^3), а іноді і в мкг на 1 дм^3 води (мкг/дм^3); в океанологічній практиці – в мкг чи мкмолях індивідуального елемента, що міститься в 1 дм^3 води;

4) ***мікроелементи*** – в мг/дм^3, мкг/дм^3 або у вигляді степеневого виразу, наприклад $1{,}6\times10^{-5}$ г/дм^3.

Існують різні підходи до систематизації даних про хімічний склад природних вод. Насамперед, це класифікації, які ґрунтуються на різних принципах і використовуються з різною метою. Єдиної універсальної класифікації природних вод не існує. Наприклад, для мінеральних вод можуть застосовуватися класифікація В.О. Олександрова та класифікація В.В. Іванова і Г.О. Невраєва, для поверхневих вод – класифікація О.О. Алекіна. Вони досить зручні в практичному використанні. Переважна більшість класифікацій враховує лише головні аніони (Cl, SO_4^{2-}, HCO_3^-) і катіони (Na^+, Ca^{2+}, Ma^{2+}) природних вод, відображаючи зміни їх гідрохімічних типів вод.

Розглянемо окремі класифікації вод за хімічним складом, поширені в гідрохімічній практиці.

11.2. Класифікація поверхневих вод за переважаючими йонами

11.2.1. Класифікаця О.О. Алекіна

Класифікація застосовується для поверхневих вод. В її основу покладено два принципи: переважаючих йонів та співвідношень між йонами. Переважаючими вважаються йони з найвищим відносним вмістом у відсотках у перерахунку на кількість речовини еквівалента.

Всі природні води за переважаючим аніоном поділяються на ***три класи***: гідрокарбонатні; сульфатні; хлоридні. За ними визначають у загальних рисах гідрохімічну характеристику води (рис. 11.1).

До першого класу належить більша частина маломінералізованих вод річок, озер і деяких підземних вод. До третього – переважно високомінералізовані води океану, морів, соляних озер, підземні води закритих структур тощо. Води другого – сульфатного класу за поширеністю й

мінералізацією є проміжними між гідрокарбонатними і хлоридними. Генетично вони пов'язані з деякими осадочними породами.

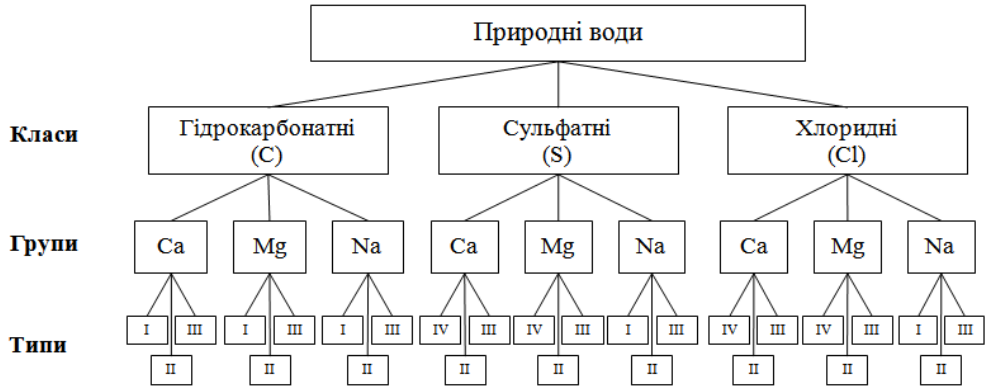


Рис. 11.1. Схема класифікації природних вод О.О. Алекіна за переважаючими аніонами та катіонами

Кожний клас поділяється за переважаючим катіоном на ***три групи вод*** – кальцієву, магнієву і натрієву, кожна група – на ***чотири типи вод***, які зумовлюються співвідношенням між йонами у відсоток – еквівалентах.

Перший тип характеризується співвідношенням $HCO_3^- > Ca^{2+} + Mg^{2+}$. Води цього типу лужні, м'які, утворюються при розчиненні продуктів вивітрювання вивержених порід, які містять значну кількість натрію і калію. Води першого типу найчастіше маломінералізовані, проте у безстічних озерах трапляються й з високою мінералізацією. До першого типу належать також деякі води нафтових родовищ.

Другий тип характеризується співвідношенням $HCO_3^- < Ca^{2+} + Mg^{2+} < HCO_3^- + SO_4^{2-}$. Води цього типу формуються при взаємодії з деякими осадочними породами і продуктами вивітрювання корінних порід. До цього типу належить більшість вод річок, озер і підземних вод малої та помірної мінералізації.

Третій тип характеризується співвідношенням $HCO_3^- + SO_4^{2-} < Ca^{2+} + Mg^{2+}$, або, що те ж саме, $Cl^- > Na^+$. Генетично води цього типу є змішаними і метаморфізованими, формуються в результаті випаровування молекул води і катіонного обміну (звичайно Na^+ розчину на Ca^{2+} і Mg^{2+} ґрунтів і порід). До них належать води океану, морів, лиманів, багатьох соляних озер, більшість сильномінералізованих вод.

Четвертий тип характеризується виразом $HCO_3^- = 0$, тобто води цього типу кислі й не належать до класу гідрокарбонатних вод, а лише сульфатного і хлоридного класів у групах Ca^{2+} і Mg^{2+}. Кислі води формуються при вивітрюванні та розробці сульфатних родовищ і багатих на сульфіди вугільних покладів; при вулканічній діяльності (кратерні озера, гарячі джерела); при активних сульфатредукувальних процесах (води грязьових вулканів і нафтових родовищ); у північних і вологих регіонах (тундрові води, торф'яників і лісів). Це зумовлює належність до цього типу рудникових,

болотних, вулканічних, а також природних вод, сильно забруднених промисловими стічними водами.

Класи, групи і типи позначаються відповідними символами. Клас – аніонами: символ С означає HCO_3^-, символ S – SO_4^{2-}, відповідно Cl – Cl^-; група – катіонами: Na^+, Ca^{2+}, і Mg^{2+}; тип – римською цифрою. Символи записуються таким чином: C_I^{Ca} (гідрокарбонатний клас, група кальцію, тип перший), S_{II}^{Mg} (сульфатний клас, група магнію, тип другий) або для складнішого випадку – $SCl_{III}^{Na,\ Mg}$ (сульфатно-хлоридний клас, група натрію і магнію, тип третій). Другий аніон чи катіон уводиться в індекс, якщо його вміст до 5 % у перерахунку на кількість речовини еквівалента поступається першому йону.

До індексу додається значення мінералізації (знизу, з точністю до 0,1 г/дм^3) і загальної твердості (жорсткості) – зверху, з точністю до цілих одиниць речовини еквівалента у мілімолях на дм^3). Наприклад, $C_{II}^{Ca}{}_{0,5}{}^{6}$ означає, що вода гідрокарбонатного класу, групи кальцію, типу II, з мінералізацією 0,5 г/дм^3, твердістю 6,0 ммоль-екв/дм^3.

11.2.2. Формула Курлова

Добре наочне зображення даних про хімічний склад природних вод дає формула Курлова, яка була спочатку запропонована для підземних вод. Згодом її почали застосовувати й для поверхневих вод.. Ця формула є псевдодробом, у чисельнику якого зліва направо записуються аніони (у відсотках кількості речовини еквівалента) в порядку зменшення. У знаменнику таким же чином записуються катіони. Зліва до дробу записується загальна мінералізація води в грамах на 1 дм^3. Для запису у формулі Курлова визначальним є вміст йона понад 25 %-екв.

Наприклад, склад води річки за однією з проб можна виразити наступним чином:

$$0{,}36\ \frac{HCO_3\ 45\ SO_4\ 36}{Ca\ 52\ Mg\ 30} \qquad (11.1)$$

Що означає з формули: вода гідрокарбонатно-сульфатна кальцєво-магнієва з мінералізацією 0,36 г/дм^3. Йони, які мають менший вміст ніж 25 %-екв. у цю формулу не записувалися.

11.3. Класифікація природних вод за мінералізацією

Мінералізація води – це кількість розчинених у воді мінеральних речовин, яка визначена за допомогою аналізів.

Серед дослідників немає єдиної думки щодо принципів розподілу природних вод за мінералізацією. Граничні значення ступеня мінералізації вод обґрунтовуються або з теоретичних позицій, або з урахуванням практичного значення типу води.

Загальноприйнятим є лише ступінь мінералізації, який характеризує межу ***прісних вод*** (1 г/дм^3) – табл. 11.1. Варто зазначити, що у більшості країн 1 г/дм^3 є верхньою межею мінералізації питної води в централізованому водопостачанні.

Таблиця 11.1. Класифікація природних вод за ступенем мінералізації

Води	Мінералізація води		Автор класифікації
	г/дм^3	‰	
Прісні Солонуваті Солоні Розсоли	< 1,0 1,0–10,0 10,0–50,0 > 50,0		*В.І. Вернадський* (1933–1936)
Прісні дуже прісні нормально прісні тверді прісні ***Солоні*** солонуваті слабосолоні сильносолоні ***Розсоли*** дуже слабкі слабкі міцні дуже міцні	<1,0 1,0–36,0 >36,0 36,0–75,0 75,0–150,0 150,0–320,0 >320,0		*І.К. Зайцев* (1945, 1972)
Ультрапрісні Прісні Підвищеної мінералізації Солонуваті Солоні Підвищеної солоності	<0,2 0,2–0,5 0,5–1,0 1,0–3,0 3,0–10,0 10,0–35,0		*О.М. Овчинников* (1954)
Прісні Солонуваті Морської солоності Розсоли		<1,0 1,0–25,0 25,0–50,0 >50,0	*О.О. Алекін* (1970)
Прісні Мінералізовані Слабосолоні Середньосолоні Океанічні Розсоли		<1,0 1,0–3,0 3,0–10,0 10,0–35,0 35,0 >35,0	Комісія ЮНЕСКО з використання солоних вод (1995)
Дуже прісні Помірно прісні Прісні з підвищеною мінералізацією Слабосолоні Середьосолоні Солоні Сильносолоні Розсоли	< 0,1 0,1–0,5 0,5–1,0 1,0–3,0 3,0–15,0 15,0–35,0 35,0–50,0 > 50,0		*В.К. Хільчевський* (2003)

11.4. Класифікація природних вод за твердістю

Твердість (жорсткість) води – властивість води, зумовлена наявністю в ній розчинених солей кальцію і магнію. Води з високою твердістю не придатні для водопостачання (табл. 11.2).

Таблиця 11.2. Класифікація природних вод за твердістю

Назва води за твердістю	Значення твердості, ммоль/дм^3
Дуже м'які	до 1,5
М'які	1,5–3,0
Середні	3,0–6,0
Тверді	6,0–10,0
Дуже тверді	> 10,0

Контрольні питання до розд. 11

1. Яка розмірність застосовується для вираження концентрації головних йонів?

2. Яка розмірність застосовується для вираження концентрації розчинених газів?

3. Яка розмірність застосовується для вираження концентрації мікроелементів?

4. Які принципи покладено в основу класифікації природних вод за переважаючими аніонами і катіонами О.О. Алекіна?

5. Скільки класів, груп і типів природних вод виділяється у класифікації за переважаючими аніонами і катіонами?

6. Назвати класи і групи у класифікації за переважаючими аніонами і катіонами

7. Що відображає формула Курлова?

8. У яких одиницях виражається мінералізація прісних і солонуватих вод?

9. У яких одиницях виражається мінералізація розсолів?

10. Проаналізувати класифікацію природних вод за ступенем мінералізації В.К. Хільчевського.

12. ГІДРОХІМІЯ АТМОСФЕРНИХ ОПАДІВ

Атмосфера Землі – це гетерогенна система, яка складається з газового середовища з розсіяними в ньому дисперсними частинками рідкої і твердої речовин у завислому стані. Газоподібні речовини, з яких складається атмосфера, це 78 % – азот молекулярний, 20,95 % – кисень молекулярний, 0,93 % – аргон; 0,03 % – діоксид вуглецю. Крім того, присутні і мізерні кількості водню, неону, гелію, криптону, ксенону, радону, пилу й водяної пари.

12.1. Ядра конденсації в атмосфері

Дисперсну фазу (ядра конденсації) складають: пилоподібні мінеральні частинки кори вивітрювання, високодисперсні агрегати розчинних солей різного ступеня зволоженості, найменші краплі розчинів газових сумішей (SO_2, HCl та інші), частинки диму, органічні речовини різного складу, найдрібніші організми та їх залишки (спори, пилок рослин, мікроби), що перебувають у завислому стані

Частинки дисперсної фази мають широкий діапазон розмірів. Верхня межа лімітується можливістю перебування у повітрі в завислому стані (радіус 2×10^{-3} см, або близько 20 мк). За розмірами вони поділяються на три групи: а) найдрібніші з радіусом меншим, ніж 2×10^{-5} см; б) великі з радіусом 2×10^{-5} – 2×10^{-4} см; в) гігантські з радіусом більшим за 10^{-4} см (тобто більшим за 1 мк).

Кількість частинок зменшується з висотою. Розподіл їх залежить від руху повітря в горизонтальному чи вертикальному напрямках, турбулентного перемішування, процесів конденсації, гравітаційного осідання тощо. На концентрацію частинок суттєво впливають підстильна поверхня, віддаленість від населених пунктів і океану – їхня кількість набагато більша над містами, ніж над сільською місцевістю; більша над рівниною, ніж над горами; більша над суходолом, ніж над океаном (табл. 12.1).

Джерела надходження ядер конденсації в атмосфері:

1) ***еолова ерозія***, що спричинює у приземному шарі повітря постійну значну кількість мінерального пилу (частинки глинистих і піщаних порід, ґрунтів, дрібні кристали солей із солончаків, солонців, узбережжя соляних озер, дна висохлих соляних озер, залишки рослин і тварин тощо), який переноситься вітром;

2) ***винесення солей з поверхні льоду*** – частина розсолу при замерзанні солоної води під тиском зростаючих кристалів льоду надходить на його поверхню, утворюючи сухі солі;

3) ***винесення солей з водної поверхні*** – у найпростішому вигляді механізм винесення солей можна уявити як чисто механічний процес: відривання найдрібніших крапель води з гребенів хвиль вітром (крупні частинки морської води осідають в межах 200–250 м від берега після того, як переносяться повітряним потоком на невеликій висоті 1–3 м); на відстані близько 200 м кількість перенесених солей знижується до 17 % від початкової; менші частинки аерогідрозолю морської води, які підхоплюються конвекційними струменями, переносяться на значно більші відстані; винесення солей у прибережній зоні легко помітити навіть на повсякденних речах (наліт на склі вікон, листі тощо), виявляються сольові частинки і в повітрі (відчувається солонуватий присмак на губах при сильному вітрі з моря);

4) ***продукти вулканічних виверженнь*** – тверді частинки і гази потрапляють на значні висоти в результаті сильних струменів повітря, які утворюються при виверженні, багато газів (HCl, SO_2) досить легко вступають в реакції з ядрами конденсації в атмосфері або адсорбуються на їх поверхні; 5) *господарська діяльність людини*.

Таблиця 12.1. Концентрація ядер конденсації в атмосфері (радіус менший за 2×10^{-5} см) залежно від характеру місцевості (за Х. Ландсбергом)

Район	Концентрація в 1 дм^3		
	середня	максимальна	мінімальна
Промислове місто	147 000	379 000	49 000
Місто	34 300	114 000	5900
Сільська місцевість	9500	66 500	1050
Гори (висота, *м*)			
500–1000	6000	36 000	1390
1000–2000	2130	9830	450
понад 2000	9500	5300	160
Суходіл (берег моря)	9500	33 400	1560
Острови	9200	43 600	460
Океан	940	4680	840

Зменшується кількість твердих частинок та хімічних компонентів в атмосфері під дією лише двох процесів: захоплювання аерозолів і газів атмосферними опадами всіх видів (дощ, сніг, роса, іній, град) – вологе осадження; осадження аерозолів на поверхню в результаті гравітаційної седиментації – сухе осадження. Дослідження свідчать про закономірне зростання концентрації солей у хмарах зі зменшенням висоти. Основна частина хімічного складу атмосферних опадів формується нижче хмар і в приземному шарі.

Краплі дощу чи снігу при паданні з хмар захоплюють (вимивають) з повітря значну кількість мінеральних речовин, що є наслідком високорозвинутої поверхні крапель. Можна підрахувати, що крапля дощу діаметром 2 мм, падаючи з висоти 1 км, омиває на своєму шляху 12,4 дм^3 повітря. Сумарна поверхня крапель такого ж розміру при подрібненні 1 дм^3 дощової води дорівнюватиме 3 м^2, а омивати ці краплі будуть повітря об'ємом 3 млн дм^3. Для усунення з опадів найкрупніших частинок, які перебувають нижче хмар, треба значно більше дощової води, ніж для дрібніших.

Велике значення мають умови періоду, що був перед випадінням атмосферних опадів. Повітря, яке довго не промивалося опадами, характеризується вищою концентрацією мінеральних частинок порівняно з опадами, які випали одразу за першим дощем.

12.2. Хімічний склад атмосферних опадів

Хімічний склад атмосферних опадів, незважаючи на нестабільність, загалом відображає характерні риси даної місцевості і тип її ландшафту.

Мінералізація атмосферних опадів зазвичай нижча, ніж мінералізація поверхневих і підземних вод. Від поверхневих і підземних вод опади відрізняються не лише мінералізацією, а й характером домінуючих йонів та

вмістом органічної речовини. Вони відносно збагачені іонами SO_4^{2-} і частіше, ніж інші води, характеризуються співвідношенням $SO_4^{2-} > HCO_3 > Cl^-$.

Великого питомого значення в атмосферних опадах набувають компоненти біогенного походження K^+, NH_4^+, NO_3^-, концентрація яких іноді досягає 20–25 % кількості еквівалентів. Із врахуванням зональності атмосферних опадів розрізняють шість основних груп, в яких переважають наступні йони: 1) Cl^- і Na^+; 2) SO_4^{2-} і Na^+; 3) SO_4^{2-} і Ca^{2+}; 4) SO_4^{2-}, HCO_3^- і Ca^{2+}; 5) HCO_3^- і Ca^{2+}; 6) HCO_3^- і Na^+.

Показник pH атмосферних опадів завжди нижчий, ніж 7,0, найчастіше він має значення в межах 5–6, а іноді спостерігаються і нижчі значення – до 4,6 («кислі дощі»).

12.3. Вміст мінеральних речовин в атмосферних опадах України

Середня мінералізація атмосферних опадів у північних районах України складає близько 20 мг/дм^3, збільшуючись у напрямку півдня в степовій зоні до 80 мг/дм^3, а в приморських районах може перевищувати 100 мг/дм^3 (рис. 12.1).

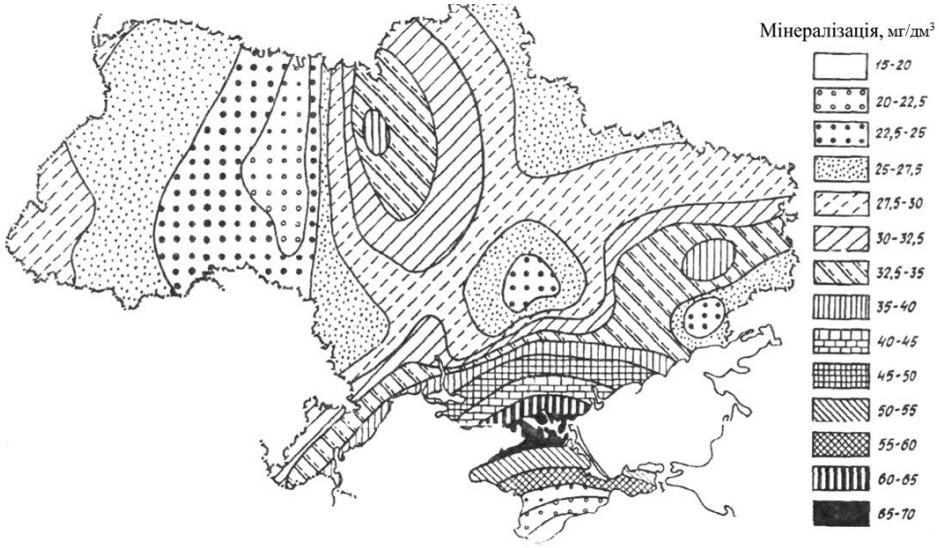


Рис. 12.1. Середньорічна мінералізація атмосферних опадів на території України, мг/дм^3

Щодо ***головних йонів***, то атмосферні опади над територією України характеризуються переважанням у них сульфатного аніона та магнієвого катіона (табл. 12.2). В розподілі середніх (найімовірніших) концентрацій в опадах сульфатного йона відзначається певна закономірність – нижчі значення відповідають зоні мішаних лісів (9,2–9,5 мг/дм^3), а вищі (12–12,9 мг/дм^3) – лісостеповій та степовій. Найбільші концентрації SO_4^{2-} трапляються в степовій зоні (Євпаторія) – 22,1 мг/дм^3.

Таблиця 12.2. Середній вміст хімічних компонентів в атмосферних опадах України, мг/дм^3

Пункт	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	K^+	Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	NH_4^+	$\sum i$
Зона мішаних лісів									
ст. Тетерів, Київська область	1,8	9,2	2,7	0,75	1,3	1,6	1,3	0,8	20,6
Лісостепова зона									
м. Київ	1,4	14,4	11,3	0,6	1,6	0,4	5,9	0,7	26,3
м. Кобеляки, Полтавська область	2,5	12,9	4,0	0,8	1,9	1,8	2,5	0,8	27,2
Карпатська гірська країна									
м. Берегове, Закарпатська область	2,5	13,6	4,2	0,9	1,6	2,0	2,2	1,3	28,3
Степова зона									
м. Бобринець, Кіровоградсьька область	2,1	10,2	9,2	0,7	1,5	1,9	2,2	1,0	28,9
с. Лошкарівка, Дніпропетровська область	2,3	12,0	1,7	0,7	1,1	1,4	2,4	1,5	22,9
м. Волноваха, Донецька область	3,0	11,0	2,9	0,6	1,5	1,4	2,4	1,3	24,0
м. Одеса	6,0	18,2	6,0	1,0	2,6	2,1	3,4	0,8	35,1
Асканія-Нова	8,6	9,5	38,1	1,5	13,3	2,1	9,4	–	82,4
м. Євпаторія	24,4	22,1	46,0	–	9,1	4,1	23,0	–	128
Кримська гірська країна									
Нікітський ботанічний сад	2,7	7,0	35	0,6	1,5	1,6	2,1	–	18,5

В атмосферних опадах Києва також спостерігається підвищений вміст SO_4^{2-} (14,4 мг/дм^3), що може бути пов'язане з впливом антропогенних чинників. Розрахункові значення коливання концентрацій SO_4^{2-} становлять: для мішаних лісів – 1,8–24 мг/дм^3, лісостепової зони – 3–31,0 мг/дм^3 та степової – 4–54 мг/дм^3. У цілому середні мінімальні концентрації SO_4^{2-} на території України відрізняються від максимальних в три рази.

Другим після сульфатного йона серед аніонів за абсолютним вмістом є гідрокарбонатний йон, концентрації якого коливаються від 1,7 мгдм^3 (Лошкарівка) до 46 мгдм^3 (Євпаторія). В розподілі HCO_3^- по території країни чітких закономірностей не спостерігається.

Стосовно йона хлору, то відзначається деяке збільшення середніх його значень від 1,8–2 мгдм^3 – на Поліссі до 2,1–3 мгдм^3 на іншій території, більш значне – для Одеси (6 мгдм^3) та Євпаторії (24,4 мгдм^3).

Основні катіони за вмістом в атмосферних опадах можна розмістити наступим чином: Mg^{2+}, Ca^{2+}, Na^+, NH_4^+, K^+. Визначальними в хімічному типі атмосферних опадів є Ca^{2+} Mg^{2+}.

12.4. Надходження мінеральних речовин з атмосферними опадами

Географічний розподіл надходження мінеральних речовин на одиницю площі відрізняється від розподілу концентрацій цих речовин в опадах, оскільки залежить від суми атмосферних опадів. Найбільша кількість на земну поверхню потрапляє з опадами сірки (0,5–0,6 т/км^2 у північних районах України, 1,6–2,6 т/км^2 – у південних). Дещо менше надходить з опадами кальцію (0,3–1,3 т/км^2). І ще менше – азоту (0,2–0,4 т/км^2). Ці величини також зростають з півночі на південь.

Інший розподіл характерний для хлору. Максимальна кількість (понад 1 т/км^2) випадає на узбережжі Чорного моря, що пояснюється виносом хлору з морської води в повітря. Величини річних надходжень окремих йонів в межах фізико-географічних зон України (табл. 12.3) засвідчують, що в цілому на території країни щорічно випадає з атмосферними опадами 7,3 млн т розчинених мінеральних речовин, зокрема в зоні мішаних лісів – 1,22 млн т, в зоні лісостепу – 3,03 млн т, в зоні степу – 2,0 млн т, в Гірських Карпатах – 0,62 млн т, в Кримській гірській країні – 0,12 млн т.

Таблиця 12.3. Величини річних надходжень розчинених мінеральних речовин з атмосферними опадами на територію України (в чисельнику – тис. т, у знаменнику – т/км^2)

Природний регіон	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	$\sum i$
Полісся	80,8 0,8	92,9 0,9	129 1,4	238 2,7	562 6,1	113 1,2	1216 13,1
Лісостеп	231 1,1	195 0,8	265 1,2	659 2,9	1385 6,1	292 1,1	3097 13,2
Степ	173 0,9	136 0,6	177 0,9	329 1,6	933 4,3	247 1,2	1995 9,5
Передкарпаття	22,0 1,5	20,1 1,5	25,0 1,8	43,1 2,9	136,0 9,7	25,0 1,6	271 19,0
Гірські вулканічні Карпати	50,8 2,4	46,2 2,2	57,5 2,8	98,8 4,7	313 15,0	57,5 2,8	624 29,9
Закарпатська рівнина	4,5 1,7	4,1 1,6	5,1 1,9	8,8 3,3	27,7 10,6	5,1 1,9	55,3 21,1
Кримська гірська країна	12,7 1,5	8,6 1,1	11,2 1,3	34,1 4,1	35,6 4,2	13,7 1,6	116 13,8
Україна в цілому	578 0,9	503 0,8	670 1,1	1411 2,4	3392 5,6	753 1,3	7303 12,1

Модуль надходження розчинених мінеральних речовин (кількість надходження розчинених мінеральних речовин у розрахунку на 1 км^2) становить 12,1 т/км^2, зокрема в Криму, на Поліссі і в лісостеповій зоні – понад 13 т/км^2 в кожному регіоні, в степовій зоні – 9,5 т/км^2, в Передкарпатті – 19,0 т/км^2, в Гірських Карпатах – 29,9 т/км^2, в Закарпатті – 21,1 т/км^2 (рис. 12.2–12.4).

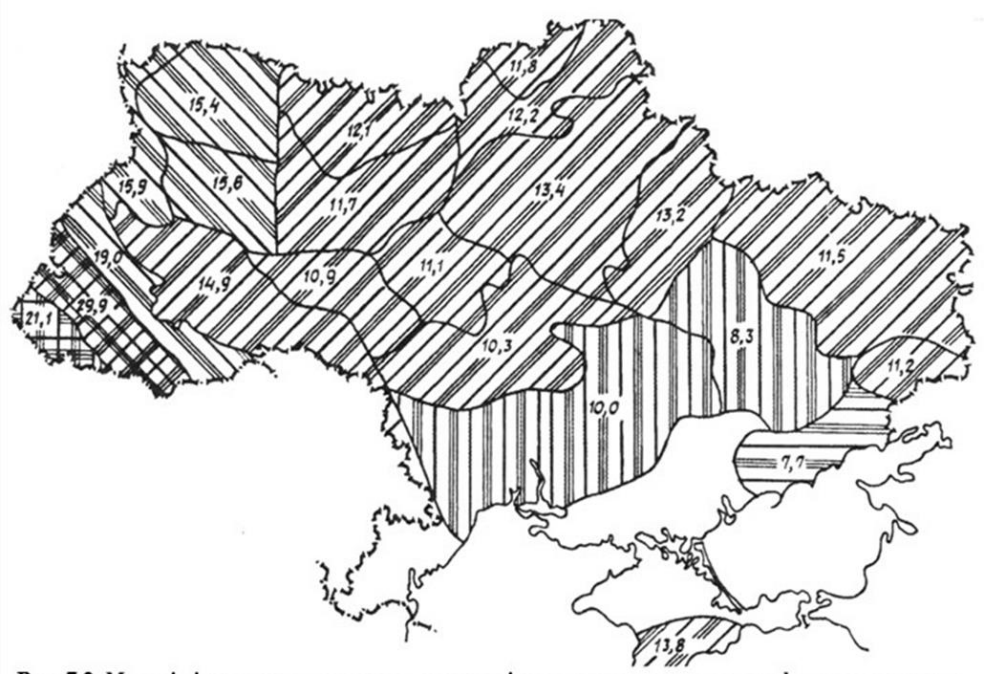


Рис. 12.2. Модулі річних надходжень розчинених мінеральних речовин з атмосферними опадами на територію України (у центрі полів середні значення модулів, т/км^2). Умовні позначення (штриховка) див. на рис. 12.3

За величинами надходження з атмосферними опадами головні йони мають співвідношення: аніони – $SO_4^{2-} > HCO_3^- > Cl^-$, катіони – $Na^+ + K^+ > Ca^{2+} > Mg^{2+}$.

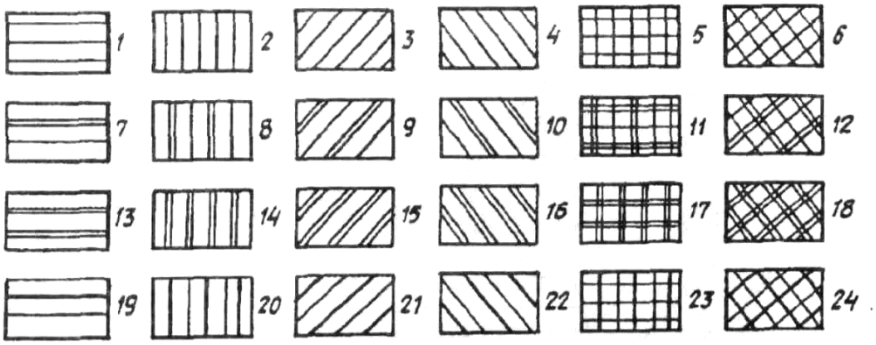
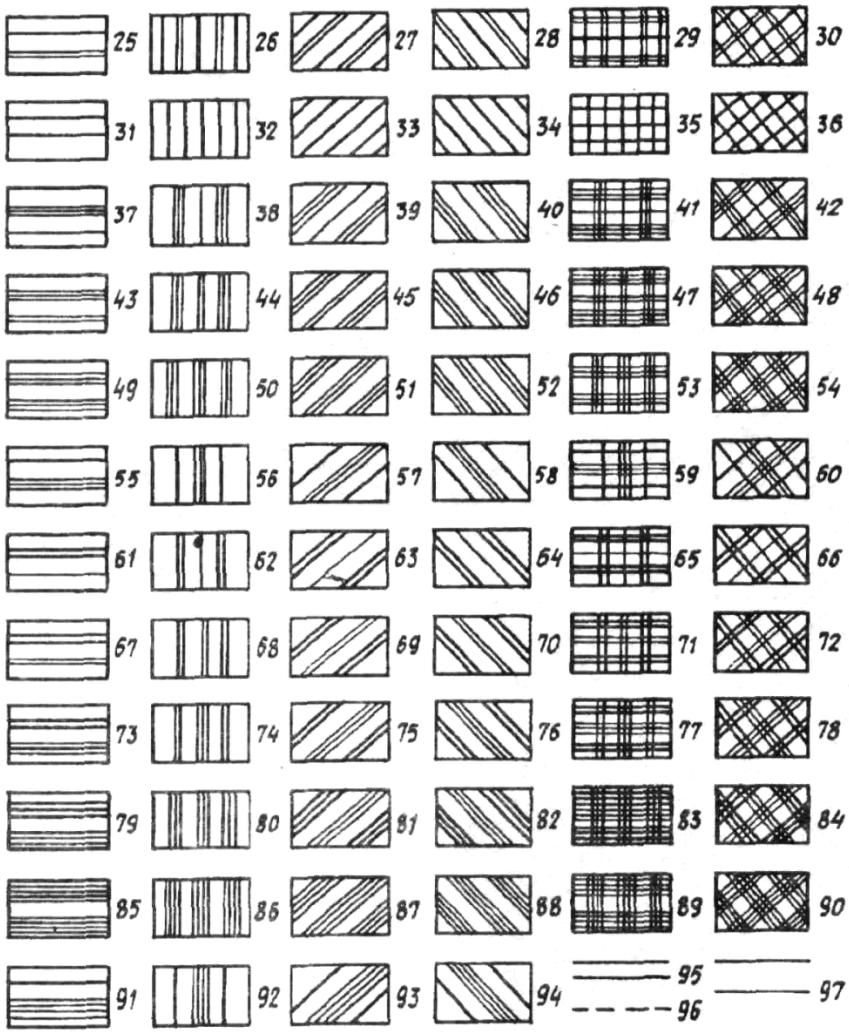


Рис. 12.3. Умовні позначення до гідрохімічних картосхем



Закінчення рис. 12.3. Умовні позначення до гідрохімічних картосхем

Пояснення до рис. 12.3. Гідрохімічні типи вод: 1 – гідрокарбонатні кальцієві; 2 – гідрокарбонатні кальцієво-магнієві; 3 – гідрокарбонатні кальцієво-натрієво-магнієві; 4 – гідрокарбонатні кальцієво-натрієві; 5 – гідрокарбонатні натрієво-кальцієві; 6 – гідрокарбонатно-сульфатні кальцієві; 7 – гідрокарбонатно-сульфатні кальцієво-магнієві; 8 – гідрокарбонатно-сульфатні кальцієво-магнієво-натрієві; 9 – гідрокарбонатно-сульфатні кальцієво-натрієві; 10 – гідрокарбонатно-сульфатно-хлоридні кальцієві; 11 – гідрокарбонатно-хлоридно-сульфатно-кальцієві; 12 – гідрокарбонатно-хлоридно-сульфатні натрієво-кальцієві; 13 – гідрокарбонатно-хлоридні кальцієво-натрієві; 14 – гідрокарбонатно-хлоридні натрієво-кальцієві; 15 – сульфатно-гідрокарбонатні кальцієво-магнієво-натрієві; 16 – сульфатно-гідрокарбонатні магнієво-натрієві; 17 – сульфатно-гідрокарбонатні натрієво-кальцієві; 18 – сульфатно-гідрокарбонатні кальцієво-натрієві; 19 – сульфатно-гідрокарбонатні натрієво-магнієві; 20 – сульфатні магнієво-кальцієві; 21 – сульфатні магнієві; 22 – сульфатні кальцієво-магнієво-

натрієві; 23 – сульфатні кальцієво-натрієві; 24 – сульфатні магнієво-натрієві; 25 – сульфатні натрієво-кальцієво-магнієві; 26 – сульфатні натрієво-магнієво-кальцієві; 27 – сульфатні натрієво-кальцієві; 28 – сульфатні натрієво-магнієві; 29 – сульфатні натрієві; 30 – сульфатно-хлоридно-гідрокарбонатні натрієво-магнієво-кальцієві; 31 – сульфатно-хлоридно-гідрокарбонатні натрієво-кальцієві; 32 – сульфатно-хлоридно-гідрокарбонатні натрієво-магнієві; 33 – сульфатно-хлоридні кальцієво-магнієві; 34 – сульфатно-хлоридні магнієво-кальцієві; 35 – сульфатно-хлоридні кальцієво-магнієво-натрієві; 36 – сульфатно-хлоридні кальцієво-натрієво-магнієві; 37 – сульфатно-хлоридні магнієво-натрієві; 38 – сульфатно-хлориднінатрієво-кальцієво-магнієві; 39 – сульфатно-хлоридні натрієво-магнієво-кальцієві; 40 – сульфатно-хлоридні натрієво-магнієві; 41 – хлоридно-гідрокарбонатні кальцієво-натрієві; 42 – хлоридно-сульфатно-гідрокарбонатні кальцієві; 43 – хлоридно-сульфатно-гідрокарбонатні натрієво-кальцієві; 44 – хлоридно-сульфатні кальцієво-натрієво-магнієві; 45 – хлоридно-сульфатні натрієво-кальцієві; 46 – хлоридно-сульфатні натрієво-магнієві; 47 – хлоридно-сульфатні натрієві; 48 – хлоридні магнієві; 49 – хлоридні натрієво-магнієві; 50 – хлоридні натрієві.

Показники річного йонного стоку і модулі надходження йонів з атмосферними опадами, т/км^2: 51 – менше 1; 52 – 1–2; 53 – 2–4; 54 – 4–6; 55 – 6–8; 56 – 8–10; 57 – 10–15; 58 – 15–20; 59 – 20–25; 60 – 25–30; 61 – 30–35; 62 – 35–40; 63 – 40–45; 64 – 45–50; 65 – 50–55; 66 – 55–60; 67 – 60–65; 68 – 65–70; 69 – 70–75; 70 – 75–80; 71 – 80–85; 72 – 85–90; 73 – 90–100; 74 – понад 100.

Концентрації у водах хімічних інгредієнтів, мг/дм^3: 75 – менше 10; 76 – 10–20; 77 – 20–30; 78 – 30–40; 79 – 40–50; 80 – 50–60; 81 – 60–70; 82 – 70–80; 83 – 80–90; 84 – 90–100; 85 – 100–200; 86 – 200–300; 87 – 300–500; 88 – 500–700; 89 – 700–900; 90 – 900–1100; 91 – 1100–1300; 92 – 1300–1500; 93 – 1500–1700; 94 – 1700–1900.

Інші позначення: 95 – межі фізико-географічних одиниць; 96 – межі геолого-*структурних одиниць; 97 – межі однорідних гідрохімічних полів.*

Контрольні питання до розд. 12

1. Пояснити зміст понять «гетерогенна система», «аерозоль».

2. Які чинники впливають на концентрацію хімічних речовин, що містяться в атмосферних опадах?

3. Назвати основні джерела надходження мінеральних і органічних частинок в атмосферу.

4. Які процеси сприяють зменшенню кількості частинок хімічних компонентів в атмосфері?

5. Проаналізувати зміну середньої мінералізації атмосферних опадів над територією України у напрямку з півночі на південь, зазначити причини такого розподілу.

6. Назвати йони, що переважають в атмосферних опадах.

7. Чому географічний розподіл надходження мінеральних речовин на одиницю площі відрізняється від розподілу концентрацій цих речовин в опадах?

8. Найбільша кількість яких хімічних елементів потрапляє на земну поверхню із атмосферними опадами?

9. Пояснити, що таке модуль надходження розчинених мінеральних речовин?

13. ГІДРОХІМІЯ РІЧОК, ОЗЕР ТА ВОДОСХОВИЩ

Річки є найрухомішою частиною гідросфери, коли взаємодія води з породами трапляється в умовах найбільш вільного обміну з атмосферою порівняно з іншими водними об'єктами. До основних особливостей річок, від яких залежать хімічний склад річкової води та її гідрохімічний режим, належать: 1) швидка зміна води в руслі, в результаті чого вона взаємодіє з породами протягом обмеженого часу і випаровується незначно; 2) формування складу води в поверхневих шарах земної кори; 3) значна залежність водного режиму від кліматичних і погодних умов; 4) добра взаємодія води з атмосферою; 5) інтенсивний вплив на воду рослинних і тваринних організмів.

13.1. Умови формування хімічного складу вод на водозборі

Наступний етап після атмосферного – формування вод, що пов'язане з перебуванням води на водозборі, де протягом короткого часу ***атмосферні води перетворюються в поверхневі.*** Атмосферні опади перехоплюються рослинністю, випаровуються або ж досягають земної поверхні у вигляді стоків крізь рослинний покрив по стовбурах дерев. Якщо рослинності немає, то опади потрапляють прямо на землю, проте в цьому випадку може спостерігатися перехоплювання води ґрунтовою підстилкою. З поверхні ґрунту вода інфільтрується в глибину або затримується в ґрунті. Поверхнева вода рухається вниз схилом у вигляді поверхневого стоку або повільно випаровується. Вода, яка міститься у ґрунті, випаровується з поверхні, транспірується рослинами, фільтрується до поверхні ґрунтових вод, після чого вона рухається вниз схилом у вигляді грунтово-поверхневого і ґрунтового стоку. Ґрунтові води витрачаються на транспірацію та випаровування, якщо рівень води розташовується поблизу поверхні, на капілярне підняття у ненасичену ґрунтову зону, глибоку фільтрацію, а також на повільне розвантаження на поверхню у рівчаки, джерела і русла річок у вигляді ґрунтового стоку. Безперервно рухаючись, вода змінює хімічний склад, який стає відмінним від хімічного складу тієї води, яка потрапляє на водозбір у вигляді опадів. На хімічний склад води на водозборі впливають певні процеси (рис. 13.1).

Вплив рослинності. Дослідження вчених свідчать, що в результаті контакту атмосферних опадів з рослинністю мінералізація зростає (за винятком неорганічного азоту). Це зумовлено вилуговуванням метаболітів і виділенням з тканин рослин, змиванням атмосферних аерозолів, які відкладалися на поверхні рослин. Помічено значне збільшення концентрації іонів K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+ у воді, яка стікала по стовбурах. Суттєво змінювалась величина pH на різних рівнях під покривом лісу. Звичайно кислотність опадів у міру їх просочення збільшувалась і досягала pH = 3,5-3,9, що, можливо, пов'язане з адсорбцією катіонів корою дерев і вилуговуванням органічних кислот з рослинності.

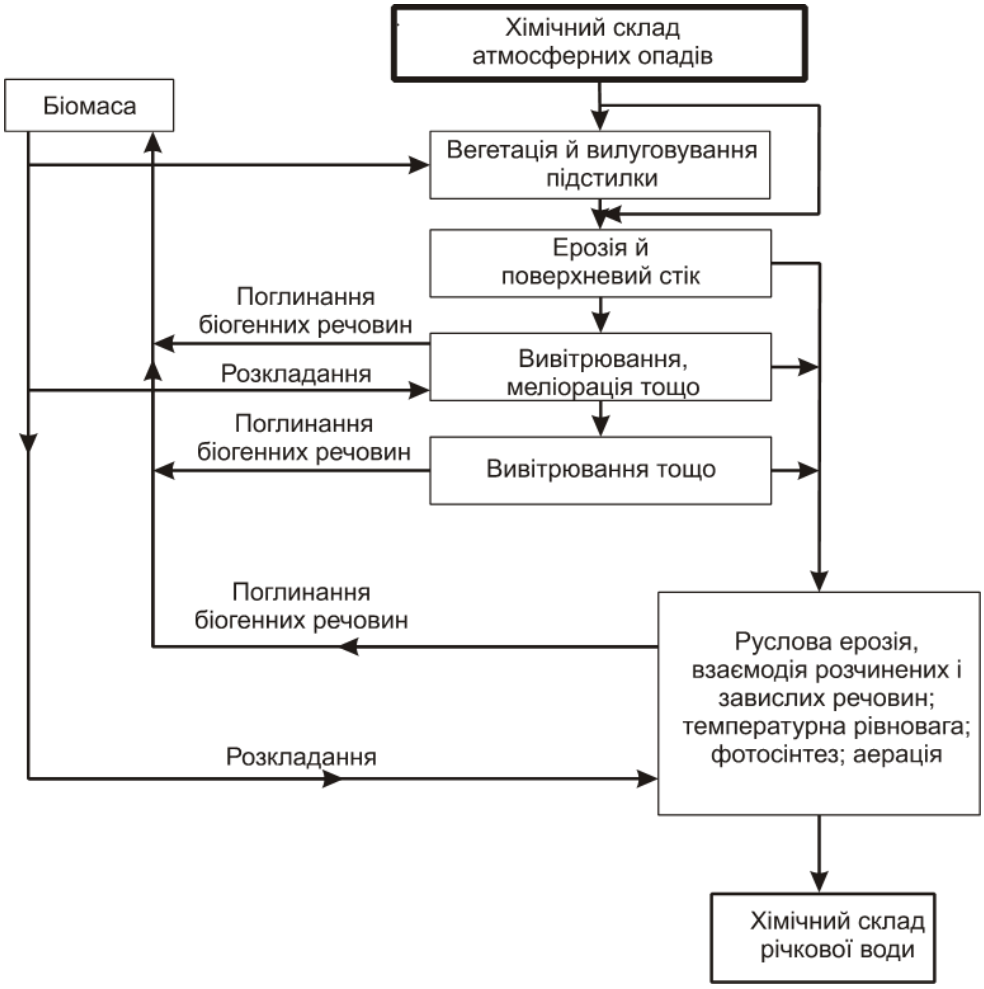


Рис. 13.1. Основні процеси, які впливають на хімічний склад природних вод

Вода на поверхні та в ґрунті. На поверхні ґрунту вода атмосферних опадів перебуває протягом відносно короткого часу. Збагачення хімічними компонентами на цьому етапі виникає лише тоді, коли на поверхні є розчинні солі.

В ґрунті вода змінює свій склад за рахунок ряду процесів, найважливішими серед яких є адсорбція та іонний обмін. Адсорбційні процеси сприяють усуненню іонів з розчину, зв'язуючи їх частинками ґрунту. Іонний обмін зумовлює заміщення іонів води на іони, які містяться в ґрунті. При цьому переважає катіонний обмін, найактивніший є Ca^{2+}. Іони H^{+}, які приносяться атмосферними опадами з низьким pH, активно виводяться з розчину і заміщуються обмінними катіонами.

Діють також процеси аніонного обміну, але здатність ґрунту адсорбувати аніони значно менша, ніж катіони.

На склад поверхневих вод, які надійшли в ґрунт, крім фізико-хімічних, впливають біологічні процеси. До них належать бактеріальне розкладання органічної речовини ґрунту, вплив мікроорганізмів на прискорення окисно-відновних процесів, утворення водорозчинних органічних речовин тощо.

Склад ґрунтово-поверхневого стоку. Вода, яка надійшла у річкове русло у вигляді стоку, умовно поділяється на: поверхневий стік; ґрунтово-поверхневий стік; підґрунтовий стік.

Найменшу мінералізацію мають води поверхневого стоку, часто близьку до мінералізації атмосферних опадів. Втім ця картина може змінюватися залежно від наявності на поверхні легкорозчинних солей.

13.2. Хімічний склад води річок світу

Річкові води відрізняються малою порівняно з іншими водними об'єктами мінералізацією води (табл. 13.1), швидкою мінливістю складу під дією гідрометеорологічних чинників і постійною присутністю у воді газів атмосферного походження.

Таблиця 13.1. Хімічний склад води деяких річок світу, мг/дм^3

Річка – пункт	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	$\sum_i$
Маккензі – форт Сімпсон	132,0	28,0	0,7	35,5	8,5	7,3	212,0
Св. Лаврентія – Монреаль	133,7	16,5	3,6	30,6	9,5	7,2	200,0
Колумбія – Каскад-локс	67,9	12,5	2,6	16,5	4,1	9,3	112,9
Юкон – Ігл	91,9	10,5	0,4	21,8	4,6	6,0	135,2
Міссісіпі – Новий Орлеан	118,0	25,6	10,3	34,1	8,8	13,8	210,6
Міссурі – гирло	180,3	117,2	13,5	52,6	18,2	38,0	419,8
Огайо – Південний. Хайтс	124,0	5,0	14,0	29,0	8,3	10,0	190,3
Арканзас – Дарданелли	104,0	53,0	159	44,0	9,6	67,7	277,3
Ріо-Гранде – Лагеро	185,5	38,0	171	108,6	24,0	123,5	650,9
Амазонка – Сбідос	18,1	0,8	2,6	5,4	0,5	3,3	30,3
Парана – гирло	33,9	9,8	15,5	7,0	2,7	18,6	90,6
Ріо-Негро – Мерседес	105,9	16,2	5,9	23,5	2,6	13,5	166,7
Колорадо – Аустін	108,4	199,0	159	105,8	9,5	102,7	684,9
Ніл - Каїр	84,6	46,7	3,4	15,8	8,8	11,8	119,1
Волга - Чебоксари	137,2	66,6	20,5	50,5	13,1	39,0	328
Темза – Барнс	214,0	39,1	12,2	75,9	4,8	12,3	358,3
Рейн – Кельн	181,4	24,6	8,0	50,3	11,7	5,2	281,2
Ельба – Тешин	107,9	22,0	8,7	31,0	5,4	13,7	188,7
Дунай – Нааль	236,0	15,4	2,6	58,2	13,5	5,3	331,0
Кларельф (Швеція)	20,0	1,9	0,6	3,0	0,1	3,1	28,7
Маханаді (Індія)	47,3	0,9	1,8	13,6	4,0	5,7	73,3
Серайо (Ява)	63,5	18,0	7,0	14,3	4,2	15,3	122,3
Дніпро - Київ	158,7	26,6	20,5	51,8	11,3	13,5	282

Крім зазначених чинників, формування складу води річок залежить і від процесів, які трапляються на водозбірній площі (умов взаємодії з підстильною поверхнею, умов формування ґрунтово-поверхневих або ґрунтових підземних вод тощо.

У поверхневих водах виділяють наступні групи хімічних компонентів: головні йони, біогенні елементи, розчинені гази, органічні речовини, мікроелементи, забруднювальні речовини, радіоактивні елементи.

За мінералізацією води розрізняють чотири групи річок:

- малої мінералізації – до 200 мг/дм^3,
- середньої – 200–500 мг/дм^3,
- підвищеної – 500–1000 мг/дм^3,
- високої мінералізації – понад 1000 мг/дм^3.

Іноді в межах першої групи виділяють річки з водою дуже малої мінералізації (до 100 мг/дм^3). Більшість річок земної кулі мають малу і середню мінералізацію. Річкові води з малою і середньою мінералізацією є гідрокарбонатними кальцієвими, рідше – гідрокарбонатними магнієво-кальцієвими. Для них типовим є такий порядок розташування головних йонів $HCO_3^- > SO_4^{2-} > Cl^-$; $Ca^{2+} > Mg^{2+} > Na^+ > K^+$. У річкових водах з підвищеною мінералізацією поряд із HCO_3^- домінуючими є SO_4^{2-}, з високою – SO_4^{2-} і Cl^-.

13.3. Гідрохімія річок України

У табл. 13.2 наведено середньорічні значення мінералізації води великих річок, а в табл. 13.3 – середньорічні значення вмісту головних йонів та мінералізації води по гідропостах основних річкових басейнів України.

Таблиця 13.2. Стік у гирлі та мінералізація води великих річок України, мг/дм^3

Назва річки	**Стік у гирлі** (км^3)	**Мінералізація води** (г/дм^3)
Дунай	203,7/123*	0,33
Дніпро	53,5	0,32
Дністер	8,7	0,37
Південний Буг	3,4	0,63
Тиса	6,6**	0,22
Прип'ять	13,2	0,30
Десна	11,4	0,29
Сіверський Донець	3,5**	0,81

Примітка: * – стік Дунаю Кілійським рукавом. ** – стік на кордоні України.

Таблиця 13.3. Середньорічні концентрації головних йонів та мінералізація води (∑i) річок України, мг/дм^3

Річка-пункт	**HCO_3^-**	**SO_4^{2-}**	**Cl^-**	**Ca^{2+}**	**Mg^{2+}**	**Na^++K^+**	**∑i**
1	2	3	4	5	6	7	8
Басейн Дніпра							
Турія – м. Ковель	264,8	39,5	22,5	84,9	10,8	18,3	441
Стохід – с. Малинівка	267,0	40,5	27,3	89,4	18,2	16,0	458

Продовження табл. 13.3

1	2	3	4	5	6	7	8
Стир – м. Луцьк	260,5	32,3	27,7	77,3	14,7	13,3	426
Горинь – с. Оженин	248,9	42,2	22,9	71,5	17,3	15,2	418
Случ – м. Сарни	181,2	26,4	20,4	55,0	10,2	14,9	308
Уж – смт Поліське	82,3	24,6	18,7	22,2	6,77	14,3	169
Тетерів – м. Житомир	231,2	45,3	47,9	65,5	17,2	34,4	442
Десна – м. Чернігів	205,9	24,0	17,9	58,9	10,9	13,2	331
Десна – с. Розльоти	181,0	17,7	12,6	64,8	12,1	9,0	297
Рось – К.-Шевченківський	299,2	27,7	24,8	64,4	19,7	22,6	458
Сула – м. Лубни	405,2	44,4	29,0	89,4	35,5	35,8	639
Псел – с. Запсілля	336,3.	89,5	40,0	80,4	28,5	34,3	609
Ворскла – с. Чернеччина	351,0	75,0	27,4	85,6	20,2	48,7	608
Оріль – с. Чорноглазівка	‘320,7	625	369	198,9	103,6	250,8	1868
Самара – с. Кочережки	306,0	718,5	471,3	226	121,5	228,9	2072
Інгулець – м. Кривий Ріг	229,4	427,4	1486,9	198,6	115,4	1073,2	3531
Дніпро – м. Київ	158,7	26,6	20,5	51,8	11,3	13,5	282
Басейн Дністра							
Дністер – м. Самбір	180,8	46,0	29,3	56,4	19,0	17,0	349
Дністер – м. Галич	106,4	64,7	46,9	39,9	12,9	24,1	295
Дністер – м. Могилів - Подільський	203,8	64,9	47,1	65,1	17,0	27,6	426
Дністер – м. Бендери	233,0	96,7	54,3	74,5	24,1	51,7	534
Стрий – с. Новий Кропивник	145,8	29,2	12,1	40,9	10,9	10,4	249
Свіча – с. Зарічне	69,5	29,3	28,0	23,5	6,0	13,4	170
Басейн Дунаю							
Тиса – м. Рахів	112,4	21,8	12,0	34,2	7,9	8,8	197
Уж – с. Жорнава	106,8	24,2	9,8	34,7	7,6	8,8	192
Уж – м. Ужгород	95,1	27,0	15,7	30,5	8,1	8,5	185
Лімниця – с. Перевозець	76,4	36,6	19,6	28,3	7,4	11,2	180
Латориця – м. Мукачево	109,9	31,1	16,6	31,5	8,9	10,3	208
Студений – с. Н. Студений	156,1	25,7	13,1	43,4	10,7	11,1	260
Ріка – с. Міжгір'я	117,2	26,6	23,5	35,5	10,6	27,0	240
Ріка – м. Хуст	95,2	26,7	15,4	29,1	7,27	11,7	185
Теребля – с. Колочава	80,9	16,0	8,3	23,6	6,5	6,3	142
Прут – м. Яремче	106,7	30,2	8,2	30,7	6,9	8,8	192
Прут – м. Чернівці	184,0	44,2	34,0	56,1	10,3	25,0	354
Тересва – смт Дубове	79,3	17,5	12,7	23,)	9,3	8,8	151
Боржава – с. Шаланки	73,6	21,7	17,1	24,2	7,8	7,2	152
Басейн Вісли (Західного Бугу)							
Західний Буг – м. Сокаль	294,7	67,8	55,1	92,3	15,9	38,5	564

Закінчення табл. 13.3

1	2	3	4	5	6	7	8
Басейн Південного Бугу							
Південний Буг – с. Сабарів	310,9	48,9	25,1	83,1	18,2	21,9	50.8
Півд. Буг – с. Олександрівка	298,3	47,1	43,0	71,7	23,5	35,7	519
Інгул – с. Новогорожене	310,6	192,1	126,1	117,6	35,6	104,1	886
Басейн Дону (Сіверський Донець)							
Сів. Донець – с. Огірцеве	379,4	107,1	43,0	106,1	24,2	53,8	714
Сів. Донець – с. Кружилівка	249,1	270,2	275,3	144,1	34,2	186,3	1159
Річки Криму							
Чорна – с. Чорноріченське	213,2	23,6	14,6	68,1	6,3	9,8	336
Кача – с. Баштанівка	228,9	75,0	16,9	73,3	18,5	18,1	431
Дерекойка – м. Ялта	235,3	50,7	21,9	70,6	15,2	20,3	414
Альма – вдсх Партизанське	239,1	50,5	9,3	63,8	13,2	14,6	391
Салгир – с. Дворіччя	239,3	535,4	520,4	215,0	107,1	266,5	1884
Бурульча – с. Міжгір'я	257,5	22,3	10,4	82,7	6,5	7,7	387
Су–Індолі – с. Тополівка	–	77,0	26,8	–	14,2	–	539
Таракташ – м. Судак	–	440,7	170,3	–	63,6	–	1349
Річки Приазов'я							
Молочна – м. Токмак	317,0	1234,0	319,1	325,7	152,3	309,0	2657
Обитічна – м. Приморськ	285,8	2122,8	681,4	500,9	224,2	265,8	4081
Кальчик – м. Маріуполь	206,1	1237,0	540,2	286,3	80,4	510,4	2860

В хімічному складі річкових вод рівнинної частини України спостерігається чітка гідрохімічна зональність з просуванням від західних і північно-західних до східних і південно-східних кордонів країни. В цьому ж напрямку збільшується і мінералізація річкових вод (рис. 13.2).

Гідрохімічна зональність спостерігається незалежно від напрямку течій річок і узгоджується з межами фізико-географічних зон. У зоні мішаних лісів поширені прісні води гідрокарбонатні кальцієві, в зоні широколистяних лісів – прісні гідрокарбонатні кальцієві, які у лісостеповій зоні поступово переходять у гідрокарбонатні кальцієво-магнієво-натрієві. На межі зі степом – перевага сульфатів, в степу – сульфатно-хлоридні води змішаного катіонного складу.

13.4. Гідрохімічний режим річок

Основним джерелом живлення річок є атмосферні опади та підземні води. Різке коливання ролі кожного з них протягом року спричинює суттєві зміни мінералізації та хімічного складу річкових вод. Кількість атмосферних опадів та інтенсивність танення снігу впливає на характер живлення річки, що зумовлює рівень мінералізації і склад річкових вод. Тобто, проявляється взаємозв'язок між гідрологічним та гідрохімічним режимом.

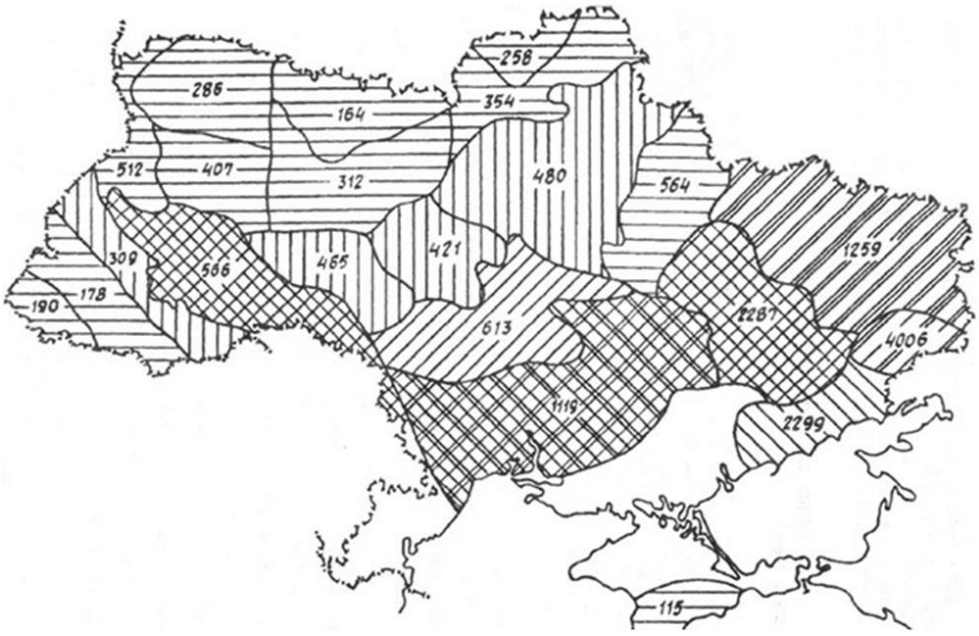


Рис. 13.2. Середньорічний хімічний склад річкових вод України (в центрі полів – мінералізація, мг/дм^3). Умовні позначення (штриховка) див. на рис. 12.3

Снігове живлення створює малу мінералізацію води з перевагою у воді гідрокарбонатних йонів і кальцію. Це пояснюється тим, що ґрунт під сніговим покривом зазвичай промерзлий, і тому талі води не можуть збагачуватися солями, вимиваючи лише ті, які можна з поверхневого шару ґрунту.

Тому мінералізація води під час водопілля залежить від одночасності танення снігового покриву, його потужності та характеру погоди перед випадінням снігу. Остання обставина зумовлює ступінь промитості ґрунтів. Якщо осінь була сухою, то в результаті випаровування і вивітрювання поблизу поверхні накопичуються солі, а при дощовій осені, навпаки, ґрунти бідні на солі.

Дощове живлення залежно від його інтенсивності й утворення поверхневого стоку теж зумовлює малу мінералізацію річкової води, втім вищу, ніж при сніговому живленні. При цьому виді поверхневого живлення, як і при сніговому, велике значення має характер погоди, який передував випадінню дощу.

Гірсько-снігове і льодовикове живлення також зумовлює малу мінералізацію води. Цей тип живлення характерний для високогірних областей Центральної Азії, які мають сильну зволоженість, і тому ґрунти тут добре промиті, збіднені легкорозчинними солями

.***Підземні води*** зазвичай є основним джерелом живлення річок у меженний період, коли створюються найсприятливіші умови для розвантаження водоносних горизонтів у русла річок. Підземні води мають підвищену мінералізацію, їм властивий різноманітний хімічний склад, зумовлений геолого-гідрогеологічними особливостями.

На заболочених територіях створюються особливі умови для поверхневого стоку. Води, які витікають з боліт, дуже маломінералізовані і містять багато органічних речовин гумусового походження, внаслідок чого вода забарвлена у жовтий, а іноді й коричневий колір.

Коливання мінералізації і складу головних йонів у річкових водах має сезонний характер завдяки зміненню протягом року ролі різних видів живлення. При зростанні поверхневого стоку мінералізація річкової води знижується, а при його зменшенні та збільшенні підземного живлення вона зростає. Тому, як правило, під час весняного водопілля і паводків мінералізація виявляється мінімальною, а в меженні періоди досягає найбільших значень (рис. 13.3).

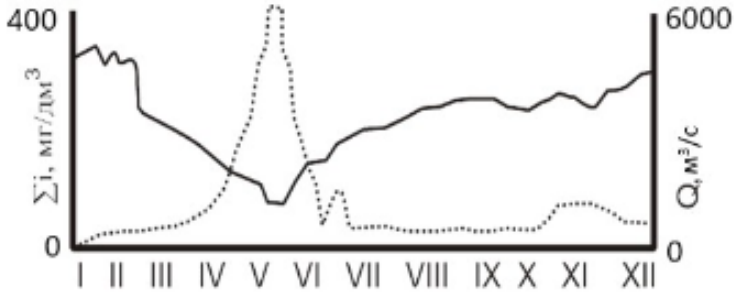


Рис. 13.3. Внутрішньорічні зміни мінералізації (суцільна крива) та витрат води (крива штриховкою) р. Дніпро – м. Київ, 1965 р.

Тісний зв'язок гідрохімічного режиму з водним, який виражається синхронним, але протилежним зміненням кривих $\sum_i$ та Q, дає змогу визначити кількісний зв'язок між цими двома величинами, тобто представити суму йонів як функцію витрати води – Q (рис. 13.4).

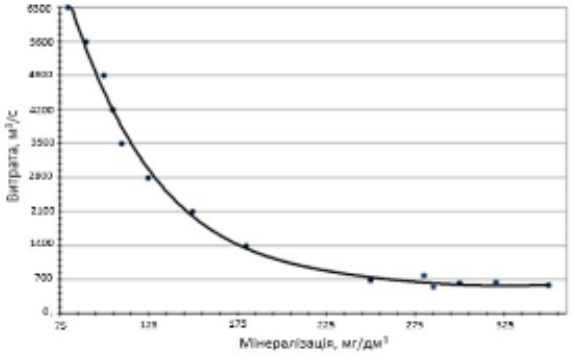


Рис. 13.4. Зв'язок мінералізації та витрат води р. Дніпро – м. Київ

Графічно це зображується кривою, гілки якої наближаються до осей координат, тобто гіперболічного типу.

13.5. Проточність озер та мінералізація води

За своїм положенням у рельєфі та в системі материкового стоку озера є акумуляторами мінеральних і органічних речовин, які циркулюють у межах водозбору. Зміни на водозборах впливають на процеси накопичення речовин в озері. На відміну від відкритих систем, до яких належать річки, озера є напівзамкненими або повністю замкненими системами.

Проточність є основним чинником, який зумовлює мінералізащю і хімічний склад води озера. За цією ознакою озера поділяються на три групи: *1) проточні* – в них здійснюється приплив і відтік води поверхневим і підземним шляхами; *2) безстічні* – відзначаються лише припливом, відтоку немає або ж він незначний; *3) проміжного типу* (тимчасово стічні) – відтік відбувається лише в окремі сезони року.

Перший тип озер характерний для зони надлишкового зволоження. Середня мінералізація води невелика і близька до мінералізації їх приток.

Другий тип формується в посушливих кліматичних умовах. Тривале перебування води в озері за наявності сильного випаровування сприяє підвищенню її мінералізації, що спричинює цілу низку процесів, які змінюють склад води. Провідна роль при цьому належить мінералоутворенню.

Третій тип озер, як і попередні, поширений в області недостатнього зволоження. В озері з періодичним стоком частина солей, які вносяться припливом, згодом виноситься. Втім безперервного їх накопичення у такому озері не відбувається, оскільки з підвищенням мінералізації води озера зростає і мінералізація стоку з нього; в результаті в системі «притоки → озеро → стік з озера» встановлюється певна рівновага, що визначає мінералізацію води озера, яка вища, ніж мінералізація води приток.

Проточні озера є прісними, тимчасово стічні – солонуватими, безстічні озера – соляними. Варто додати, що соляні озера як виняток можуть утворюватись і в районах достатнього зволоження, де їх поява зумовлена наявністю в надрах покладів солей.

За мінералізацією води виділяються озера: *прісні* (до 1 ‰), *солонуваті* (1–35 ‰), *соляні* (понад 35 ‰) – табл. 13.4.

Таблиця 13.4. Хімічний склад води деяких великих озер світу

Озеро (країна)	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^{+}+K^{+}$	HCO_3^{-}	SO_4^{2-}	$Cl^{-}+Br$	$\sum_i$
1	2	3	4	5	6	7	8
Прісні озера, мг/дм³							
Байкал (РФ)	15,2	3,1	5,8	66,5	5,2	0,6	96,4
Ладозьке (РФ)	7,1	1,9	8,6	40,2	2,5	8,7	68,0
Севан (Вірменія)	39,0	56,0	92,8	399,3	19,9	64,0	671
Вікторія (Кенія, Уганда, Танзанія)	5,6	2,6	14,2	56,1	2,3	3,9	88
Мічиган (США)	26,2	8,26	4,74	58,3	7,1	2,72	107,32
Гурон (США)	24,1	7,03	4,43	51,1	6,23	2,61	95,5
Женевське (Швейцарія)	42,3	3,39	4,22	51,4	40,5	0,79	142,6
Балатон (Угорщина)	45,3	65,7	48,2	197	110	15,2	481,4

.**Закінчення табл. 13.4**

1	2	3	4	5	6	7	8
Солонуваті і соляні озера, г/дм³							
Балхаш (Казахстан), схід	25,7	164	694	492,7	893	574	2,8*
Іссик-Куль (Киргизстан)	0,121	0,278	1,544	0,318	2,102	1,596	5,96
Гокхама (Іран)	1,9	1,9	96,9	–	3,4	154,3	258,4
Мертве море поверхня	9,09	25,52	25,94	–	0,49	131,09	192,13
Мертве море, дно	17,26	43,4	18,7	–	0,52	181,99	261,87
Таменгікасі (Чилі)	0,03	1,73	108,6	6,2	26,5	113,9	286,96
Велике Солоне (США)	0,55	7,15	96,6	–	8,5	152,7	265,50

Примітка. * – в західній частині озера Балхаш мінералізація води – 0,74 г/дм³.

В Україні налічується близько 20 тис. озер, з них приблизно 7 тис. мають площу водної поверхні від 0,1 км² і більше. Розподілені вони по території нерівномірно. Велика група озер розташована на правому березі Західного Бугу, а також у межиріччі Західного Бугу і Прип'яті (Шацькі озера), багато озер у долинах Дунаю і Дністра – в плавнях. Уздовж узбережжя Чорного моря і в межиріччі Дунаю і Південного Бугу розташована велика група озер і лиманів, загальна площа яких перевищує 850 км². У межах Середнього і Нижнього Подніпров'я озера заплавного типу найчастіше трапляються на водозборах Десни і Прип'яті; озера цього типу є і в заплаві Сіверського Дінця. Наявні озера в Карпатах, а солонуваті і соляні – в Криму..

13.6. Прісні озера

Для прісних озер характерні загальні особливості, хімічного складу води. Як і для річкових, для вод прісних озер типовий такий порядок розподілу головних йонів: $HCO_3^- > SO_4^{2-} > Cl^-$; $Ca^{2+} > Mg^{2+} > Na^+ > K^+$. Проте, зі збільшенням мінералізації озерної води зростає кількість йонів в її складі і вказаний порядок порушується. При мінералізації до 500–1000 мг/дм³ в озерній воді переважають гідрокарбонатні йони, понад 1000 мг/дм³ (1 ‰) – найчастіше сульфатні, а при 3–5 ‰ – сульфатні та хлоридні. Серед катіонів озерних вод домінуюча роль кальцію зберігається лише до 1–2 ‰, при подальшому зростанні мінералізації переважають йони натрію. За хімічним складом більшість прісних озер є гідрокарбонатними кальцієвими.

Йонний склад води озера генетично пов'язаний з річками, які його живлять. Це особливо чітко виявляється на невеликих озерах. У великих озерах зі значними водозборами вплив гідрохімічних особливостей приток слабшає. Гідрохімічний режим озера зумовлюється групою чинників, з яких провідне значення мають розміри озера, його площа, глибина. Найважливіші компоненти хімічного складу (HCO_3^- і SO_4^{2-}) включаються в озері у біологічний кругообіг у результаті чого утворюються різні форми вуглецю та сірки, змінюється карбонатна і сульфатна рівновага.

13.6.1. Основні етапи біологічного кругообігу вуглецю та сірки

Неорганічний вуглець повітряного і біохімічного походження у формі CO_2 розчиняється у воді озера. Завдяки процесу фотосинтезу неорганічний вуглець перетворюється в органічний. Після відмирання гідробіонтів їх залишки частково піддаються аеробному розпаду у верхніх шарах води з виділенням CO_2 і утворенням водного гумусу. Більша ж частина біогенних залишків осаджується на дні і тут в анаеробних умовах розпадається з виділенням CH_4 і CO_2. Метан у верхніх шарах води окиснюється за участю мікроорганізмів до CO_2, який знову включається у кругообіг, утворюючи слабку вугільну кислоту, що дисоціює на іони HCO_3^- і CO_3^{2-}.

Перетворення сірки має певну послідовність. Сульфати, які надходять в озеро, споживаються гідробіонтами. При цьому сірка йде на утворення білкової речовини. Відмерлі організми у донних мулових відкладах розкладаються з утворенням H_2S. Останній утворюється також в результаті реакції відновлення сульфатів сульфатредукуючими бактеріями в анаеробних умовах. Частина сірководню залишається в мулах, а певна кількість його надходить у верхні шари води, де H_2S окиснюється за участю бактерій спочатку до S, а потім до SO_4^{2-}, останній знову включається в кругообіг.

Йонний склад озерної води формується не лише під впливом приток, а й у результаті рухливої рівноваги між усіма прибутковими і видатковими складовими сольового балансу водойм, який виражається такими елементами:

$$S_{пр} + S_{оп} + S_{гр} = S_{ст} + S_{еол} + S_{ф} + S_{ос}, \qquad (13.1)$$

де $S_{пр}$ – солі, привнесені притоками, $S_{оп}$ – солі, привнесені атмосферними опадами і пилом, $S_{гр}$ – солі, привнесені ґрунтовими водами, $S_{ст}$ – солі, винесені стоком, $S_{еол}$ – солі, винесені з водними бризками, $S_{ф}$ – солі, втрачені при фільтрації з озера, $S_{ос}$ – солі, які випали в осад (для прісних і солонуватих це $CaCO_3$, $MgCO_3$, сполуки кремнію і заліза). У прибутковій частині основне значення для прісних озер має надходження солей з притоками, у видатковій – винесення солей зі стоком річки, що витікає з озера.

У воді озер містяться гази переважно повітряного (O_2, N_2, CO_2) і біохімічного походження (H_2S, CH_4, CO_2). Останні утворюються в результаті розкладання органічних залишків у придонних шарах озера. В озерах найважливіїпим елементом є розчинений кисень, вміст якого тісно пов’язаний з процесами утворення і деструкції органічної речовини, а його режим відображає динаміку водних мас і умови їх водообміну в озері. Споживання кисню спостерігається на всіх глибинах, а особливо інтенсивно – у донних відкладах. Тому загальною характерною рисою розподілу кисню у вертикальному перерізі є зменшення його відносного вмісту (процент насичення) з глибиною.

13.6.2. Трофічний стан озер

Розподіл озер за величиною і складом органічних і біогенних речовин поширений у лімнології, особливо при гідробіологічній характеристиці озера. Він зумовлений так званою ***кормністю (трофністю)*** живлення водяних

організмів в озерах. У цьому випадку розглянуті гумініфіковані озера зі слабо розвинутими можливостями живлення водяних організмів належать до так званих ***дистрофних озер,*** з багатшим життям – до ***евтрофних,*** а озера з малою трофністю і негумініфікованою водою – до ***оліготрофних.***

Ступінь трофності залежить від розміру озера. Зменшення розміру за сприятиме ***евтрофікації озера*** (збагачення водойми біогенними елементами, що супроводжується зниженням продуктивності водойми) внаслідок кращого прогрівання і обміну води з муловими товщами, і навпаки, збільшення розміру – посиленню оліготрофності. До крупних оліготрофних озер належать такі великі озера, як Байкал, Онезьке, Ладозьке, Великі Американські озера. Забруднення озера стічними водами призводить до евтрофікації.

В озері, як і в інших водоймах, безперервно протікають складні процеси утворення і руйнування *(деструкції)* органічної речовини:

$$Ф + Х + А + М – (Д + С + О) = \pm \Delta. \qquad (13.2)$$

У цьому схематичному рівнянні кожна складова балансу позначає:

1) надходження органічної речовини за рахунок Ф – фотосинтезу, Х – хемосинтезу і засвоєння діоксиду вуглецю гетеротрофними організмами, А – алохтонного надходження органічної речовини з притоками і ґрунтовими водами, М – з мулової товщі;

2) витрату органічної речовини за рахунок Д – деструкції, С – стоку з озера, О – осадження на дні.

13.6.3. Розчинені гази

В озерах містяться гази переважно повітряного (O_2, N_2, CO_2) і біохімічного походження (H_2S, CH_4, CO_2). Останні утворюються в результаті розкладання органічних залишків у придонних шарах озера.

В озерах найважливішим елементом є розчинений кисень, вміст якого тісно пов'язаний з процесами утворення і деструкції органічної речовини, а режим відображає динаміку водних мас і умови їх водообміну в озері (рис. 13.5).

Споживання кисню спостерігається на всіх глибинах, а особливо інтенсивно – у донних відкладах. Тому загальною характерною рисою розподілу кисню у вертикальному перерізі є зменшення його відносного вмісту (процент насичення) з глибиною. Відхилення від значення нормального вмісту залежить від низки умов: трофності озера, термічної стратифікації, морфології озера (особливо глибини), ступеня його проточності, ґрунтового живлення, потужності мулових відкладів і характеру процесів. Отже, газовий режим озер дуже різноманітний. Це добре ілюструється на прикладі двох характерних (граничних) випадків: великого, глибокого оліготрофного озера і невеликого, мілкого евтрофного озера.

Великі та глибокі озера, порівняно з мілкими, мають нижчі температури, набагато коротший період високих літніх температур. Ці особливості негативно впливають на інтенсивність біологічних процесів. Якщо до того ж озеро оліготрофне, то режим розчиненого кисню зумовлюється переважно фізичними чинниками – температурою і тиском. Тому в таких озерах взимку

вміст кисню найбільший, а влітку – найменший. Зміни вмісту кисню з глибиною залежать від розподілу температури води (див. рис. 13.5).

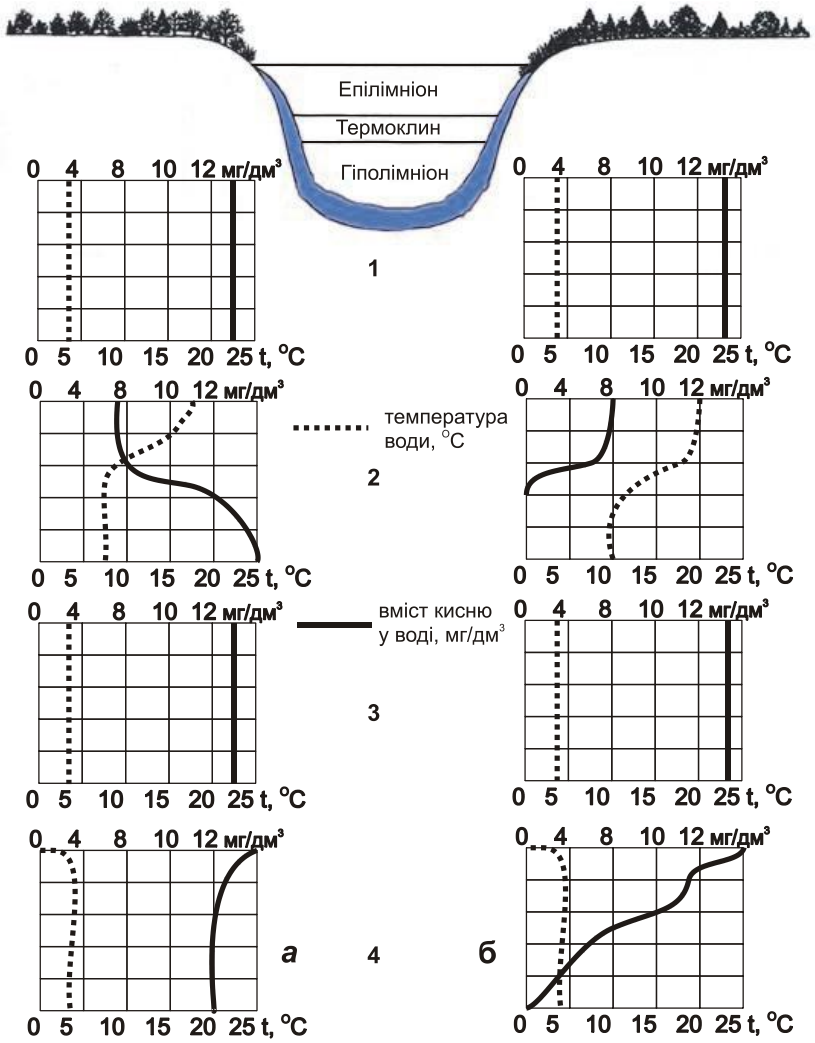


Рис. 13.5. Оптимальний розподіл температури і розчиненого кисню в оліготрофному (а) та евтрофному озерах (б) за Р. Вецелем: 1 – весняний водообмін; 2 – літня стратифікація; 3 – осінній водообмін; 4 - зимова стратифікація

У неглибоких озерах з розвинутим органічним життям насамперед спостерігається сезонний вплив біологічних процесів, значення розчинності газів відходить на друге місце, а температура стає лише чинником, який зумовлює переміщення водної маси озера.

Втім у неглибоких озерах проходять і добові коливання. Добовий хід найбільш виражений у добре прогрітих евтрофних озерах, особливо влітку. Це явище спостерігають також у прибережних мілководних частинах великих і середніх озер.

13.6.4. Шацькі озера

Шацькі озера є типовими прісними озерами в Україні, які розташовані у межиріччі Західного Бугу і Прип'яті у широких заболочених низовинах. За деякими винятками це мілководні водойми з плоским дном і глибинами, які не перевищують 7 м. Найглибші озера – Світязь, Пулемецьке, Пісочне – мають у котловинах вузькі западини (глибини 20–50 м). Дно озер піщане, а в глибоких місцях – замулене. Вода крупних озер має високу прозорість (рис. 13.6)



Рис. 13.6. Озеро Пісочне (Шацькі озера, Волинська область) має значну прозорість води (фото В.К. Хільчевського, 2020 р.)

Береги їхні переважно низькі, заболочені, порослі. Рівень води в озерах залежить від кількості атмосферних опадів і надходження талих вод, меншою мірою – від ґрунтового стоку. Значна кількість опадів у районі Шацьких озер сприяє доброму промиванню ґрунтів і відносному збідненню поверхневих вод, які живлять озера, на мінеральні сполуки. Реакція води Шацьких озер слаболужна (pH 7,7–7,9) – табл. 13.5.

За основними йонами вода озер гідрокарбонатно-кальцієва з мінералізацією в діапазоні від 115 мг/дм^3 (Пісочне) до 303 мг/дм^3 (Велике Чорне) – табл. 13.6. У воді озера Світязь мінералізація займає проміжне положення – 198,8 мг/дм^3. Тобто, досліджувані води є «помірно прісними» за класифікацією В.К. Хільчевського [32]. Мінімальна мінералізація води свідчить про більшу роль атмосферного живлення в озерах, а максимальна – про збільшення ролі підземного живлення.

Таблиця 13.5. Середнє значення pH, а також концентрації кисню, мінеральних сполук азоту та заліза у воді деяких озер Шацької групи, мг/дм^3 [42]

Озеро	pH	O_2	NH_4^+	NO_2^-	NO_3^-	$Fe^{2}+$	$Fe^{3}+$
Світязь	7,9	10,5	0,1	0,01	1,7	0,0	0,3
Перемут	7,8	11,0	0,1	0,01	1,3	0,0	0,3
Пісочне	7,7	10,9	0,1	0,01	1,3	0,0	0,3

Таблиця 13.6. Середня концентрація основних йонів і мінералізація води озер Шацької групи, мг/дм^3 [42]

Озеро	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	$\sum_i$
Світязь	122	10	13	34	4	15	198
Пулемецьке	134	14	14	40	5	11	218
Луки	85	3	12	20	4	12	136
Люцимер	171	14	18	50	4	18	275
Острів'янське	116	10	14	36	2	12	190
Пісочне	61	9	11	20	3	11	115
Перемут	70	2	12	15	2	15	190
Кримно	140	22	18	40	4	22	246
Чорне Велике	159	13	46	58	2	25	303
Велике Піщанське	79	11	21	24	4	14	163

13.6.5. Придунайські заплавні озера.

В нижній частині Дунаю в межах Одеської області розташовується значна група озер. Найбільшими серед них є озера Ялпуг, Кагул, Кугурлуй, Катлабух, Китай (табл. 13.7). Середні глибини в цих озерах становлять 1–7 м. На думку багатьох учених, нижня течія Дунаю в далекому минулому була суцільним лиманом, потім дно його поступово піднімалося й залишки лиману перетворилися в озера. Існує й інша точка зору, за якою ці озера утворилися в долинах гирл річок, які впадали в Дунай. Наноси Дунаю в нижній течії утворили пересипи – коси, які як греблі закрили вихід у Дунай річкам, а в долинах гирл цих річок виникли значні водойми.

Таблиця 13.7. Середні концентрації головних йонів і значенняя мінералізації води придунайських озер, мг/дм^3

Озеро	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	$\sum_i$
Ялпуг	224,9	433,9	221,3	62,8	69,8	272,0	1316
Кугурлуй	188,5	351,2	155,3	46,1	39,5	230,8	1012
Катлабух	195,3	388,7	165,5	76,1	67,5	164,5	1056
Китай	150,3	445,7	209,6	65,5	77,0	227,3	1236
Соф'ян	348,6	426,2	252,4	77,7	100,9	215,2	1374
Кагул	191,4	95,0	59,5	46,8	23,4	53,6	460

У період весняного водопілля води Дунаю заповнюють озера, а в межінь вода з озер надходить у Дунай. Мінералізація придунайських заплавних озер значною мірою зумовлена водообміном з Дунаєм. В озерах, розміщених нижче за течією ріки і менше зв'язаних з нею, мінералізація вища, ніж в озерах, розташованих вище за течією (див. табл. 13.7). Під час надходження дунайської води у Кагул, Кугурлуй, Ялпуг, Соф'ян і Катлабух мінералізація води досягає мінімальних величин (225–390 мг/дм^3), склад води гідрокарбонатно-кальцієвий.

У зимовий період мінералізація озерних вод збільшується до 0,5–1,5 г/дм^3, а в озерах Ялпуг, Соф'ян і Катлабух змінюється склад води на

сульфатно-натрієвий. В озері Китай, зв'язок якого з Дунаєм утруднений, мінералізація досягає 2,5 г/дм^3, переважають сульфатні, хлоридні йони та йони натрію. У табл. 13.8 наведено дані про вміст біогенних компонентів у воді придунайських озер.

Таблиця 13.8. Середні концентрації біогенних компонентів у воді придунайських озер, мг/дм^3

Озеро	NH_4^+	NO_3^-	PO_4^{3-}	Fe	Si
Ялпуг	0,336	0,185	0,052	0,111	4,1
Кугурлуй	0,338	0,203	0,047	0,121	4,1
Катлабух	0,527	0,118	0,066	0,177	3,6
Китай	0,505	0,472	0,089	0,194	3,1
Соф'ян	0,850	0,070	0,066	0,115	4,2
Кагул	0,384	0,086	0,030	0,111	2,4

13.7. Солонуваті та соляні озера

Як відзначалося вище, межа мінералізації води між ***солонуватими*** (1–35 ‰) і соляними (понад 35 ‰) озерами відповідає концентрації солей в океанічній воді.

С*оляними* називаються такі *озера,* вміст солей у водах яких дорівнює або більший вмісту солей в океанічній воді. Верхню межу вказати неможливо, оскільки вона залежить від ступеня розчинності солей, температури води та інших чинників.

Трапляються озера, вода яких має солоність 300 ‰ і більше.

Термін «соляні», ***а не «солоні»*** озера використовується тому, що у воді (розсолі) містяться різноманітні солі, а смак води може бути і гіркувато-солоним, і гірким. Соляні озера називають ще мінеральними, оскільки їх розсоли використовуються для лікувальних цілей.

13.7.1. Солонуваті озера

Солонуваті озера, як і соляні, ***поширені в області недостатнього зволоження*** – сухих степах, напівпустелях і пустелях. Солонуваті озера поділяються на напівпроточні і безстічні. Хімічний склад озерної води суттєво відрізняється від складу води річок, які живлять озеро. У солонуватому озері вода піддається випаровувальному концентруванню, що призводить до змін у співвідношенні головних йонів і, відповідно, до змін її хімічного складу. В процесі концентрування солей у воді вони частково випадають в осад.

Великими солонуватими озерами, наприклад, є Балхаш з мінералізацією 1,5–5,1 ‰, Іссик-Куль (5,0–8,0 ‰), Аральське море (10,3 ‰). За домінуючими йонами вода озер є хлоридно-сульфатною чи сульфатно-хлоридною, а за катіонним складом повсюди магнієво-натрієвою.

Варто детальніше зупинитися на такому складному і оригінальному водному об'єкті, як озеро Балхаш (Казахстан). Як будь-яке безстічне озеро в пустелі, Балхаш мав би бути соляним, тому сучасна досить низька мінералізація його вод є, на перший погляд, парадоксальною.

Озеро Балхаш – це приклад добре вираженої неоднорідності йонного складу, яка формується під впливом чинників, серед яких провідне значення

має клімат. Головне джерело водного живлення озера – р. Ілі впадає в його західну частину, яка містить прісну і слабосолонувату воду. Починаючи з гирла р. Ілі та далі на північний схід під дією випаровування мінералізація озерної води безперервно зростає і протягом 600 км підвищується у сім разів. Це зумовлюється збільшенням концентрації хлоридів і сульфатів, а відносний вміст гідрокарбонатів кальцію при цьому зменшується. Отже, в результаті перенасичення водного розчину $Ca(HCO_3)_2$ з нього випадають карбонати, ймовірно, у формі мінералу кальциту $CaCO_3$.

13.7.2. Соляні озера

Соляні озера (або мінеральні) мають вміст солей часто настільки близький до насичення, що подальше його зростання спричиняє кристалізацію, або так звану садку солей (рис. 13..7).

Озеро, вода якого досягла концентрації, достатньої для випадіння легкорозчинних солей, називається ***самосадним.*** При кристалізації виділяються насамперед найменш розчинні солі, причому, як правило кристалізується одночасно кілька солей у певних співвідношеннях. Вода озера, яка є насиченим розчином солей (при дуже високій концентрації), називається розсолом або ропою. Якщо озеро протягом року зберігає поверхневу ропу, воно називається ***ропним.*** Озеро, в якого поверхнева ропа зберігається лише протягом вологого періоду року, а влітку частково або повністю пересихає, оголюючи відклади, називається *сухим озером.*

Температурний режим мінеральних озер своєрідний, і ропа багатьох змінює температуру протягом року в межах від -20 до +20 °С, а в окремих випадках до +50 °С. Більшість мінеральних озер замерзає і при температурах від -15 до -20 °С і нижче.



Рис. 13.7. Соляні відклади на березі Мертвого моря-озера

Сольовий склад ропи у мінеральних озерах безперервно змінюється під впливом гідрометеорологічних умов. Змінення складу за тривалістю поділяють на постійні (метаморфізуючі), циклічні (при зміні метеорологічних умов щосезону) і періодичні (спричинені тимчасовими коливаннями клімату).

При циклічних змінах найменшої концентрації ропа досягає на початку весни, а максимальної – наприкінці літа. Восени ропа, розведена опадами, розчиняє значну частину солей, які випали за літо. Характерно, що при цьому ропа не досягає межі насичення, в той час як влітку при випадінні солей вона навіть стає перенасиченою.

Хоча мінеральний склад ропи складається з порівняно невеликої кількості головних іонів, у різних фізичних умовах можуть виділятися солі, які відрізняються між собою, по-перше, наявністю молекул кристалізаційної води, по-друге, утворенням подвійних і змішаних солей з кількома катіонами чи аніонами, найголовніші з них:

Галіт	$NaCl$	Гексагідрит	$MgSO_4 \times 6H_2O$
Гідрогаліт	$NaCl \times 2H_2O$	Епсоміт	$MgSO_4 \times 7H_2O$
Карналіт	$KCl \cdot MgCl_2 \times 6H_2O$	Астраханіт	$Na_2SO_4 \times MgSO_4 \times 4H_2O$
Каїніт	$KCl \cdot MgSO_4 \times 3H_2O$	Гіпс	$Ca_2SO_4 \times 2H_2O$
Бішофіт	$MgCl_2 \times 6H_2O$	Моногідрат	$Na_2CO_3 \times 10H_2O$
Тахгідрит	$CaCl_2 \times 2MgCl_2 \times 12H_2O$	Сода	$Na_2CO_3 \times 10H_2O$
Тенардит	Na_2SO_4	Бікарбонат натрію	$NaHCO_3$
Мірабіліт	$Na_2SO_4 \times 10H_2O$	Трона	$Na_2CO_3 \times NaHCO_3 \times 2H_2O$
Кізерит	$MgSO_4 \times H_2O$		

Мінерали, які випали з ропи, за генезисом поділяються на новосадку, старосадку і кореневу сіль. ***Новосадка*** – сіль, яка виділилась протягом даного року, тобто свіжоосаджена. Вона осідає ще не-закріпленим пухлим шаром на дні або частково викидається хвилями, утворюючи вздовж узбережжя вали солі. Новосадка, яка осіла на дні, при зміненні фізичних умов може знову перейти у розчин. Якщо осолонення озера прогресує, або після посушливого літа, частина новосадки ущільнюється і переходить у ***старосадку,*** яка утворює окремі лінзи чи шари на дні озера. При дальшій перекристалізації мінералів, які випали спочатку, старосадка переходить у пласти *кореневої солі.*

Залежність мінералізації води озер від фізико-географічних умов, особливо від клімату, зумовлює фізико-географічну зональність поширення соляних озер на земній поверхні. Так, ***зона мінеральних озер*** охоплює південну зону степів, напівпустель і пустель і тягнеться на величезному просторі – від нижнього Дунаю на заході до Тихого океану на Далекому Сході. Від гирла Дунаю вона проходить вузькою смугою вздовж Азово-Чорноморського узбережжя, розширюючись на схід від нижньої течії Дону до Маничу, північнокавказьких степів, нижнього Поволжя та прикаспійських степів. В Азії до неї належать степи Казахстану, пустелі Середньої Азії та Західно-Сибірської низовини. Особливо багато озер у центральноазіатських пустелях, до яких належать Каспій і Арал.

На півночі зона мінеральних озер обмежена чорноземною степовою смугою, а на півдні – гірськими областями і поширенням материкових ґрунтів азіатських субтропіків. Ця озерна зона характеризується солонцюватими і

солончаково-каштановими ґрунтами і перевагою середніх річних величин випаровування над кількістю атмосферних опадів.

Мінеральні озера як джерело добування цінної сировини для хімічної, фармацевтичної, електрометалургійної та будівельної промисловості мають велике прикладне значення. Кухонна й глауберова солі, сода, бром, йод, бор, калій, магній – це неповний перелік продуктів, які можна вилучити з соляних озер. Крім того, слід зазначити лікувальні властивості мінеральних озер.

13.7.3. Озера-лимани Причорномор'я

В межиріччі Дунай–Дністер–Дніпро вздовж морського узбережжя розташовані мілководні озера-лимани, деякі з них – Сасик, Шагани, Алібей, Хаджибейський, Куяльницький, Тилігульський, Березанський. Утворення лиманів пов'язане з коливаннями рівнів води моря, а також процесами піднімання та опускання прибережної ділянки суходолу. Гідрохімічний режим більшості лиманів тісно пов'язаний з водним режимом. В табл. 13.9 показано динаміку хімічного складу вод Хаджибейського лиману за сезонами.

У верхніх частинах лиманів, на які постійно впливає прісний стік річок, відзначається наявність стійких опріснених водних мас з мінералізацією 2–5 г/дм^3. Основна ж маса має мінералізацію 20–30 г/дм^3. Склад вод хлоридно-натрієвий.

Солонуваті озера-лимани Причорномор'я завжди використовувались для видобування солі (Куяльницький, Тузловська група лиманів).

Таблиця 13.9. Сезонна динаміка показників хімічного складу води Хаджибейського лиману, мг/дм^3

Показник	Зима	Весна	Літо	Осінь
Ca^{2+}	112,1	118,3	120,1	109,6
Mg^{2+}	721,3	655,2	717,6	728,5
$Na^+ + K^+$	4982,6	4762,1	3994,6	5327,0
CO_3^{2-}	225,4	226,7	281,2	228,7
SO_4^{2-}	1582,3	1360,6	1362	1580,4
Cl^-	9186,4	9021,5	8981,0	9221,2
Мінералізація	16866,6	15294,3	15851,6	17195,5
NH_4^+	0,1	0,1	0,2	0,3
NO_2^-	0,01	0,02	0,03	0,03
$Fe_{заг.}$	0,02	0,13	0,14	0,04
$P_{мін.}$	0,36	0,32	0,42	0,41
$БСК_5$	2,3	6,56	5,03	2,8
O_2	8,6	11,4	8,2	10,2
pH	8,6	7,9	8,2	8,9

З першої половини XIX ст. лимани Куяльник і Хаджибей почали використовуватися у бальнеології завдяки цілющим властивостям лиманних пелоїдів (грязей) і ропи. В 1843 р. на Хаджибейському лимані була відкрита перша лікувальна установа, в 1859 р. – на Сухому лимані, в 1883 р. – на Куяльницькому лимані. Наприкінці XIX ст. для лікування почали використовувати пелоїди Шаболотського лиману.

Найбільш цінними видами ресурсів лиманів є пелоїди і ропа лиманів, яка містить хлористий натрій, хлористий і сірчанистий кальцій, йодисті речовини. Мулові грязі з лікувальними властивостями є у всіх лиманах.

13.7.4. Солонуваті та соляні озера Криму

У Криму налічується понад 50 солонуватих і соляних озер, які є крупними джерелами солей і бальнеологічних грязей. Висока температура повітря і ропи, знижена вологість повітря призводять до інтенсивного випаровування і підвищення концентрацій розсолів у соляних озерах. Найінтенсивніше випаровування спостерігається в період з травня до жовтня. Встановлено, що щороку випаровується вод в 1,2–1,3 рази більше, ніж об'єми соляних водойм.

Серед соляних озер Криму виділяють такі основні групи, як Перекопська, Тарханкутська, Євпаторійська і Керченська (табл. 13.10). Багато з соляних озер Криму використовується у бальнеологічних цілях.

Таблиця 13.10. Хімічний склад солонуватих і соляних озер Криму, ‰

Озеро	NaCl	$MgSO_4$	$MgCl_2$	$CaSO_4$	$Ca(HCO_3)_2$	$\sum_i$
1	2	3	4	5	6	7
Перекопська група						
Айгульське	146,4	–	76,0	1,1	0,12	253,4
Кирлеутське	190,2	7,6	36,3	2,1	0,20	246,6
Киятське	138,6	–	68,4	4,6	0,12	215,6
Червоне	176,3	–	45,6	2,1	0,84	239,6
Старе	146,4	–	92,4	1,0	0,05	256,0
Тарханкутська група						
Бакальське	41,4	3,8	6,1	3,8	0,16	56,5
Джарилгач	63,8	5,7	7,4	3,2	0,14	91,7
Панське	87,4	8,0	10,5	3,9	0,18	110,8
Донузлав	55,6	4,2	7,9	3,4	0,23	70,6
Євпаторійська група						
Ойбурське	117,0	9,6	12,8	4,3	0,28	144,0
Сасик	96,4	8,8	14,7	4,2	0,56	124,0
Сакське	166,8	17,4	23,8	2,4	0,31	212,1
Кизил-Яр	46,5	–	10,4	5,2	0,49	64,1
Керченська група						
Узунларське	20,8	10,9	43,3	1,8	0,31	264,4
Чурбаське	13,5	0,3	4,5	2,2	–	20,8
Актаське	84,2	2,1	17,6	6,8	0,3	11,2

13.8. Водосховища

Згідно Водного Кодексу України, ***водосховище*** – це штучна водойма місткістю понад 1 млн м^3, збудована для створення запасу води та регулювання її стоку. Штучна водойма місткістю менше 1 млн м^3 називається ***ставом.***

Одним з перших водосховищ на Землі було водосховище, створене в Стародавньому Єгипті в 2950–2750 рр. до н.е. з греблею Садд-ель-Кафара на

р. Ніл. На земній кулі нараховується понад 60 тис. водосховищ і щорічно вводиться в експлуатацію декілька сотень нових.

Загальна площа всіх водосховищ світу перевищує 400 тис.км^2, а з урахуванням підпертих озер – 600 тис. км^2. Деякі річки – Волга, Дніпро, Ангара, Міссурі, Колорадо, Парана перетворені в каскади водосховищ.

У гідрології водосховищ ці штучні водойми розглядаються як такі, що поєднують ознаки озера і річки. Поділ водосховищ на окремі типи може виконуватися за географічними положенням, за способом утворення (генетичні ознаки), за морфологічними ознаками (будова ложа), за місцем у річковому басейні, за характером регулювання стоку та іншими ознаками.

13.8.1. Гідрохімічний режим водосховищ

Гідрохімічний режим визначає обіг хімічних елементів у водному середовищі штучних водойм. Особливості цього режиму залежать від географічного положення, типів водосховищ та еволюційних процесів в них. У перші роки після заповнення водосховища хімічний склад річкових вод трансформується в озерний. Ця трансформація буде виражена тим більше, чим повільніший водообмін.

Розклад решток затопленої рослинності та підвищення каламутності за рахунок донних наносів у перші роки експлуатації водосховищ погіршує якість води. У водосховищах, на відміну від річок, з'являються мілководні, інколи застійні зони, в яких може погіршуватися кисневий режим, накопичуватися органічні речовини.

Період первинного формування хімічного складу води водосховищ визначається часом, протягом якого в основному розпадається органічна речовина, яка залишилася на дні водойми. Водосховища мають різний період формування (до кількох років), причому інтенсивність розглядуваних процесів поступово зменшується і режим водосховища стабілізується.

Найчастіше водосховища створюються на річках при їх зарегулюванні, тому практично необхідно знати спрямованість змін у складі води і гідрохімічному режимі водосховища після їх стабілізації, порівняно з річкою, на якій збудовано водосховище.

При переході від річкового режиму до озерного спостерігаються такі зміни: встановлення термічної стратифікації, підвищення температури води на поверхні, інтенсифікація розвитку планктону і вищої водяної рослинності, зменшення кількості завислих речовин. Це стосується всього комплексу розчинених речовин. Величина змін залежить від характеру водойми і навколишніх умов, серед яких найважливішою є клімат.

13.8.2. Мінералізація води

В умовах надлишкового зволоження середня мінералізація води у водосховищі змінюється незначно. Розглянемо схему напряму змін середньорічної величини мінералізації водосховища порівняно з річкою. Позначимо $C_{пр}$ і $C_{ст}$ величини концентрації води відповідно припливу у водосховище і стоку з нього; $W_{ПР}$, W_O, W_B – об'єми припливу, опадів і води, яка випаровується з поверхні озера. Приймемо, що рівень у водосховищі

постійний. Вирішення ***формули балансу розчинених солей*** справедливе для середньої багаторічної зміни мінералізації води:

$$C_{пр}\, W_{ПР} = C_{ст}\,(W_{ПР} + W_O - W_B), \qquad (13.3)$$

звідки мінералізація води, яка витікає з водосховища або перебуває у пригреблевій частині його, дорівнюватиме:

$$C_{ст} = C_{пр}\, W_{ПР} / (W_{ПР} + W_O - W_B) \qquad (13.4)$$

Зрозуміло, що в умовах надлишкового зволоження $W_O > W_B$, тому $C_{ст} < C_{пр}$, тобто мінералізація може навіть знижуватися на деяку величину, яка залежить від співвідношення об'єму водосховища і величини $W_O – W_B$.

Якщо $W_O = W_B$, то середня мінералізація річки при проходженні її через водосховище взагалі не зміниться.

Проте як у першому, так і в другому випадку змінюється розподіл величин мінералізації протягом року залежно від сезону. В результаті акумуляції у водосховищі великого об'єму паводкових вод сезонні зміни йонного складу води відбуватимуться у вужчих межах, ніж вони були в річці до створення водосховищ.

У перший період створення водосховища, особливо при незначній величині річкового стоку, мінералізація води може зростати за рахунок вимивання солей і забруднювальних речовин, які містяться в ґрунті. Втім, це може бути непомітно внаслідок значних змін в режимі мінералізації при зарегулюванні стоку.

У місцевостях з посушливим кліматом у водосховищах спостерігаються найбільші зміни мінералізації води. Великого значення тут набуває випаровування, оскільки площа водосховища значно збільшується порівняно з річкою. В цьому випадку в наведеному рівнянні $W_O < W_B$ і, відповідно, $C_{ст} > C_{пр}$, тобто мінералізація річкової води зростає у міру проходження крізь водосховище на величину відношення об'ємів води, яка надходить і витікає з нього. Спочатку важливим може бути вимивання з ґрунтів солей, на які вони багаті в посушливих областях.

В цілому ж, для формування мінералізації води водосховищ спостерігаються наступні закономірності:

1) чим більше відношення об'ємів водної маси та припливу, тим більший вплив на мінералізацію матиме випаровування в умовах недостатнього зволоження;

2) при однакових об'ємах води у водосховищах і однакових припливах мінералізація води буде підвищуватися менше у водосховищі з більшою середньої глибиною, оскільки поверхня, а відповідно і випаровування у нього менше;

3) мінералізація води водосховища при однакових величинах припливу і розмірах водосховища сильніше підвищується у більш посушливих областях.

Найменш сприятливі умови для утворення малої мінералізації в посушливих областях спостерігаються у великих за площею, але мілких водоймах з порівняно невеликим відношенням припливу води до об'єму водосховища. Такі водосховища при досягненні $W_{ПР} + W_O \le W_B$ не мають

поверхневого стоку, в них при слабкій фільтрації накопичуються солі і вода засолюється.

13.8.3. Газовий склад води водосховищ

Газовий склад води водосховищ формується під дією багатьох чинників. На основі спостережень за газовим режимом водосховищ Дніпра О.І. Денисовою встановлено, що на початку існування водосховищ у період їх становлення найбільший вплив на газовий режим має дно внаслідок бурхливих процесів розкладання рослинного і ґрунтового покриву затопленого ложа. При цьому велика кількість кисню (до 30 %) витрачається на окиснення органічних речовин, змитих із затоплених територій. Це часто призводить до дефіциту кисню в придонних шарах води. На вміст у воді розчиненого CO_2 впливають в основному фотосинтез та інші біохімічні процеси.

Збіднення води на CO_2 відбувається також при виділенні її в атмосферу – при підвищенні температури води в літній час і в денні години, це зумовлює сезонні і добові коливання CO_2. Максимальні концентрації CO_2 у воді (до 60 мг/дм^3) спостерігаються взимку. Відповідно до змін вмісту CO_2 змінюється і pH води, яке залежить від стану карбонатної рівноваги. Максимальні значення pH, які досягають 9,7, характерні для літнього періоду, мінімальні (7,0) – для зими.

Влітку дуже сильно змінюється газовий режим водосховищ. У цей період на склад розчиненого газу (здебільшого O_2 і CO_2) впливають не лише добові коливання температур і змінення структури водних мас, а й зміни біомаси ціанобактерій.

13.8.4. Цвіти́ння води

Цвіти́ння води – масовий розвиток фітопланктону, який викликає зміну кольору води і погіршує кисневу забезпеченість води у водоймах (озерах і водосховищах) – рис. 13.8. Одна з причин цвітіння води – надходження у водойми мінеральних, особливо фосфоромістких добрив, синтетичних мийних засобів, органічних забруднювальних речовин.

Цвітіння води – це природне явище, що проявляється в зміні забарвлення води внаслідок масового розмноження мікроскопічних водоростей у водоймах. Відоме здавна. Шкідливим є надмірне цвітіння, яке погіршує якість води та умови життєдіяльності організмів, порушує гідрохімічний режим, створюючи дефіцит кисню. Шар води, що цвіте, може сягати 10–15 см завтовшки. При цьому виникає придуха риби і вона гине.

Одноклітинні, мікроскопічні, планктоноподібні організми природним чином живуть у добре освітленому сонцем верхньому шарі води у будь-якого типу водоймі. Ці організми (фітопланктон або мікроводорості) утворюють основу харчової мережі від якої залежать майже всі інші водяні організми. Зафіксовано понад 5000 видів морського фітопланктону по всьому світу, з них близько 2 % є шкідливими чи токсичними. Цвітіння шкідливих водоростей може мати різноманітний і потужній вплив на морські екосистеми, в залежності від того з якими видами це відбувається, середовища в якому вони перебувають, і від механізму яким вони здійснюють свій негативний вплив.



а



б



в



г

Рис. 13.8. Цвітіння води у водних об’єктах: а) канал; б) Канівське водосховище на Дніпрі; в) став; г) Азовське море

Яскраво-зелене цвітіння є результатом розмноження *ціанобактерій*, які до недавнього часу називали синьо-зеленими водоростями.

Цвітіння також можуть викликати макроводорості, які не належать до планктону. Його можна впізнати за великими обсягами водоростей, що їх прибиває до берега і які роблять воду темною. Вперше «чорні води» були описані у Флоридській затоці в 2002 р.

Сприятливими цвітінню води умовами є: 1) нестійкість екосистеми чи наявність чинників, які спричиняють порушення рівноваги в екосистемі водойми; 2) підвищені концентрації біогенних речовин, переважно азоту і фосфору, які є поживою; 3) слабкий водообмін; 4) посилене прогрівання води.

Створення водосховищ на річках, в результаті чого утворюється значна частина мілководь, які добре прогріваються в літню пору і мають уповільнений водообмін, сприяє цвітінню води. Зокрема, це явище спостерігається на каскаді водосховищ на Дніпрі: Київському, Канівському, Кременчуцькому, Кам'янському, Дніпровському (Запорізькому).

Цвітіння води завдає великих збитків рибному господарству. Якщо вживати воду з ознаками цвітіння (зеленуватий колір, неприємний запах) у людини можуть розвинутись отруєння та алергічні реакції.

Цвітіння водоростей іноді відбувається у водних об'єктах, які є джерелами водопостачання питної води. Тому необхідно звертати особливу увагу на дотримання необхідних технологічних методів очищення води.

Найефективніший засіб боротьби з цвітінням води – збирання мікроскопічних організмів спеціальними невеликими суднами. Зібрану масу використовують як добриво, на виготовлення паперу, картону, фарб тощо.

13.8.5. Мінералізація води дніпровських водосховищ

Суттєвих змін у мінералізації води і концентрації головних йонів при експлуатації водосховищ не спостерігається (табл. 13.11). Як видно, верхня межа мінералізації вниз по каскаду зростає від 380 мг/дм^3 у Київському водосховищі, до 460 мг/дм^3 у Дніпровському. В сучасних умовах порівняно з першими роками існування водосховищ нижня межа мінералізації води зросла в результаті впливу каскаду.

Домінуючим катіоном у воді Дніпра і його водосховищ є Ca^{2+}, аніоном – HCO_3^-. Абсолютний і відносний вміст інших йонів значно менший. Змішування у водосховищах річкових вод різної мінералізації призвело до осереднення хімічного складу води. Після спорудження каскаду водосховищ амплітуда коливання головних йонів зменшилась, нижня межа їх концентрації зросла, верхня – знизилась.

Таблиця 13.11. Граничні концентрації головних йонів і мінералізації води дніпровських водосховищ, мг/дм^3

Водосхо-вище	Роки	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^++K^+	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	$\sum_i$
Київське	1965-1967	23-68	2-24	8-26	60-235	7-32	4-25	122-380
	1981-1985	17-32	5-19	5-25	106-246	11-47	1-34	196-374
Канівське	1981-985	31-77	5-20	9-59	106-217	19-43	11-59	198-396
Кремечуцьке	1961-1964	24-75	2-23	0-29	45-255	8-32	5-20	116-399
	1981-1985	29-67	5-28	3-40	109-220	17-54	11-31	220-420
Кам'янське	1963-1965	27-74	1-12	0-27	92-231	8-30	5-13	132-358
	1981-1985	29-59	5-17	9-35	88-219	20-^8	17-31	171-393
Дніпровське	1956-1960	20-74	1-32	1-34	73-210	8-61	15-30	109-450
	1981-1985	33-59	5-22	1-43	131-219	26-44	21-36	207-453

Незважаючи на сезонні зміни концентрацій йонів у воді водосховищ, їх співвідношення для кожного водосховища залишається постійним і лише іноді змінюється при зміщенні карбонатної рівноваги та в місцях впадіння більш мінералізованих приток, які підвищують вміст Mg^{2+}, Na^+, K^+, SO_4^{2-}.

Йонний стік р. Дніпро підвищився на 5 % порівняно з таким до зарегулювання, оскільки на вказану величину в середньому збільшилась мінералізація води. До зарегулювання максимум йонного стоку припадав на весняний період (45 %), коли і водний стік був максимальним.

Після побудови каскаду водосховищ йонний стік розподіляється за сезонами рівномірніше, причому, незважаючи на різке скорочення водного стоку у весняний період, йонний стік зменшився незначно.

Контрольні питання до розд. 13

1. Назвати основні чинники, від яких залежить хімічний склад річкової води.

2. Які групи хімічних компонентів містяться у річковій воді?

3. Яка мінералізація води характерна для великих річок світу та України?

4. Що означає поняття «гідрохімічний режим річки»?

5. Як пов'язані між собою гідрохімічний та гідрологічний режими річки?

6. Які чинники визначають мінералізацію і хімічний склад води озер?

7. На які групи поділяють озера за проточністю?

8. На які групи поділяються озера за мінералізацією води?

9. Перелічити складники сольового балансу озер..

10. Під дією яких чинників формується хімічний склад води водосховищ?

11. Що таке цвітіння води?

14. ХІМІЧНИЙ СКЛАД ПІДЗЕМНИХ ВОД

Підземні води – це природні води, які залягають у земній товщі нижче поверхні землі. Підземна гідросфера зв'язана з поверхневою: чим ближче до поверхні землі водоносні горизонти, тим тісніше проходить водообмін. Він досить активний і є елементом загального кругообігу води в природі. Серед всіх типів підземних вод більшість дослідників виділяють два основних типи: ґрунтові і міжпластові (напірні, артезіанські) води. Особливу групу становлять мінеральні води.

14.1. Умови формування хімічного складу підземних вод

Стан води у гірських породах має різноманітні форми і залежить від сил взаємодії, які виникають на межі системи порода-вода і зумовлюються складом порід, ступенем їх дрібнення і фізичних умов. Вода міститься у породі у вигляді надтонкої плівки, сорбованої на породі (гігроскопічна волога), тонких плівок, які огортають частинки твердих речовин (плівкова волога), рідини, яка заповнює капіляри у проміжках між окремими частинками породи, а також при досить великій кількості вологи – у крапельно-струменевому стані, утворюючи підземні водойми значної потужності у вигляді водоносних шарів і тріщинних зон.

Основні особливості, які визначають формування хімічного складу підземних вод:

1. Тісний контакт підземних вод з різноманітними породами і мінералами земної кори, який полегшує перехід елементів та їх сполук у розчин.

2. Наявність водотривких важкопроникних шарів порід, які відокремлюють певні горизонти підземних вод, що утруднює, а часто й порушує водообмін між водоносними горизонтами. Це сприяє утворенню індивідуальності складу підземних вод.

3. Утрудненість зв'язку підземних вод з атмосферою і земною поверхнею.

4. Ослаблення біологічних процесів, які в підземних водах, на відміну від інших видів природних вод, обмежуються життєдіяльністю мікроорганізмів за винятком карстових районів.

5. Різка зміна фізичних умов (температури й тиску) з глибиною. На великих глибинах вода взаємодіє з породами при тиску в кілька сотень і тисяч атмосфер і часто при високих температурах (понад 100 °С).

6. Зниження з глибиною вмісту кисню і встановлення з деякої глибини відновних умов, низького окиснювально-відновного потенціалу, створення середовища, яке сприяє розвитку анаеробних процесів.

Названі особливості визначають основні риси хімічного складу підземних вод, які наведено нижче.

1) Надзвичайна різноманітність хімічного складу вод. Підземні води можуть мати дуже своєрідний склад, до якого входять всі природні хімічні елементи. Наприклад, підвищені концентрації Fe^{2+}, Mn^{2+}, $N0_2^-$, $N0_3^-$, Ra^{2+}, H^+, величезний вміст CO_2, H_2S, CH_4 та ін. Співвідношення між головними йонами різноманітні, а склад води буває всіх класів, груп, типів.

2) Мінералізація підземних вод змінюється: від прісних до розсолів, сума йонів – від кількох десятків мг/дм^3 до 600-650 г/дм^3. Такий широкий діапазон зміни мінералізації (за винятком озер) не спостерігається серед інших видів природних вод.

3) Відсутність у більшості глибинних підземних вод чітко вираженого режиму хімічного складу за сезонами.

Різноманітність хімічного складу підземних вод і характер його розподілу в земній корі зумовлені історичним розвитком процесів виникнення вод у товщі гірських порід, їх динамікою, перетворенням їх складу при взаємодії з породами і під впливом життєдіяльності організмів.

Часто важко виявити генезис хімічного складу підземних вод. Насамперед це стосується походження води. Води поділяються за походженням на фільтраційні, конденсаційні, ювенільні (з парів, що надходять з надр). Залежно від походження води її склад формується відповідно до циклу змін, які спостерігались протягом часу її існування під землею.

Роль порід як чинника мінералізації підземних вод залежить насамперед від складу порід.

При вивченні гідрохімічних особливостей підземних вод доцільно дотримуватися розподілу їх за вертикальними зонами, тобто враховувати відстань до атмосфери і поверхневих вод, а також умови фільтрування та промивання.

За глибиною залягання підземні води поділяються на три зони:

1) зона активного водообміну (верхня), води якої знаходяться вище місцевого базису ерозії, дренуються річками і відчувають вплив поверхневих вод, які фільтруються зверху; зони сприйнятливі до впливу кисню (ґрунтові води);

2) зона утрудненого водообміну (середня), яка є проміжною і, залежно від місцевих умов, відображає частково властивості верхньої і нижньої зон;

3) зона відносно застійних вод (нижня), ізольована від впливу поверхневих: склад вод змінюється лише протягом геологічного часу.

Води 2-ї та 3-ї зон ще називають міжпластовими водами.

14.2. Ґрунтові води

У верхній частині земної кори найбільше розповсюдження мають дві гідрофізичні зони, які вирізняються станом, умовами формування та циркуляції в них води. Це зона аерації та зона повного насичення водою – ґрунтові води.

14.2.1. Ґрунтові води вилуговування і континентального засолення

Ґрунтові водоносні горизонти є безнапірними, з відкритою, вільною поверхнею. Виділяють дві зони ґрунтових вод за генетичними ознаками і умовами формування хімічного складу: вилуговування і континентального засолення.

Ґрунтові води вилуговування формуються в областях надлишкового зволоження чи помірно вологих, але за наявності добре проникливих порід, високої динамічності вод і активного дренажу. Загальна мінералізація ґрунтових вод цієї зони не перевищує 1 г/дм^3, склад: HCO_3^- – Na^+, HCO_3^- –– Ca^{2+}. У південних районах зони надлишкового зволоження спостерігаються

ґрунтові води складу $SO_4^{2-} – Cl^- – Na^+$, $SO_4^{2-} – Cl^- – Ca^{2+}$ з мінералізацією понад 1 г/дм^3. Для цієї зони характерний підвищений вміст органічних речовин.

Ґрунтові води континентального засолення формуються в умовах аридного клімату на територіях пустель, напівпустель та сухих степів. У цих районах спостерігається значно більша різноманітність хімічних типів вод. Трапляються прісні, солонуваті і солоні води гідрокарбонатно-сульфатні, сульфатні, сульфатно-хлоридні і хлоридні води. В умовах континентального засолення інтенсивно випаровуються поверхневі води, які в цих районах також відносно більш мінералізовані. Склад органічної речовини збіднений, у водах відбувається повніше розкладання органічних залишків.

Для ґрунтових вод характерна різноманітна мікрофлора. Поживним середовищем для неї є органічна речовина, розчинена у воді. Найінтенсивніше в цих водах розвиваються сапрофіти і бактерії гниття. Наявність бактерій у ґрунтових водах є головною причиною появи в них специфічних газових компонентів (H_2S, H_2, CH_4, CO_2 та ін.). Можуть навіть виникати невеликі скупчення газів, наприклад H_2S і CH_4.

14.2.2. Ґрунтові води на території України

Зона мішаних лісів. Основною рисою цих вод є поширення гідрокарбонатного кальцієвого, гідрокарбонатного кальцієво-магнієвого і гідрокарбонатного кальцієво-натрієвого типів. За величиною мінералізації води в четвертинних відкладах зони мішаних лісів є ультрапрісними та прісними (189–507 мг/дм^3), за твердістю – переважно помірно тверді. В межах Турійсько-Костопільської денудаційної рівнини на крейдовій основі у флювіогляціальних утвореннях води мають мінералізацію 723 мг/дм^3 і твердість – 8 ммоль/ мг/дм^3.

Лісостепова зона. В четвертинних відкладах територіально поширені води в еолово-делювіальних, рідше – флювіогляціальних і алювіальних утвореннях. На значній території лісостепової зони в четвертинних відкладах поширені води чотирьох типів: гідрокарбонатні кальцієві, гідрокарбонатні кальцієво-магнієві, гідрокарбонатні змішанокатіонні і гідрокарбонатні кальцієво-натрієві. Переважають перші два типи. За величиною мінералізації води четвертинних відкладів у межах лісостепової зони прісні. Мінералізація у них коливається незначно – від 529 до 790 мг/дм^3. Лише на території Подільської височини переважають слабосолонуваті води (1201 мг/дм^3) зі значною твердістю.

Степова зона. На відміну від вод у четвертинних відкладах двох північних зон, води степової зони характеризуються підвищеним вмістом головних йонів.. В степовій зоні спостерігається зміна складу вод з просуванням у південних напрямках. В північній частині зони переважають гідрокарбонатно-сульфатні типові кальцієві чи натрієво-кальцієві води; трапляються тут також води гідрокарбонатно-сульфатно-хлоридні кальцієвого складу. В південній частині зони в четвертинних відкладах поширені води, в складі яких перше місце посідають сульфати, а в південних широтах – також хлориди. Серед катіонів переважають Na+, K+ чи Ca^{2+}. В цій частині зони поширені води сульфатні натрієво-кальцієві чи кальцієво-натрієві, сульфатно-хлоридно-гідрокарбонатні змішаного катіонного складу, хлоридно-сульфатно-гідрокарбонатні кальцієві і хлоридно-сульфатні

змішаного катіонного складу. За мінералізацією води четвертинних відкладів степової зони – солонуваті (1234–2565 мг/дм^3), а в деяких випадках – солоні (3128–3317 мг/дм^3), дуже тверді (9–30 ммоль/дм^3).

Кримська гірська країна. Ґрунтові води північної частини Кримських гір мають дуже різноманітний склад: сульфатно-хлоридний кальцієво-натрієвий; південні схили - гідрокарбонатний натрієво-кальцієвий; фонова мінералізація вод регіону змінюється від 150 до 20300 мг/дм^3 (середня 604–6200 мг/дм^3).

Карпатська гірська країна. Закарпатська рівнина характеризується сульфатно-хлоридним змішано-катіонним складом; Вулканічні Карпати – гідрокарбонатно-хлоридним натрієвим; Передкарпаття - гідрокарбонатним кальцієвим. Мінералізація змінюється від 50 до 4250 мг/дм^3 (середня дорівнює 494–769 мг/дм^3).

14.3. Міжпластові (напірні) води

Міжпластовими водами називаються підземні води, що знаходяться у водоносних горизонтах (комплексах), які перекриті водотривкими пластами та мають гідростатичний напір. Цей напір проявляється в підйомі рівня води над покрівлею пласта при розкритті його свердловинами чи іншими видами виробок. При сприятливих геоструктурних та гідрогеологічних умовах свердловини можуть фонтанувати.

Основна форма залягання напірних вод - *водонапірні (артезіанські) басейни.*

Напірні води, як і ґрунтові, характеризуються різноманітністю хімічного складу. Зазвичай розрізняють води прісні (з мінералізацією до 1 ‰), солонуваті (до 10 ‰), солоні (до 35 ‰), розсільні (понад 35 ‰). Мінералізація напірних вод коливається від часток ‰.до 650 ‰.

Прісні води спостерігаються в області живлення (інфільтрації вод поверхневого стоку в пласти), а також у зоні утворення напору, якщо для цієї зони характерний активний водообмін, тобто рух вод від області живлення до області розвантаження.

За складом ці води становлять системи HCO_3^- -- Ca^{2+}, HCO_3^- -- SO_4^{2-} -- Ca^{2+}, SO_4^{2-} -- HCO_3^- -- Ca^{2+} і близькі до складу поверхневих. Часто вони містять мікроелементи з низькими концентраціями (Sr, Li, Mn, Fe, Si, Al, Ni та інші), а також іноді радіоактивні елементи. Органічна речовина прісних напірних вод за видовим складом близька до ґрунтових. Видів бактерій менше, ніж у ґрунтових водах, вміст органічного вуглецю коливається в межах 15-30 мг/дм^3. У прісних напірних водах розчиняються гази повітряного походження (O_2, N_2, CO_2, H_2, благородні гази), значно менше – H_2S, CH_4.

Солонуваті води різноманітніші за своїм хімічним складом. Вони утворюють всі основні класи – гідрокарбонатний, сульфатний, рідше хлоридний. Різноманітний і катіонний склад: переважають катіони Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+. У водонапірних басейнах солонуваті води залягають у зоні уповільненого водообміну, трапляються на різних глибинах залежно від геологічної будови регіону. В газовому складі цих вод порівняно з прісними зменшується частка компонентів атмосферного походження і збільшується вміст газів глибинного і мікробіологічного генезису (H_2S, CO_2). Поблизу нафтових і газових покладів

солонуваті води містять підвищені кількості CH_4, C_2H_6 та інші вуглеводневі компоненти.

Солоні та розсільні води займають основний об'єм підземної гідросфери. За генезисом це води високої мінералізації переважно седиментаційні і змішані, рідше – інфільтраційні розсоли вилуговування легкорозчинних солей (NaCl, KCl, $CaCl_2$ тощо). При формуванні розсолів початковою може бути як морська похована вода, так і інфільтраційна чи змішана. Солоним та розсільним водам відповідає у підземній гідросфері зона найбільш утрудненого водообміну, який має цикл майже мільйони років. Підземний стік у цій зоні виявляється лише в масштабах геологічного часу. Води високої і надвисокої мінералізації (іноді до 500–600 г/дм^3) характерні для закритих гідрогеологічних структур. Серед аніонів тут переважає Cl^-, серед катіонів – Na^+ і Ca^{2+}, в цілому домінують хлориди натрію.

14.4. Мінеральні води

Мінеральними називаються природні води, які внаслідок специфічних особливостей складу (фізичних і хімічних) сприятливі для організму людини, мають лікувальні властивості (табл. 14.1).

Таблиця 14.1. Критерії оцінювання мінеральних лікувальних вод

Критерії	Назва вод	Значення показника
1	2	3
Загальна мінералізація, г/дм^3	Слабкої мінералізації	2,0–5,0
	Середньої мінералізації	5,0–15
	Високої мінералізації	15–35
	Розсольні	35–150
	Міцнорозсольні	> 150
Вміст $C0_2$(H_2C0_3 + $C0_2$), г/дм^3	Слабковуглекислі	0,5–1,4
	Вуглекислі середньої концентрації	1,4–2,5
	Сильновуглекислі	> 2,5
Вміст $H_2S_{заг}$ (H_2S + HS), 10^{-3} г/дм^3	Слабкосульфідні	10–50
	Сульфідні середньої концентрації	50–100
	Міцні сульфідні	100–250
	Дуже міцні сульфідні	>250
• *при рн 6,5*	•*сірководневі*	6,5
• *при рн 6,5-7,5*	•*сірководневі сульфідні*	6,5–7,5
• *при рн > 7,5*	• *гідросульфідні*	7,5
Вміст As, 10^{-3} г/дм^3	Миш'яковисті	0,7–5,0
	Міцні миш'яковисті	5,0–10,0
	Дуже міцні миш'яковисті	>10,0
Вміст Fe (Fe^{2+} + Fe^{3+}), 10^{-3} г/дм^3	Залізисті	20–40
	Міцні залізисті	40–100
	Дуже міцні залізисті	> 100
Вміст Br^+, 10^{-3} г/дм^3	Бромні	25
Вміст H_2SiO_3 + SiO_3, 10^{-3} г/дм^3	Кременисті	50

Закінчення табл. 14.1

1	2	3
Вміст J, 10^{-3} г/дм^3	Йодні	5
Вміст Ra, 10^{-3} г/дм^3	Слабкорадієва	$10^{-11} – 10^{-10}$
	Середньорадієва	$10^{-10} – 10^{-9}$
	Сильнорадієва	$>10^{-9}$
Вміст Rn, мКі/дм^3	Слабкорадонові	5–40
	Радонові	40–200
	Високорадонові	>200
Реакція води, pH	Сильнокислі	3–3,5
	Кислі	3,5–5,5
	Слабкокислі	5,5–6,8
	Нейтральні	6,8–7,2
	Слабколужні	7,2–8,5
	Лужні	> 8,5
Температура, °С	Холодні	< 20
	Теплі (слабкотермальні)	20–35
	Гарячі (термальні)	35–42
	Дуже гарячі (високотермальні)	> 42

Мінеральні вод одними з перших серед природних вод почали вивчати на хімічний склад. Термін «мінеральні води» досить умовний, оскільки всі природні води містять мінеральну (звичайно найбільшу) та органічну частини. Цей термін увійшов у практику і вживається стосовно лікувальних вод. Втім його не треба ототожнювати з поняттям високомінералізованих вод. Величина мінералізації є важливим критерієм у понятті «мінеральні води», проте мінеральні води бувають і з малою мінералізацією (наприклад, марціальні залізисті води).

Характеристиками лікувальних мінеральних вод, крім мінералізації, є наявність у складі характерних компонентів, а також специфічні фізичні властивості (див. табл. 14.1).

Найважливіші в бальнеологічному відношенні ознаки води: 1) величина мінералізації; 2) особливості йонного складу; 3) газовий склад (розчинені та спонтанні гази); 4) вміст деяких (фармакологічно важливих) мікроелементів; 5) радіоактивність; 6) величина pH; 7) температура.

Підземні мінеральні води часто представлені мінеральними джерелами, які самовиливаються під гідростатичним тиском або напором газів. У наш час мінеральні води часто виводять на поверхню штучно, за допомогою бурових свердловин. Мінеральні джерела належать як до глибинних вод, так і до вод, які сформувались у порівняно неглибоких шарах землі.

Умови формування хімічного складу води мінерального джерела важко з'ясувати. Проте незалежно від походження води, вона, перш ніж вийти на денну поверхню, має пройти складний шлях пустотами і тріщинами у земній корі, взаємодіючи з різноманітними породами. Нечасто трапляються випадки, коли хімічний склад джерела формується цілком за рахунок глибинного походження; більшою мірою він або стосується порід осадового походження або частково комбінується з ними. Отже, вони в процесі міграції збагачуються

різноманітними компонентами, які часто не мають нічого спільного з початковим складом.

14.5. Охорона підземних вод від вичерпування та забруднення

Проблема чистої води – одна з головних у комплексі природоохоронних заходів. Сучасна криза навколишнього середовища викликана як науково-технічним прогресом, так і бурхливим економічним розвитком, демографічним вибухом тощо.

Підземні води – найбільш дефіцитна частина водних ресурсів, саме тому їх використання, переважно для пиття, відображено в законодавстві провідних країн світу.

14.5.1. Вичерпування та забруднення підземних вод

Причинами зменшення ресурсів прісних вод є, по-перше, інтенсивне їх вичерпування і, по-друге, забруднення.

Вичерпування прісних вод відбувається внаслідок нерозумної, а часто хижацької експлуатації водних ресурсів. Нині видобувається набагато більше води, ніж необхідно для безпосередніх потреб. Так, втрати води при водопостачанні становлять більше 20 % від водовідбору, а при зрошенні – понад 70 %. У багатьох районах систематичне зниження рівня підземних вод – причини повного вичерпування водоносних горизонтів із прісною водою.

Забрудненими підземними водами вважаються такі, склад і фізичні властивості яких під впливом діяльності людини погіршилися порівняно із природними підземними водами району, що не зачеплені антропогенним впливом, і вони стали менш придатними для використання.

При забрудненні в підземних водах може відбуватися як збільшення вмісту компонентів, що зустрічаються у природних підземних водах (хлоридів, сульфатів, залізу тощо), так і поява не властивих їм елементів і сполук, пов'язаних із діяльністю людини (поверхнево-активних сполук, отрутохімікатів тощо).

Забруднювальні речовини можуть надходити: 1) з промисловими стічними водами і відходами; 2) з господарсько-побутовими стічними водами та відходами; 3) із сільськогосподарськими добривами, отрутохімікатами, стічними водами та відходами птахоферм і тваринницьких комплексів; 4) з природними некондиційними водами (солоні води морів і поверхневих водотоків, підземні води, що містять підвищені кількості хлоридів, сульфатів, заліза, фтору, сірководню солей тощо).

Під вичерпуванням підземних вод розуміється витяг їх із земних надр у кількостях, що перевищують природне або штучне поповнення. Це проявляється у спрацюванні напорів, зниженні рівня та наступному осушенні водоносних горизонтів.

Спрацювання напорів і зниження рівнів підземних вод зазвичай відбувається як за рахунок діяльності водозабірних споруд, так і при порушенні умов живлення й поповнення ресурсів підземних вод унаслідок вирубки лісу, відсутності паводків на річках, зарегульованих у результаті спорудження водосховищ тощо.

Вичерпування ресурсів підземних вод призводить до *зменшення запасів прісних підземних вод,* припинення виливу напірних свердловин, осушення колодязів, зникнення джерел тощо. Разом із підземними водами вичерпуються й інші компоненти підземної гідросфери: ґрунтова волога, порові розчини, порушується водно-термічний баланс.

Кількість води, що вичерпується із земних надр, весь час збільшується. Уже сьогодні відчувається дефіцит прісних підземних вод у багатьох країнах світу. Так, у Молдові нині використовується значна частина природних ресурсів підземних вод. Те ж саме спостерігається на півдні України, в Закавказзі, Середній Азії, західних і північних штатах США тощо.

14.5.2. Охорона підземних вод

Основними заходами з охорони підземних вод від вичерпування є, по-перше, раціональне використання ресурсів підземних вод і, по-друге, покриття дефіциту прісних підземних вод іншими джерелами.

Раціональне використання ресурсів підземних вод при досить великому водовідборі вирішується передусім шляхом визначення економічної доцільності експлуатації підземних вод порівняно з використанням інших, можливих у даному районі, джерел водопостачання.

Раціональному використанню ресурсів підземних вод у регіональному масштабі має сприяти розробка басейнових і районних водогосподарських балансів, які будуть служити основою для планування розміщення продуктивних сил, визначення черговості будівництва об'єктів із великим водокористуванням, допустимих розмірів водовідбору тощо.

Крім того, раціональне використання підземних вод передбачає нормування та скорочення водоспоживання у промисловості, комунальному та сільському господарстві, а також зменшенні втрат води при її використанні. Велику роль в економії води має відіграти повторне використання відпрацьованих і очищених стічних вод у промисловості, теплоенергетиці, сільському господарстві.

Другим напрямом в охороні підземних вод від вичерпування є засоби, які сприяють *збільшенню їх запасів*. Першим кроком у цій справі можуть бути заходи зі *збереження природної величини живлення підземних вод,* яка була порушена.

Перспективним напрямом в охороні підземних вод від вичерпування є ***управління спільним водовідбором підземних і поверхневих вод*** з урахуванням їх взаємозв'язку та взаємовпливу. Такий підхід особливо важливий в аридних та напіваридних зонах на територіях із розвиненим зрошувальним землеробством. У таких умовах інтенсивний відбір ґрунтових вод може завдати шкоди поверхневому стоку, який є необхідним для зрошення, а регулювання річкових вод водосховищами, розбір і відвід річкових вод по бетонованих магістральних каналах і розподільниках викликає погіршення або навіть повне припинення живлення ґрунтових вод на прирічкових ділянках.

У проєктах спільного використання підземних і поверхневих вод може знайти місце і такий захід, як ***штучне поповнення*** (також називається заповненням і магазинуванням підземних вод), яке являє собою цілеспрямоване застосування інженерних заходів, щоб сприяти інфільтрації поверхневих вод у водоносні горизонти або підземні ємності для накопичення

та наступного використання. Переведення поверхневого стоку в підземний здійснюється через природні зниження рельєфу (яруги, балки, старорічча, висушені озера, кар'єри тощо) або через спеціальні споруди для інфільтрації води: відкриті (басейни, канали тощо) і закриті (свердловини, колодязі тощо).

Зони санітарної охорони водозабірних споруд. При експлуатації підземних вод за допомогою водозабірних споруд із метою питного водопостачання одним із найважливіших заходів з охорони підземних вод є створення ***зони санітарної охорони*** (ЗСО) навколо ***водозабірних споруд,*** що складається з трьох поясів. Перший – пояс суворого режиму. Він встановлюється на відстані не менше 30 м від водозабірної споруди при використанні напірних водоносних горизонтів і не менше 50 м – при експлуатації ґрунтових. Другий і третій пояси ЗСО – пояси обмежень. Вони призначені для захисту водоносних горизонтів від мікробного (другий пояс) і хімічного (третій пояс) забруднення. Межа другого поясу визначається, виходячи з часу виживання патогенних мікробів при русі води до водозабору. Цей розрахунковий час приймається таким, що дорівнює 200–400 добам для ґрунтових вод і 100–200 добам – для напірних залежно від умов взаємозв'язку поверхневих і підземних вод та кліматичних районів. Межа третього поясу встановлюється на відстані, що виключає добігання хімічного забруднення до водозабору за час його експлуатації.

Контрольні питання до розд. 14

1. *Чим зумовлюється формування хімічного складу підземних вод?*
2. *Назвати основні риси хімічного складу підземних вод.*
3. *Які дві зони ґрунтових вод виділяють за умовами формування хімічного складу?*
4. *В яких межах коливається мінералізація ґрунтових вод?*
5. *В яких межах коливається мінералізація напірних вод?*
6. *Які води називаються мінеральними?*
7. *Які є особливості мінеральних вод?*
8. *В чому полягає охорона підземних вод від вичерпування?*
9. *В чому полягає охорона підземних вод від забруднення?*

15. ГІДРОХІМІЯ ОКЕАНІВ І МОРІВ

Вода Світового океану є складною багатокомпонентною хімічною системою, в якій є багато хімічних сполук у розчиненому стані, в складі колоїдів, завислих речовин. Хімічні речовини надають океанічній воді особливих фізичних властивостей, які суттєво впливають на циркуляцію водних мас. В океан безперервно надходять хімічні речовини з материків, атмосфери, надр Землі і океан стає джерелом солей, які повертаються в атмосферу і на материки [31].

15.1. Походження сольової маси океану та її склад

Походження сольової маси та її склад зумовлені такими чинниками: 1) ***надзвичайно різноманітним складом океанічної води***, оскільки Світовий океан, збираючи різні за складом води земної поверхні і дренуючи горизонти підземних вод, акумулює всі відомі в природі хімічні елементи; 2) ***вмістом в океанічній воді надзвичайно великої кількості солей***, яка оцінюється в $56{,}3\times10^{15}$ т при об'ємі Світового океану $1{,}37\times10^{9}$ км^3; 3) ***постійним у часі та однорідним у різних частинах океану і за глибиною основним складом*** океанічної води, що зумовлюється безперервним водообміном між окремими частинами океану.

Аніонний склад океанічної води за походженням пов'язаний переважно з речовинами, які виділялися з надр Землі (при дегазації мантії), в той час як ***катіонний склад*** в основному – з процесом хімічного вилуговування водою виверженних порід. Проте в історії формування хімічного складу вод океану (протягом мільярдів років) ще багато невстановлених рис.

Найбільші припущення містяться в гіпотезах щодо першого періоду існування океану: про кислу природу води первинного океану завдяки кислотному характеру деяких газів, що виділялись з надр Землі. Втім доречно припустити, що протягом раннього періоду історії Землі, коли не було кори вивітрювання, первинна кірка базальтів, піддаючись вилуговуванню водою і кислими газами, нейтралізувала останні. Утворені при вилуговуванні гідросилікати кальцію і магнію, які потрапляли в океан, внаслідок гідролізу утворювали слаболужну реакцію. Цьому ж сприяла і наявність у первинній атмосфері аміаку.

Не зовсім зрозуміло походження солоності первинного океану, оскільки загальна кількість води в ньому протягом історії Землі змінювалась. Вчений-геохімік О.П. Виноградов вважав, що суміш пари і води з газами при дегазації мантії, ймовірно була вже у початковий період порівняно схожою з сучасною, через це океанічна вода завжди була не прісною, а мала певну солоність. У подальшому на склад вод океану впливало багато атмосферних і континентальних процесів.

З установленням на Землі окиснювальної атмосфери, тобто стійкої присутності в ній кисню, настав дуже важливий етап у формуванні хімічного складу води океану. В його водах з'явились йони, які містять кисень (сульфатні, нітратні, нітритні та ін.).

Подальший розвиток хімічного складу води океану проходив шляхом накопичення в ньому розчинних продуктів, які утворювалися при хімічному вивітрюванні алюмосилікатів і надходили з надр Землі. З головних йонів у

розчині накопичувались хлоридні, сульфатні йони та йони натрію, магнію і калію. Йони кальцію утворюють з гідрокарбонатними і карбонатними йонами порівняно малорозчинні сполуки, тому величезні маси карбонату кальцію, особливо після періоду кембрію (близько 500 млн років тому), осаджувались на дно океанів і морів у вигляді вапняків. На дні внутрішніх морів в умовах сухого клімату накопичувалась також велика кількість кальцію у вигляді гіпсу. Тому кальцій, незважаючи на поширеність у породах, після появи сульфатних і гідрокарбонатних йонів мав к океані другорядне значення.

Крім продуктів хімічного вивітрювання алюмосилікатів, у міру утворення морських осадових порід з материковим стоком в океан, почали надходити солі осадових порід у вигляді йонів, які повторно повертались Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, Cl^{-}, SO_4^{2-}, HCO_3^{-} (циклічні солі).

Близько 200 млн років тому, наприкінці палеозою (за даними щодо складу солей висохлих давніх морів) хімічний склад води океану в основному сформувався і став досить близьким до сучасного.

15.2. Баланс йонного складу води океану

Сучасний склад головних йонів океанічної води відносно стабільний. Між прибутком і видатком солей в океані існує динамічна рівновага, яка залежить від взаємодії океану та низки зовнішніх чинників (материки, надра Землі, атмосфера), а також від багатьох процесів в океані.

Баланс йонного складу води океану складається з двох частин.

Прибуткова частина:

1) материковий стік; 2) продукти дегазації мантії на дні океану; 3) вітровий привнос (еоловим шляхом); 4) розчинення осадів на глибинах та дні океану; 5) десорбція із завислих речовин.

Видаткова частина:

1) випадіння в осад; 2) відокремлення морів і окремих заток; 3) вітровий винос з бризками води і а випаровування з водної поверхні; 4) просочування морською водою мулів і порід дна; 5) адсорбція завислими речовинами й опадами.

З океану постійно вилучаються і одночасно надходять до нього розчинені речовини в результаті перерозподілу їх у водах океану. Наприклад, вилучення з води низки елементів при асиміляції їх організмами й одночасне виділення при біохімічному розпаді відмерлих організмів.

Сольова маса океану, яка становить 56×10^{15} т, настільки велика порівняно з окремими елементами балансу, що необхідно сотні тисяч років, щоб були помітні її зміни.

Так, порівнюючи загальну кількість хлоридних йонів в океані 3097×10^{12} т (табл. 15.1) з кількістю їх, яка виноситься щорічно річками 228×10^{6}, можна розрахувати, що для зміни під впливом існуючого материкового стоку вмісту хлоридних йонів в океанічній воді хоча б на 0,2 ‰, тобто на величину граничної точності аналітичного визначення концентрації цих іонів, необхідно близько 200 тис. років.

Таблиця 15.1. Сольова маса океанічної води стосовно води масою 1600×10^{15} т

Йон	Маса, 10^{12} т	Йон	Маса, 10^{12} т
Cl^-	30976	HCO_3^-	205
Na^+	17232	Br^-	106
SO_4^{2-}	4321	$H_3BO_3^-$	43
Mg^{2+}	2077	Sr^{2+}	22
Ca^{2+}	653	F^-	2
K^+	619		
В с ь о г о 56256			

Для окремих морів, як правило, складають баланси хімічних компонентів за тими складниками, які можна обчислити (табл. 15.2, за А.П. Цуриковою, 1971 і табл. 15.3 за Б.О. Скопинцевим, 1979).

Таблиця 15.2. Сольовий баланс Азовського моря, 10^3 т/рік

Надходження, витрачання	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	$\sum_i$
Надходження							
Річковий стік	1944	660	1595	6088	3504	1482	15372
Атмосферні опади	80	24	104	281	214	62	765
Приплив із Сиваша	93	231	1878	63	495	3399	6099
Приплив з Чорного моря	7488	20904	173160	5928	43056	305760	556296
Всього	6905	21819	176737	12360	47269	310643	578433
Витрата							
Стік у Чорне море	8058	20382	173484	8058	44556	300042	554580
Стік у Сиваш	238	588	4942	224	1274	8568	15834
Випаровування	–	–	–	–	–	–	–
Всього	8296	20970	178426	8282	45830	308610	570414
Різниця	1309	849	1689	4078	1439	2033	8019

Таблиця 15.3. Баланс деяких компонентів хімічного складу води Чорного моря, 10^6 т/рік

Надходження, витрачання	$Cl^- + Br^-$	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}
Надходження					
Річковий стік	5,6	11,6	54,9	17,5	3,4
Атмосферні опади	–	–	–	–	–
Приплив з Босфору	3435	480,9	25,1	73,2	229,5
Приплив з Азовського моря	338	50	8,90	9,0	22,9
Всього	3779	543	89	100	256
Витрата					
Стік у Босфор	3433	483,6	66,4	84,1	233,8
Стік в Азовське море	322	45,4	6,3	7,9	21,9
Випаровування	–	–	–	–	–
Всього	3755	529	73	92	256

15.3. Головні йони морської води

Ще на початку XIX ст. було помічено, що кількість розчинених у водах океану солей може значно відрізнятись, але сольовий склад, співвідношення різних солей, які визначають солоність вод, у всіх районах Світового океану однакові. Така закономірність формується як властивість сталості сольового складу морських вод, яку для вод Світового океану було виявлено в результаті вивчення хімічних аналізів проб води, отриманих ще під час кругосвітньої експедиції «Челенджера» (1884) В. Дітмаром (закон Дітмара).

До головних йонів океанічної води, крім Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, CO_3^{2-}, Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+} і K^+, на відміну від прісних вод, належать також йони Br^-, F^-, $H_3BO_3^-$ і Sr^{2+}, кількість яких в океані перевищує 0,001 ‰ (табл. 15.4).

Таблиця 15.4. Склад головних йонів океанічної води

Йони	На 1 кг океанічної води (S = 35 ‰)		Йони	На 1 кг океанічної води (S = 35 ‰)	
	г	%-екв		г	%-екв
Хлоридні	19,35	45,09	Натрій	10,76	38,66
Сульфатні	2,70	4,64	Магній	1,30	8,81
Гідрокарбонатні	0,14	0,19	Кальцій	0,41	1,68
Бромідні	0,07	0,07	Калій	0,39	0,82
Борна кислота	0,03	0,01	Стронцій	0,01	0,03
Сума аніонів	22,29	50,0	Сума катіонів	12,87	50
			Сума йонів	35,16	100

Перераховані 11 йонів у сумі становлять 99,99 % всіх розчинених в океані речовин. Найбільше міститься хлоридів та йонів натрію. Ці два йони становлять 83,6 % суми всіх йонів, у результаті чого океанічна вода має хлоридно-натрієвий характер. Співвідношення концентрацій аніонів становлять $Cl^- > SO_4^{2-} > HCO_3^- > CO_3^{2-}$, а для катіонів $Na^+ > Mg^{2+} > Ca^{2+} > K^+$.

В табл. 15.5 наведено дані про вміст головних йонів Чорного й Азовського морів.

Сталість співвідношень концентрацій між головними йонами дає змогу знаходити значення будь-якого з них, не вдаючись кожного разу до аналітичного визначення.

Таблиця 15.5. Середні значення вмісту головних йонів та солоність води Чорного й Азовського морів у порівняння з океаном, ‰

Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Солоність
Чорне море							
5,795	-	0,697	0,253	10,23	1,441	0,198	18,614
Азовське море							
5,795	0,132	0,428	0,172	6,538	0,929	0,169	11,885
Сиваш							
6,26	-	0,77	0,31	11,13	1,65	0,21	20,33
Океан							
10,76	0,39	1,30	0,41	19,35	2,70	0,14	35,06

15.4. Солоність морської води

В океанічній практиці прийнято користуватися для характеристики мінералізації води солоністю, величина якої близька до суми всіх головних йонів.

Солоність морської води – це вміст у грамах усіх мінеральних речовин, які розчинені в 1 кг морської води, за умови, що бром та йод заміщені еквівалентною кількістю хлору, всі вуглекислі солі переведені в оксиди, а всі органічні речовини спалені при температурі 480 °С. Виражається вона в г/кг, тобто у тисячних частках – *проміле,* і позначається *S,* ‰.

15.4.1. Формули для визначення солоності води

Для визначення солоності води досить знати концентрацію хлоридного йона (точніше хлорність), який міститься в океанічній воді у найбільшій кількості і до того ж легко визначається в експедиційних умовах. *Хлорністю* називають сумарний вміст у грамах на 1 кг морської води галогенів - хлору, брому, фтору та йоду при перерахуванні на еквівалентний вміст хлору. Цей спосіб при оптимальних можливостях дає змогу визначити солоність з точністю до 0,01 ‰. М. Кнудсен у 1902 р. отримав формулу

$$S = 0{,}030 + 1{,}805\ Cl, \qquad (15.1)$$

де Cl – хлорність води, ‰.

У 1967 р. міжнародною угодою замість формули Кнудсена була прийнята простіша:

$$S=1{,}80655C1. \qquad (15.2)$$

Формула дістала назву «міжнародної», вона збігається з попередньою формулою для солоності в межах 30–40 ‰ з точністю ± 0,004 *%,.*

Величина солоності відрізняється від суми всіх головних йонів $\sum_i$, приблизно на 0,45 %. За Лайменом і Флемінгом, *істинна солоність* дорівнює

$$\sum_i=0{,}069 +1{,}8112Cl. \qquad (15.3)$$

Оскільки сольовий склад окраїнних і середземних морів відрізняється від середнього сольового складу океанічних вод, то існують і спеціальні формули аналогічних структур для окремих морів. Так, для Чорного моря використовують формулу

$$S= 1{,}1856 + 1{,}7950\ Cl; \qquad (15.4)$$

для Азовського моря

$$S = 0{,}21 + 1{,}794\ Cl. \qquad (15.5)$$

Солоність визначається також за електропровідністю води, оскільки морська вода – це електроліт: чим більше солей у воді, тим більша електропровідність, тобто менший опір. Вимірюючи останній, можна за таблицями визначити солоність. *Солоність визначається також вимірюванням кута заломлення світла у воді,* оскільки він залежить від солоності. *Можна визначити солоність і за вимірюванням густини води*.

Дуже простий спосіб прямого вимірювання густини води за допомогою ареометра. Прилад дає змогу легко визначити густину води, а потім за допомогою таблиць отримати значення солоності. Втім, такий спосіб грубий, його точність становить до 0,05 %.

15.4.2. Неоднорідність поширення солоності у Світовому океані

На відміну від постійного співвідношення між головними йонами, солоність океанічної води неоднакова в різних частинах океанів, морів і на різних глибинах. Тому дослідження режиму солоності океанів і окремих морів дає змогу робити висновки про походження водних мас, їх динаміку

Неоднорідність солоності в океані зумовлюється процесами, які зменшують або збільшують концентрацію йонів.

До чинників, що знижують солоність, належать: 1) випадіння атмосферних опадів на поверхню океану; 2) материковий стік; 3) вода, яка утворюється при таненні льоду; 4) випадіння солей в осад.

Серед наведених чинників найбільше значення при зміні солоності на поверхні океану має випадіння атмосферних опадів. Загальний об'єм опадів становить 411 тис. км^3/рік, тобто 1200 мм шару всієї поверхні океану. Неоднакова кількість опадів у різних частинах океану зумовлює неоднорідність солоності. Стік прісних вод з материка (35,5 тис. км^3/рік) також впливає на солоність морів, особливо внутрішніх, а також пригирлових ділянок океану. Так, відомий значний вплив на опріснення пригирлових районів великих річок Ганг, Нігер, Конго (Заїр) і Амазонка, який поширюється і в океан на відстань 500–1000 км. Суттєво опріснюють арктичні моря річки Об, Єнісей, Лена. Під час танення льоду біля поверхні утворюються великі маси прісної води, які сприяють зниженню солоності. Цей чинник діє лише у високих широтах і в певні періоди року. Випадіння солей в осад спостерігається переважно у низьких широтах – у тропічній та екваторіальній зонах (щорічно близько 1 361 млн т).

До процесів, що підвищують солоність, належать випаровування з водної поверхні океану й утворення льоду. Найбільше значення має випаровування, яке щорічно для всієї поверхні океану становить 447 тис. км^3. Дія цього чинника, так само як і атмосферних опадів, зональна і виявляється в низьких широтах, особливо поблизу тропіків. Виділення солей при замерзанні води набуває значення лише для полярних районів морів і океанів.

На поверхні океану величина солоності, якщо не беруть до уваги арктичний басейн, коливається в порівняно вузькому діапазоні, рідко виходячи за межі 32–37,5 ‰ (рис.15.1). Середня солоність поверхні Світового океану – 35,16 ‰ (у географічній літературі часто заокруглюють до 35 ‰), а морів – ширший діапазон від 8 до 42 ‰, крім сильно опріснених заток. Лінії з однаковою солоністю на карті називаються *ізохаліни.*

Із загальної схеми розподілу солоності води на поверхні океану, представленої на картах, випадають внутрішні моря, де опріснювальний вплив річок часто дуже великий. Так, солоність води Балтійського моря (10–12 ‰, у затоках 2–6 ‰), Білого (24–30 ‰), Чорного (16–18 ‰), Азовського (10–12 ‰) помітно менша, ніж солонісгь вод океану (табл. 15.6). Проте буває і навпаки – суттєве збільшення солоності у деяких внутрішніх морях. Наприклад, якщо прісна складова водного балансу невелика, а

випаровування води значне, солоність вод може досягати 38–39 ‰ (Середземне море, Перська затока) і навіть 40–42‰ (Червоне море) – див. табл. 15.6.

До більш солоних належать поверхневі води Атлантичного океану (35,4 ‰). Менш солона вода в Тихому (34,9 ‰) та Індійському (34,8 ‰) океанах. Значно опріснена вода верхніх шарів у Північному Льодовитому океані (29–32 ‰, біля берегів 1–10 ‰).

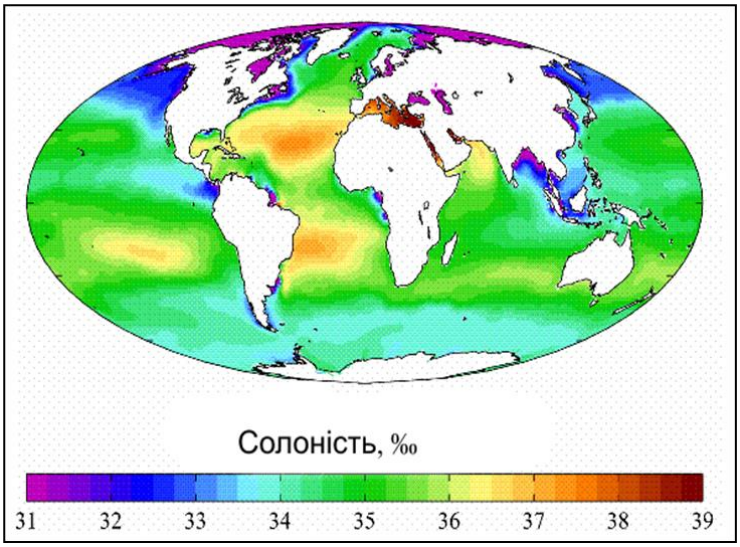


Рис. 15.1. Розподіл солоності на поверхні Світового океану

В цілому зона низьких широт порівняно з полярним відрізняється вищими величинами солоності. Особливо сильно опріснений Арктичний басейн, оскільки він більш ізольований від інших океанів материками, і до нього, на відміну від Антарктичного басейну, впадає багато великих річок.

Найбільша величина солоності відзначається в тропічних зонах, причому в екваторіальній зоні вона менша. Це пояснюється характером переважаючої погоди у цих зонах. У тропіках завдяки систематичному впливу пасатів сильна вітрова діяльність і мала хмарність сприяють сильнішому випаровуванню. Навпаки, для екваторіальної зони характерна перевага штильової погоди зі значною хмарністю і великою кількістю опадів. Подібні два тропічних максимуми солоності, розташовані з обох боків екватору, виражені найчіткіше в Атлантичному океані.

Течії порушують зональний розподіл величин солоності океанічної води. Тому можна спостерігати на поверхні величини солоності води, які не відповідають клімату даної частини океану. Така ситуація наочно виявляється для течії Гольфстрім, відгалуження якої, проникаючи далеко в Арктику, несуть води з солоністю до 35 ‰. Зворотне явище спостерігається під дією арктичних течій, наприклад Лабрадорської, яка знижує солоність поблизу східних берегів Північної Америки.

За глибинами солоність води змінюється значно складніше, ніж на поверхні, що пов'язано з розподілом шарів води за їх густиною. Густина води дуже залежить від солоності і температури. Зі збільшенням солоності густина океанічної води завжди зростає, а з підвищенням температури води – знижується. Це зумовлює існування води з однаковою густиною, але з різними температурами і солоностями.

Таблиця 15.6. Солоність води та інші характеристики деяких морів світу

Море	Солоність, ‰	Площа тис.км^2	Найбільша глибина, м	Море	Солоність, ‰	Площа тис.км^2	Найбільша глибина,м
Моря Тихого океану				Балтійське	8,0-12,0	386	459
Коралове	34,5-35,5	4791	9140	Азовське	10,0-12,0	38	14
Південно-Китайське	31,0-34,0	3447	5245	**Моря Індійського океану**			
Берингове	30,0-33,3	2304	4191	Аравійське	35,8-36,5	3683	5203
Охотське	32,8-34,5	1583	3372	Арафурське	34,0-35,0	1037	3680
Японське	28,0-35,0	978	3669	Червоне	38,0-42,0	450	2811
Східно-Китайське	30,0-34,5	752	2717	Тиморське	34,0-35,0	615	3310
Банда	33,0-34,5	695	7440	**Моря Північного Льодовитого океану**			
Яванське	29,5-33,5	480	54	Баренцове	34,7-35,0	1405	600
Сулавесі	34,5	435	5842	Норвезьке	34,0-35,2	1383	3921
Сулу	33,0-34,5	348	5094	Гренландське	34,5-35,0	1205	4846
Моря Атлантичного океану				Східно-Сибірське	20,0-30,0		115
Карибське	36,0	2754	7680	Карське	20,0-30,0	880	620
Середземне	38,4-38,7	2500	5121	Баффіна	30,0-34,0	689	2136
Мексиканська затока	36,0-36,9	1543	5203	Лаптєвих	20,0-32,0	700	3385
Північне	29,0-35,3	544	238	Чукотське	30,0-32,0	582	160
Чорне	16,0-18,0	420	2211	Бофорта	28,0-32,0	476	4683
				Біле	24,0-30,0	90	330

Зміна солоності з глибиною залежно від температури і густини має різний характер. При опрісненні та відносно близьких температурах солоність найчастіше зростає з глибиною *(катахалінність).* При сильному прогріванні зменшення густини поверхневих шарів компенсується підвищенням солоності

під впливом випаровування; у цьому випадку солоність з глибиною знижується *(анахалінність,* грецьке kata - вниз, ana - вгору). Прикладом зменшення солоності і температури води з глибиною може бути розподіл їх в одній з найглибших западин Світового океану – Тонга (10 882 м), яку було відкрито разом з Маріанською западиною в 1957 р. (рис. 15.2).

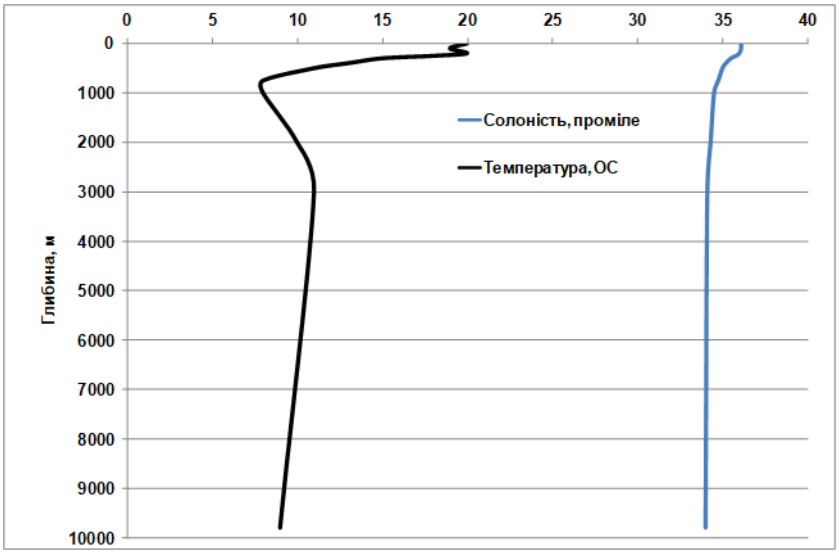


Рис. 15.2. Зміна солоності і температури води за глибинами у западині Тонга (Тихий океан)

Бувають складніші розподіли солоності на глибинах океану. Окремі шари води з різною солоністю можуть чергуватись, розподіляючись за її густиною залежно від температури. Солоність основної глибинної частини океану відрізняється порівняною стабільністю у часі, з коливанням 0,02–0,04 ‰. Глибина проникнення сезонних коливань солоності залежить від термогалінної і динамічної конвекцій (досягає глибини 300 м).

15.5. Розчинені гази

Для океанічної води, як і для інших водойм, найбільшого значення набувають кисень і діоксид вуглецю, а найменшого – сірководень і азот.

15.5.1. Кисень (O_2)

Дві групи процесів зумовлюють концентрацію кисню в океанічній воді: ті, що ***підвищують вміст кисню*** (фотосинтез, адсорбція), і ті, що ***знижують його*** (дихання тваринних і рослинних організмів, бактерій, окиснювальні процеси тощо). Змінна інтенсивність цих процесів у різних пунктах і на різних глибинах океану створює неоднорідність концентрації кисню.

Загальною закономірністю для розподілу абсолютних величин кисню на поверхні океану є змінення його вмісту відповідно до температури води. У

високих широтах вміст кисню в поверхневих шарах становить 8–9 мг/дм^3, а у тропічній зоні знижується до 4,3–5 мг/дм^3.

Внаслідок постійного обміну з атмосферою вода на поверхні океану майже повністю насичена киснем (близько 100 % насичення). В умовах полярної ночі за відсутності фотосинтезу, а також під льодом іноді спостерігається певне недонасичення (до 95 %). При інтенсивному фотосинтезі насичення може перевищувати 100 % (перенасичення). Такі перенасичення невеликі, концентрація кисню наближається до рівноваги з киснем в атмосфері. Розподіл кисню в середніх широтах океану показано на рис. 15.3.

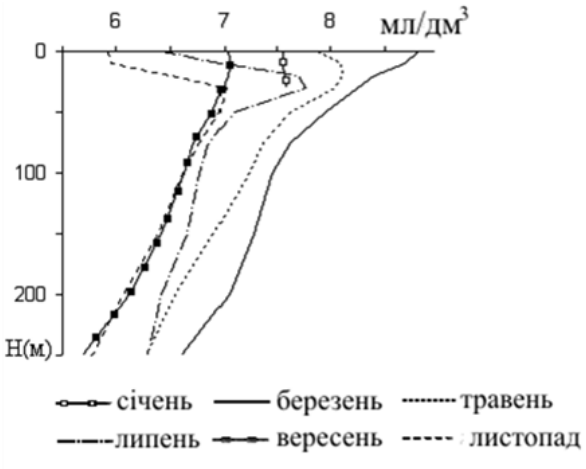


Рис. 15.3. Вертикальний розподіл кисню у у різні періоди року у воді Японського моря

Верхня зона, яка добре вентилюється завдяки обміну з атмосферою, найбільш насичена киснем. Глибина, на яку вона поширюється, становить 100–300 м і зумовлюється сезонним конвективним переміщуванням. Найменша глибина цієї зони спостерігається у тропіках, де сильне прогрівання поверхні океану створює у шарі стрибку різку стратифікацію густини води. Верхня зона поділяється на підзони: 1) поверхневого шару; 2) найбільшого фотосинтезу; 3) нижню.

У поверхневому шарі концентрація кисню переважно близька до нормальної при даних температурі і солоності. В підзоні фотосинтезу, де перебуває багато фітопланктону, багато світла і температура води висока, спостерігається не тільки насичення, а й часто перенасичення води киснем. Нижня підзона верхньої зони починається глибше точки компенсації (тобто глибше того шару, де відтворення кисню при фотосинтезі дорівнює його споживанню при окиснювальних процесах) і характеризується падінням концентрації кисню. Цьому сприяє зменшення, а потім припинення фотосинтезу і зростаюча з глибиною різниця густин води, яка утруднює переміщування нижніх шарів води з поверхневими.

Проміжна зона характеризується значно меншим вмістом кисню і змінює своє положення в різних частинах океану на глибинах приблизно від 200 до 1400 м. Тут різко спадає температура і зростає густина. В Атлантичному

океані вміст кисню у цій зоні падає до 1 мг/дм^3 (менше ніж 30 % насичення), в Тихому океані – до 0,4–0,5 мг/дм^3, такий самий кисневий мінімум і в Індійському океані.

Кисневий мінімум у проміжній зоні залежить від співвідношення між споживанням кисню при біологічних і біохімічних процесах, які відбуваються на глибинах при розпаді органічних залишків, що потрапляють з верхньої продуктивної зони, і надходженням в неї кисню з верхньої і нижньої зони. Велика частина цих продуктів розпадається у верхній зоні, частково – у проміжній і ще менше – в глибинній. Температура проміжної зони значно вища (12–5 °С), ніж глибинної, тому процес мінералізації органічного детриту проходить інтенсивніше. Оскільки органічних продуктів у проміжній зоні більше, ніж у глибинній, то навіть за однакових умов постачання киснем через глибинні течії у проміжній зоні створюються менш сприятливі умови для кисневого балансу. Тому в проміжному шарі спостерігається менша концентрація кисню, ніж у глибинному.

Глибинною зоною вважається основна частина океану нижче 1400–1600 м. У ній вміст кисню становить близько 5 мг/дм^3, що відповідає 70–80 % насичення. Єдине надходження кисню в цю зону – глибинні течії арктичного і антарктичного походження.

Порушення водообміну в окремих частинах океану і морів знижує вміст кисню, який надходив шляхом переміщування чи адвекції, і, крім того, може спричинити повне його зникнення. Наприклад, немає кисню у западині Кар'яко в Карибському морі, у придонних шарах норвезьких фіордів, западинах Балтійського і Чорного морів (табл.15.7).

У той же час у глибоководних западинах Тихого океану (понад 8 км) кисню міститься досить багато, що свідчить про хороший водообмін у цих районах. Так, у западинах Тонга і Кермадек було виявлено вміст кисню в межах 4,25–4,65 мг/дм^3, у Філіппінській западині – 3,70–3,5 мг/дм^3, Маріанській западині – 3,7–4,0 мг/дм^3.

Таблиця 15.7. Вміст кисню, солоність і температура води у відкритій частині Чорного моря залежно від глибини (за Б.О. Скопинцевим)

Глибина, м	Вміст O_2		Температура, ° С	Солоність, ‰
	мг/дм^3	% насичення		
0	5,6	100	21,93	18,21
15-20	7,76	111	9,51	18,37
50	5,38	71	7,63	18,77
75	1,89	27	7,76	19,56
100	0,81	11	8,05	20,09
150	0,19	3	8,49	20,84
200	0,07	0,3	8,64	21,31
300	0,0	0,0	8,79	21,70

Зміни вмісту кисню за сезонами характерні лише для верхньої зони океану, у тих широтах, в яких помітна різка зміна гідрометеорологічних умов протягом року. Взимку на поверхні океану, незважаючи на зменшення фотосинтезу, абсолютна кількість кисню зростає внаслідок підвищення розчинності кисню при зниженні температури води. Під час полярних ночей у

верхніх широтах за відсутності фотосинтезу надходження кисню зумовлюється лише обміном з атмосферою.

Концентрація кисню на глибинах океану мало змінюється за сезонами.

15.5.2. Діоксид вуглецю (CO_2)

Велике значення для вмісту діоксиду вуглецю має взаємодія океану з атмосферою, в результаті якого вода поглинає або виділяє CO_2. Оскільки напрям цього обміну залежить від співвідношення між парціальним тиском діоксиду вуглецю в атмосфері $pCO_{2\,атм.}$ і парціальним тиском діоксиду вуглецю у воді $pCO_{2\,води.}$, то в гідрохімії океану використовують для характеристики вмісту діоксиду вуглецю не абсолютну її концентрацію в мг/дм^3, а величину $_pCO_2$. Відношення між абсолютним вмістом CO_2 і $_pCO_2$ має вигляд:

$$CO_2 = \alpha_s\, pCO_2, \qquad (15.1)$$

де α_s — розчинність CO_2 при даній солоності S (‰), і парціальному тиску, який дорівнює $9{,}8\times10^4$ Па.

Якщо $pCO_{2\,атм.} > pCO_{2\,води}$, то океан поглинає CO_2 з атмосфери, навпаки, при $pCO_{2\,атм.} < pCO_{2\,води}$ з океану в атмосферу виділяється газ. Відповідно атмосфера підтримує певну концентрацію CO_2 в океані. Одночасно океан стає регулятором вмісту діоксиду вуглецю в атмосфері, що має велике геохімічне і геофізичне значення. В цілому ж чинники, які впливають на змінення pCO_2 у поверхневих шарах океану, наведено нижче.

Зростання pCO_2	***Зниження pCO_2***
Зростання температури води	Зниження температури води
Зростання солоності (випаровування)	Зниження солоності
Дихання організмів	Фотосинтез
Осадження	Розчинення
Підйом глибинних вод	

В Атлантичному океані pCO_2 в середньому дорівнює 32,34 Па, у Баренцевому морі – 22,54–27,44 Па і в арктичних водах – 14,7–19,6 Па.

Дослідження свідчать, що вміст вуглецю в атмосфері неоднорідний (на відміну від кисню й азоту). Значення pCO_2 змінюється в шарах повітря над океаном, а також у різних частинах океану. В атмосфері pCO_2 зазнає безперервних невеликих коливань, пов'язаних з переміщенням повітряних мас і обміном діоксиду вуглецю з океаном і рослинністю континентів. Обмін діоксиду вуглецю між атмосферою та океаном вивчено недостатньо, проте це явище надзвичайно важливе для земної кулі.

З глибиною pCO_2 зростає, що є природним результатом окиснення органічних речовин, який спостерігається на всіх глибинах, припиняється дія основного процесу споживання CO_2 – фотосинтезу, вилучається чинник вирівнювальної дії атмосфери. Багато оксиду вуглецю виникає в зонах з утрудненим водообміном, де накопичуються залишки органічних речовин, зокрема в зоні кисневого мінімуму.

Порівняно з киснем і азотом абсолютні концентрації дуже малі, вони не виходять за межі 1 мг/дм^3. Зумовлено це наднизьким парціальним тиском

цього газу в атмосфері і станом, наближеним до рівноваги між $pCO_{2\ води}$ та $pCO_{2\ атм}$.

У зв'язку з труднощами при визначенні вмісту діоксиду вуглецю або pCO_2 в океанічній воді ці величини обчислюють, користуючись залежностями, які існують між концентрацією CO_2, pH і лужністю, з урахуванням температури і солоності.

Для вмісту оксиду вуглецю характерні сезонні коливання і навіть добові, пов'язані переважно з процесами фотосинтезу.

Незважаючи на малу концентрацію, розчинений діоксид вуглецю має важливе значення – забезпечує життя в океані. Варто підкреслити геохімічне значення CO_2. В процесі кругообігу CO_2 в межах системи «атмосфера–літосфера–гідросфера» діоксид вуглецю океану є однією з важливих ланок, яка зумовлює перехід вуглецю з атмосфери до складу мінералів. Крім того, CO_2 океану як регулятор вмісту діоксиду вуглецю в атмосфері, впливає на кліматичні умови на Землі, оскільки з величиною CO_2 в атмосфері пов'язана інтенсивність тепловіддачі планети у світовий простір.

15.5.3. Сірководень (H_2S)

Наявність сірководню та його сполук у водах океану і морів – дуже рідкісне явище, оскільки в присутності кисню вони окиснюються. Джерелом сірководню у морях і океані стають процеси, які здійснюються за участю мікроорганізмів: ***відновлення сульфатів*** (сульфатредукція); ***виділення сірководню*** при розкладанні залишків організмів за рахунок сірки, яка входить до складу органічних речовин.

У морях сірководень може бути у місцях, в яких водообмін настільки порушений, що надходить дуже мало кисню і навіть виникають ***анаеробні умови,*** необхідні для розвитку сульфатредукуючих бактерій. У відкритому океані, вентиляція глибин якого досить інтенсивна, сірководень не виявлений. Він спостерігається лише у придонних шарах північно-західної частини Індійського океану біля Аравійського півострова, у западині Кар'яко у Карибському морі і норвезьких фіордах. Найбільш повно виявляється відновлення сульфатів у глибинах Чорного моря, водообмін яких з поверхнею дуже сповільнений.

Ще у 1890 р. під час першої глибоководної експедиції з вивчення Чорного моря, було виявлено, що на відміну від інших морів і океану, в Чорному морі у верхньому шарі (до 200 м), вода містить кисень, а вся інша товща води вглиб є практично неживою, якщо не брати до уваги анаеробні бактерії. Це море є єдиною водоймою на земній кулі, в якій об'єм вод, що містять сірководень, досягає величезних розмірів (табл. 15.8).

Аналогічні умови виникають і в деяких озерах на різних материках: у гірських озерах Швейцарії, Німеччини, Італії, деяких озерах США, Японії, Африки. Це так звані мероміктичні озера, в яких вертикальна циркуляція водних мас, як і в Чорному морі, не поширюється до дна.

Розчинність H_2S значно вища, ніж інших газів, які містяться у воді. Втім, виявлені його концентрації у морських водах набагато менші, ніж його розчинність, і вимірюються найчастіше кількома мг/дм^3 і навіть десятими частками мг/дм^3.

Таблиця 15.8. Значення максимального і мінімального вмісту сірководню на різних глибинах Чорного моря (за Б.О. Скопинцевим)

Глибина, м	Максимальний вміст H_2S, мг/дм^3	Мінімальний вміст H_2S, мг/дм^3
300	1,9–1,7	1,1–1,3
500	3,9–3,7	2,3–2,7
750	5,5–5,3	3,9–4,1
1000	6,3–6,1	5,1–5,3
1250	6,5–6,3	5,5–5,7
1500	7,0–6,5	5,5–6,0
1750	7,5–7,0	5,5–6,0
2000	7,5–7,0	5,7–6,0

Сірководень (H_2S) і продукти його дисоціації HS^- і S^{2-} кількісно пов'язані між собою і за певних умов переходять один в одного. Ця рівноважна хімічна система залежить від pH води, яка визначається діоксидом вуглецю. Сірководень міститься у морській воді переважно не у вигляді молекулярного розчиненого газу H_2S, а як сульфідний іон HS^-.

15.6. Антропогенний вплив на морські води

15.6.1. Забруднення океану

В результаті діяльності людини у світовий океан надходять різноманітні забруднювальні речовини, шо чинять шкідливий вплив на нього. Близько 80% забруднювальних речовин надходять в океан із суходолу (безпосередньо або з річковим стоком) або з атмосферними опадами, а 20% - з морських суден.

Світовий океан забруднюється ***нафтою і нафтопродуктами***, що надходять до нього як внаслідок звичайної діяльності з видобутку та транспортування нафти, так і внаслідок аварій, а також змиву з доріг на суходолі.

Внаслідок діяльності людини в океан потрапляє ***широкий спектр розчинених у воді забруднювальних речовин*** – пестициди, хлорорганічні сполуки (у тому числі діоксини), феноли, важкі метали (у тому числі такі небезпечні, як кадмій та ртуть), радіоактивні речовини. Небезпеку становить і підвищене надходження до океану біогенних елементів (зі стічних вод, а також у результаті господарської діяльності), що призводить до антропогенної евтрофікації прибережних районів.

Ще одна проблема – ***забруднення сміттям***, у тому числі пластиковим (включаючи мікропластик).

Серйозною загрозою вважається ***підкислення морських вод*** у результаті пов'язаного з діяльністю людини збільшення концентрації вуглекислого газу в атмосфері.

Забруднення океану негативно впливає на морські екосистеми. Крім того, міграція забруднюючих речовин по харчових ланцюжках призводить до накопичення забруднювачів у рибі та морепродуктах, що становить небезпеку

і для людини. На думку деяких вчених забруднення Світового океану призводить до більш ніж 9 млн передчасних смертей на рік.

15.6.2. Захоронення відходів у морі

До поховання відходів у морі (також дампінг, від англ. dumping) відносять будь-яке цілеспрямоване викидання в море відходів або інших матеріалів з водних або повітряних транспортних засобів, платформ та інших штучних споруд, а також знищення та затоплення суден, літальних апаратів, платформ тощо. У 1972 р. було підписано Конвенцію щодо запобігання забруднення моря скидами відходів та інших матеріалів (Лондонська Конвенція). Вона передбачає повну заборону або обмеження навмисних скидів у море перелічених у Додатках I (заборонені до скидання речовини) та II (речовини, скидання яких потребує отримання дозволу) відходів та матеріалів та узгодження скидів з державами, що видають дозвіл на скидання в установленому порядку в обумовлених випадках.

У 1946 р. в США, неподалік узбережжя Каліфорнії, вперше упаковали в металеві контейнери, залили бетоном і скинули в океан радіоактивні відходи. Потім цей спосіб поховання почали застосовувати інші країни. В колишньому СРСР із 1960-х років також здійснювалося поховання радіоактивних відходів у морі. Порушуючи Лондонську Конвенцію, у моря скидалися рідкі та тверді радіоактивні відходи, аварійні ядерні реактори (деякі – з ядерним паливом, що відпрацювало), а також цілі реакторні відсіки атомних підводних човнів.. Проведені у 1984–2002 рр. дослідження радіоактивного забруднення в районах скидання та поховання відходів показали, що вплив скидання незначний і локальний, а наслідки руйнування контейнерів з ядерними відходами, що може статися в майбутньому, ще невідомі.

15.6.3. Катастрофи великих танкерів

Катастрофа з танкером «Торрей Каньйон» у березні 1967 р. біля Лендс-Енд у Великобританії. За підрахунками, тоді в море потрапило близько 106 тис. т нафти.

Катастрофа з танкером «Амоко Кадіс» на бретонському узбережжі Франції в 1978 р., яка сталася через поломку двигуна танкера, що в результаті розбився об скелястий берег. Через вилив нафти загинули тисячі птахів.

15.6.3. Забруднення прибережних вод

Від забруднення страждають усі океани, але забрудненість прибережних вод значно вища, ніж у відкритому океані. Це тому, що біля узбережжя набагато більше джерел забруднення: від берегових промислових установок до інтенсивного руху морських суден.

Навколо Європи та біля східних берегів Північної Америки на мілководних континентальних шельфах влаштовують садки для розведення устриць, мідій та риб, уразливих для токсичних бактерій, водоростей та забруднювальних речовин. Крім того, на шельфах ведеться нафторозробка, що збільшує ризик розливу нафти та забруднення.

Контрольні питання до розд. 15

1. Якими чинниками зумовлено походження сольової маси в океані та її склад?

2. Назвати основні групи хімічних речовин у морській воді.

3. З чого складається прибуткова частина балансу йонного складу води океану?

4. З чого складається видаткова частина балансу йонного складу води океану?

5. В чому полягає закон Діттмара стосовно складу морської води?

6. Що таке солоність морської води?

7. Як проявляється неоднорідність поширення солоності у Світовому океані та з чим це пов'язано?

8. Які гази мають найважливіше значення для океанічної води?

9. Як впливають біологічні процеси на хімічний склад морської води?

10. Проаналізувати водний і сольовий баланс Чорного моря.

11. Проаналізувати водний і сольовий баланс Азовського моря.

12. Пояснити, чому існує суттєва різниця в густині води поверхневих і глибинних шарів Чорного моря.

13. Пояснити, чому поступово зростає солоність води Азовського моря.

16. ОЦІНЮВАННЯ ЯКОСТІ ВОДИ. ОХОРОНА ВОД ВІД ЗАБРУДНЕННЯ

16.1. Джерела забруднення природних вод

16.1.1. Поняття про забруднення вод

Використовуючи водні об'єкти для різних цілей необхідно враховувати можливість їхнього забруднення.

Забрудненням водних **об'єктів** називається перевищення забруднювальними речовинами або показниками фізичних властивостей води гранично допустимих концентрацій, яке викликає порушення норм якості води [6]. Треба чітко розділяти і відповідно вживати поняття «забруднювач» та «забруднювальна речовина».

Забруднювач – це джерело забруднення природних вод, з якого у них надходять забруднювальні речовини, гідробіонти або тепло, в результаті чого може бути перевищено ГДК. Термін «забруднювач» не можна вживати замість терміну «забруднювальна речовина». Термін «забруднювач» може бути заміненим терміном «***джерело забруднення***» – об'єкт, з якого у поверхневі або підземні води надходять забруднювальні речовини, мікроорганізми або тепло.

Забруднювальна речовина – це будь-яка хімічна речовина, тепло чи біологічний вид, який у результаті господарської діяльності людини потрапляє у водний об'єкт чи утворюється в ньому в кількостях, що виходять за природні граничні коливання чи середній природний фон і призводять до погіршення якості води.

Крім загального поняття забруднення природних вод, виділяють ще такі види забруднення, як біологічне, теплове, вторинне (забруднення природних вод у результаті перетворення внесених раніше забруднювальних речовин, масового розвитку організмів чи розкладання мертвої біомаси, яка міститься у воді та донних відкладах).

Накопичення у водних об'єктах сторонніх предметів називають ***засміченням вод*** [6].

Стосовно механізмів надходження забруднювальних речовин у водні об'єкти виділяють точкові та дифузні джерела забруднення.

Точкові джерела забруднення – це джерела, що мають фіксовані місця скидів. Зокрема скиди промислових та господарсько-побутових стічних вод після оброблення на очисних спорудах здійснюються у визначених місцях.

Дифузні джерела забруднення – це джерела, що не мають фіксованих місць скидів, а є розосередженими за площею (сільськогосподарські стічні води, що формуються на сільгоспугіддях).

В багатьох країнах (зокрема й в Україні) діє природоохоронне законодавство, що забороняє прямі скиди стічних вод у водні об'єкти без проходження через очисні споруди.

16.1.2. Види стічних вод та методи їх очищення

Промислові стічні води є головним джерелом надходження в природні води токсичних речовин. Незважаючи на те, що на будівництво очисних споруд витрачаються величезні кошти, стічні води деяких підприємств містять

значну кількість важких металів, детергентів, нафтопродуктів та інших інгредієнтів. Ці речовини відсутні в незабруднених природних водах або ж містяться в значно менших концентраціях. Найбільша кількість забруднювальних речовин у воду надходить разом із стічними водами підприємств нафтопереробної, хімічної, целюлозо-паперової, металургійної, текстильної і деяких інших галузей промисловості.

Господарсько-побутові стічні води є не менш суттєвим джерелом забруднення водних об'єктів. Вони утворюються в результаті використання населенням водопровідної води для побутових цілей. Господарсько-побутові стічні води містять фізіологічні виділення людей, відходи від миття посуду, прання білизни, а також інші відходи (ганчір'я, папір). За зовнішнім виглядом ці стічні води є рідиною з низькою прозорістю, сірим кольором і неприємним запахом. Для них є характерним високий вміст органічних речовин, насиченість яйцями гельмінтів і бактеріальною флорою, значну частину якої становлять шкідливі для здоров'я мікроорганізми.

Сільськогосподарські стічні води, що формуються на сільгоспугіддях, завдають також шкоди водним об'єктам, особливо колекторні та дренажні води зрошуваних полів. Стік з сільськогосподарських угідь може бути поверхневим і ґрунтовим. Тому на цих територіях нерідко забруднюються ґрунтові води. Склад мінеральних солей, які вилуговуються з ґрунту, залежить від ступеня й характеру засоленості ґрунту, умов поливу, стану колекторно-дренажної мережі та інших умов. Кількість солей, що виноситься з 1 га, коливається у великих межах: від 1 до 200 т/рік. У зв'язку з широким використанням добрив значна частка із загального складу мінеральних компонентів, які виносяться з сільгоспугідь, припадає на азот і фосфор. Винос пестицидів зумовлюється стійкістю препаратів у природному середовищі та чинниками, про які згадувалося вище. Найстійкішими є хлорорганічні пестициди (ДДТ, хлордан, гексахлорциклогексан), які можуть зберігатися в ґрунті до 15 років. За ступенем персистентності вони відносяться до дуже стійких. Значно менш стійкі фосфорорганічні сполуки (хлорофос, карбофос та ін.), які повністю зникають через 45–60 днів.

З колекторними і дренажними водами у водні об'єкти надходять мінеральні та органічні речовини, пестициди. Під впливом скидання органічних речовин у водах річок та інших водних об'єктів можуть відбуватись значні зміни концентрацій окремих компонентів.

Збільшення ерозії ґрунтів при розорюванні сільгоспугідь, а особливо при зрошенні, сприяє виносу значної кількості мінеральних і завислих речовин, що призводить не тільки до забруднення водних об'єктів, але й до посилення темпів їх евтрофікації, порушення умов живлення. У зв'язку з інтенсифікацією сільськогосподарського виробництва і спорудженням великих тваринницьких комплексів особливого значення набуває забруднення водних об'єктів стічними водами цих комплексів.

Методи очищення стічних вод (промислових та господарсько-побутових) поділяють на чотири групи: фізичні, хімічні, фізико-хімічні та біологічні. Часто для одних і тих самих вод використовуються одночасно кілька з наведених методів.

Фізичні методи включають відстоювання, фільтрацію, випаровування, перегонку з парою. Широко застосовується відстоювання як один з етапів

очищення забруднених вод. Для цього слугують ставки-накопичувачі. З метою вилучення речовин, які спливають на поверхню (нафта, масло, жири, смола), використовують уловлювачі, фільтрування. Для усунення летких речовин, особливо при їх утилізації (наприклад, фенолів), застосовують відгонку їх водяною парою у спеціальних колонках.

Хімічними методами нейтралізують кислі стічні води (вапном, крейдою, доломітом) та окиснюють (хромом, діоксидом хлору, озоном).

Фізико-хімічними методами адсорбують забруднювальні речовини (сорбенти – торф, глина, шлак, активоване вугілля, іоніти). Використовується екстракція із застосуванням бензолу та інших реагентів, флотація, коагуляція.

Біологічні методи основані на відтворенні природних умов розпаду органічних речовин і тому їхнім завданням є найповніша мінералізація органічних залишків і знезараження хвороботворних бактерій.

Проблема очищення стічних вод повинна вирішуватись спільними зусиллями інженерів-технологів, конструкторів та гігієністів, враховуючи інтереси санітарії та виробництва. Кількість стічних вод і їх склад залежать від технології виробництва, яка повинна вдосконалюватись у напрямі зниження кількості стічних вод до мінімуму так само, як і кількість в них забруднювальних речовин.

Осади стічних вод є цінним добривом для сільського господарства.

Радикальним напрямом у вирішенні проблеми очищення стічних вод і охорони природних вод від забруднення має стати максимальне використання стічних вод для потреб промисловості.

Підприємства повинні налагодити очищення стічних вод виробництва так, щоб очищену воду знову можна було б використовувати для водопостачання даного підприємства (оборотне водопостачання).

16.1.2. Теплове забруднення та забруднення атмосфери

Теплове забруднення. На гідрохімічному і гідробіологічному режимах водних об’єктів може відчуватися вплив теплових і атомних електростанцій за рахунок скидання теплих вод. Таке «теплове забруднення» порушує хід природних гідрохімічних процесів, часто викликає евтрофікацію водойм. У нашій країні встановлено граничні норми підвищення температури водойм у результаті скидання теплих вод. Ця температура не повинна перевищувати більш ніж на 3 °С температуру водойми в літній період. Варто зазначити, що такі об’єкти мають свої відокремлені водойми-охолоджувачі.

Забруднення атмосфери також викликає погіршення якості води. В атмосферних опадах містяться мінеральні, органічні та завислі речовини і перш за все сполуки сірки, вуглецю, деякі важкі метали. Значне забруднення водойм викликають «кислі» дощі, які утворюються в результаті сполучення в атмосфері діоксиду сірки з парами води.

16.2. Показники забруднення води

Фізичними показниками забруднення води є запах, каламутність, наявність завислих частинок.

Хімічними показниками забрудненення води є вміст нестійкої органічної речовини, яка характеризується перманганатною окиснюваністю,

вміст кисню, величина концентрації амонійо і нітратів, а також певною мірою і весь комплекс розчинених речовин.

Біологічними показниками забруднення води є в першу чергу бактеріологічні показники, зокрема кишкова паличка (Escherica coli), яка міститься у кишковику людини і тварин. Ймовірно, що вона є прямим доказом наявності у воді фекалій та можливості проникнення патогенних мікробів.

Крім колі-індексу, іноді ступінь забруднення води визначається зворотною величиною – колі-титром, тобто найменшим об'ємом води, який припадає на одну кишкову паличку. Залежність між ними така: колі-індекс = 1000/колі-титр. Якщо, наприклад, колі-титр дорівнює 0,4, то колі-індекс дорівнює 2500. Сильно забруднена вода має колі-індекс понад 10000, а та, що задовольняє вимоги, – менше 3,0 з колі-титром відповідно близько 333.

Іншим показником бактеріологічного забруднення є *кількість сапрофітних бактерій.* Сапрофітні організми не створюють органічну речовину з неорганічних сполук, вони живуть за рахунок вже готової органічної речовини. Кількість сапрофітних бактерій корелюється з вмістом органічної речовини. Всі хвороботворні (патогенні) бактерії – сапрофітні.

Показником забруднення вважають і *склад найпростіших водяних організмів* (інфузорії, джгутикові, мохуватки та інші), який якісно і кількісно змінюється залежно від ступеня забруднення водойми.

Якщо не зважати на забруднювальні речовини специфічного характеру (нафтопродукти, феноли, солі важких металів), то загальна забрудненість характеризується зміною фізичних властивостей водойми, складу води і водної біоти. Всі процеси – як фізичні і хімічні, так і мікробіологічні і біологічні у водоймі тісно пов'язані один з одним. Це дає змогу характеризувати ступінь забрудненості водойми на основі екологічного взаємозв'язку організмів з навколишнім середовищем за так званою *сапробністю водойми,* тобто комплексу фізіологічних властивостей даного організму і здатності його розвиватися залежно від вмісту органічних речовин і ступеня забрудненості.

16.3. Поняття про комплексні критерії якості води

Оцінювання якості води є досить трудомістким завданням, оскільки воно базується на порівнянні середніх концентрацій, які спостерігаються в пункті контролю якості вод, з установленими нормами (ГДК – гранично допустимими концентраціями) для кожного інгредієнта.

Особливі труднощі виникають, якщо необхідно показати тенденцію якості води за кілька років.

Якщо на ділянці водного об'єкта концентрації одних інгредієнтів знижуються, а інших підвищуються, то оцінити якість води і виявити тенденцію дуже важко.

Це зумовлює необхідність розроблення методики комплексного оцінювання якості вод.

Розглянемо деякі з них, хоча варто зазначити, що в наш час ці методики не є нормативними.

Але вони є корисними при застосуванні у навчальних цілях для отримання практичних навичок з оцінювання якості води.

16.3.1. Індекс забруднення вод (ІЗВ)

Від 1970-х років в оперативній роботі служби моніторингу вод використовувалася методика розрахунку ***індексу забруднення вод*** (ІЗВ), яка є доступною і нескладною в застосуванні. Оцінювання за показником ІЗВ дає змогу виконати порівняння якості вод різних водних об'єкте між собою, незалежно від наявності забруднювальних речовин, виявити тенденцію якості вод в часі. На сьогодні ця методика може застосовуватися в навчальних цілях.

Індекс забруднення для поверхневих вод розраховується лише за певною кількістю показників. За результатами аналізів кожного з показників виводиться середнє значення. Кількість аналізів для визначення середнього значення має бути не меншою за 4. Якщо при розрахунку середньоарифметичного використовувались значення, які виходять за межі звичайного ряду спостережень (у результаті аварійного скиду забруднювальних речовин), у тексті повинна бути відповідна примітка. Розрахунок ІЗВ виконується за формулою

$$\text{ІЗВ} = \sum \frac{\text{С}}{\text{ГДК}} / \text{n}\,, \qquad (16.1)$$

де ГДК – гранично допустима концентрація (значення) показника;
С – фактична концентрація (значення) показника;
п – кількість показників.

Для поверхневих вод кількість показників, які беруться для розрахунку ІЗВ, повинна бути не меншою 5, незалежно від того, перевищують вони ГДК чи ні, але обов'язково включати розчинений кисень та $БСК_5$. Для морських вод кількість показників повинна бути не меншою 4 і включати обов'язково розчинений кисень.

В цілому, показники обираються незалежно від лімітуючої ознаки шкідливості. За рівних концентрацій показників перевага надається речовинам, які мають токсикологічну ознаку шкідливості.

З урахуванням того, що величина біохімічного споживання кисню ($БСК_5$) є інтегральним показником наявності легкоокиснюваних органічних речовин (ГДК для повного БСК становить 3 $мгО_2/дм^3$), а також того, що зі зростанням вмісту легкоокиснюваних органічних речовин і зменшенням вмісту розчиненого кисню якість вод знижується непропорційно різко, норматив для БСК при розрахунках ІЗВ береться дещо іншій ніж ГДК (табл. 16.1). Для розчиненого кисню – також (табл. 16.2).

Таблиця 16.1. Нормативи для біохімічного споживання кисню ($БСК_5$) при розрахунках ІЗВ

$БСК_5$, $мгО_2/дм^3$	Норматив для розрахунку ІЗВ, $мг/дм^3$
до 3	3
3–15	2
> 15	1

Таблиця 16.2. Нормативи для розчиненого кисню (O_2) при розрахунках ІЗВ

Розчинений O_2, мг/дм^3	Норматив для розрахунку ІЗВ, мг/дм^3
> 6	6
< 5–6	12
< 4–5	20
< 4–3	30
< 3–2	40
< 2–1	50
< 1–0	60

Причому, на відміну від інших показників, для розчиненого кисню при розрахунках ІЗВ береться співвідношення норматив/реальна концентрація.

Отримавши числові значення ІЗВ, визначають класи якості води. У табл. 16.3 наведено оцінювання класів якості води за величиною ІЗВ (без урахування водності) для поверхневих вод суходолу та морських вод.

Таблиця 16.3. Оцінювання класів якості води за величиною ІЗВ (без урахування водності)

Клас якості вод	Текстовий опис	Величина ІЗВ	Клас якості вод	Текстовий опис	Величина ІЗВ
1	2	3	4	5	6
Для поверхневих вод суходолу			*Для морських вод*		
I	Дуже чиста	<0,3	I	Дуже чиста	<0,25
II	Чиста	> 0,3–1	II	Чиста	> 0,25–0,75
III	Помірно забруднена	> 1–2,5	III	Помірно забруднена	> 0,75–1,25
IV	Забруднена	> 2,5–4	IV	Забруднена	> 1,25–1,75
V	Брудна	>4–6	V	Брудна	> 1,75–3
VI	Дуже брудна	> 6–10	VI	Дуже брудна	>3–5
VII	Надзвичайно брудна	> 10	VII	Надзвичайно брудна	> 5

16.3.2. Приклад розрахунку ІЗВ

Приклад розрахунку ІЗВ взято для р. Віта в селищі Хóтів (південно-західна околиця Києва). Первинні значення обраних показників по р. Віта наведено в табл. 16.4.

Таблиця 16.4. Показники хімічного складу води р. Віта поблизу селища Хóтів (південно-західна околиця Києва) за 2021–2023 рр. та ГДК показників

Показник	Значення показника			ГДК показника
	2021 р.	2022 р.	2023 р.	
1	2	3	4	5
Азот амонійний, мг/дм^3	2,2	1,6	26	2,0
Азот нітритний, мг/дм^3	6,6	7,46	23,1	3,3

Закінчення табл. 16.4

1	2	3	4	5
Азот нітратний, мг/дм^3	45	40	40	45
Нафтопродукти,мг/дм^3	0,3	0,5	0,25	0,1
Феноли, мг/дм^3	0,004	0,003	0,003	0,001
Розчинений кисень, мг/дм^3	8,0	5,5	4,5	-
БСК$_5$, мгО$_2$/дм^3	4	7	12	-

Розрахунок співвідношення для БСК$_5$ виконується таким чином. При значеннях БСК$_5$ у 2021 р. – 4 мгО$_2$/дм^3, 2022 р. – 7 мгО$_2$/дм^3, 2023 р. – 12 мгО$_2$/дм^3 (див. табл. 16.4) із табл.. 16.1 береться відповідний норматив 2, на який потім ділять середньорічні величини БСК$_5$. Було отримано співвідношення 2; 3,5; 6 (табл. 16.5).

Таблиця 16.5. Результати розрахунку середньорічних ІЗВ та класів якості води для р. Віта поблизу селища Хо́тів (південно-західна околиця Києва) за 2021–2023 рр.

Показник	Співвідношення С/ГДК (для БСК$_5$ і розчиненого кисню, норматив /концентрація)		
	2021 р.	2022 р.	2023 р.
Азот амонійний	1,1	0,8	13,0
Азот нітритний	2,0	2,2	7,0
Азот нітратний	1,0	0,9	0,9
Нафтопродукти	3,0	5,0	2,5
Феноли	4,0	3,0	3,0
БСК$_5$	2,0	3,5	6,0
Розчинений кисень	0,75	2,18	4,44
∑ С/ГДК	13,85	17,58	36,84
ІЗВ (∑ С/ГДК)/6	2,31	2,93	6,14
Клас якості	III (помірно забруднена)	IV (забруднена)	VI (дуже брудна)

Розрахунок співвідношення для розчиненого кисню у воді р. Віта виконувався таким чином. При концентраціях O_2 у 2021 р. – 8 мг/ дм^3; у 2022 р. – 5,5 мг/ дм^3; у 2023 р. – 4,5 мг/ дм^3 (див. табл. 16.4) із табл. 16.2 беруться відповідні нормативи – 6, 12 і 20. Потім величини цих нормативів ділять на середньорічні концентрації розчиненого кисню. Були отримані співвідношення: 0,75; 2,18; 4,44 (див. табл. 16.5).

Розрахунок співвідношення для інших показників у воді р. Віта виконувався діленням його концентрації на ГДК (С/ГДК) – див. табл. 16.5.

Розрахунок ∑С/ГДК: 2021 р.: 13,85; 2022 р.: 17,58; 2023 р.: 36,84 (див. табл. 16.5).

Розрахунок ІЗВ ∑С/ГДК/6: 2021 р.: 13,85/6 = 2,31; 2022 р.: 17,58/6 = 2,93; 2023 р.: 36,84/6 = 6,14 (див. табл. 16.5).

Визначення класу якості води. Отримані значення ІЗВ порівнюємо з табл. 16.5 і отримуємо результат: 2021 р.: ІЗВ = 2,31 – клас якості води III

(помірно забруднена); 2022 р.: ІЗВ = 2,93 - клас якості води IV (забруднена); 2023 р.: ІЗВ = 6,14 – клас якості води VI (дуже брудна) – див. табл. 16.5.

Врахування водності річки при розрахунку ІЗВ. При визначенні ІЗВ можна враховувати і водність річки. Для цього треба спочатку визначити коефіцієнт водності річки *(k)*, який дорівнює відношенню фактичної середньорічної (сезонної) витрати $Q_ф$ до середньобагаторічної Q_c:

$$k = Q_ф / Q_c. \quad (16.2)$$

Потім отриману величину ІЗВ множимо на коефіцієнт водності. Наприклад, фактична витрата води р. Віта в 2021 р. становила 3,5 м^3/с, 2022 р. – 3,0 м^3/с, 2023 р. – 1,8 м^3/с, середньобагаторічна – 2,0 м^3/с. Відповідно за роками коефіцієнт водності (*k)* становить 1,75; 1,50; 0,9.

Отримаємо ІЗВ з урахуванням водності

2021 р.: 2,31×1,75 = 4,04 (брудна); 2022 р.: 2,93×1,50 = 4,39 (брудна); 2023 р.: 6,14×0,9 = 5,52 (брудна).

16.3.3. Методика екологічного оцінювання якості поверхневих вод за відповідними категоріями (1998 р.)

В цій методиці викладена система екологічної класифікації якості поверхневих вод, описано порядок виконання екологічного оцінювання, в тому числі його математична формалізація, а також засоби подання одержаних результатів

Система екологічної класифікації якості поверхневих вод суходолу включає три групи показників:

1) показники сольового складу (головні йони);

2) трофо-сапробіологічні (еколого-санітарні): pH; концентрація азоту амонійного; азоту нітритного; азоту нітратного; фосфатів; розчиненого кисню; біохімічне споживання кисню (БСК); хімічне споживання кисню (ХСК).

3) речовини токсичної дії: синтетично поверхнево-активні речовини (СПАР), важкі метали, феноли.

Відповідно до цих груп показників визначаються індекси: I_1; I_2; I_3.

Комплексний екологічний індекс (Ie) розраховується за формулою:

$$Ie = (I_1 + I_2 + I_3) / 3 , \quad (16.3)$$

де I_1, I_2, I_3 – факторні індекси, обумовлені максимальним перевищенням однієї з характеристик у кожній групі показників.

Відповідно до значень екологічного індексу виділяють класи і категорії якості вод за ступенем їхньої чистоти (забрудненості) – табл. 16.6:

І клас → 1 категорія (дуже чисті) → Ie = 0,2.

ІІ клас → 2 категорія (чисті) → Ie = 0,3-1,0; → 3 категорія (помірно забруднені) → Ie = 1,1-2,0.

ІІІ клас → 4 категорія (забруднені) → Ie = 2,1-4,0; → 5 категорія (брудні) → Ie = 4,1-6,0.

IV клас → 6 категорія (дуже брудні) → Ie = 6,1-10,0.

V клас → 7 категорія (надзвичайно брудні) → Ie > 10,0.

Таблиця 16.6. Значення комплексного екологічного індексу Ie для визначення класу та категорії забрудненості вод

I клас	II клас		III клас		IV клас	V клас
1 категорія	2 категорія	3 категорія	4 категорія	5 категорія	6 категорія	7 категорія
дуже чисті	чисті	помірно забруднені	забруднені	брудні	дуже брудні	надзвичайно брудні
Ie =0,2	Ie =0,3–1	Ie =1,1–2,0	Ie =2,1–4,0	Ie=4,1-6,0	Ie =6,1-10	Ie >10

Розглянуті методики оцінювання якості води можуть використовуватися у навчальних цілях. Статусу нормативних вони не мають.

16.4. Нормативна база щодо оцінювання якості води

Оцінювання якості води завжди базується на певних нормативах.

Нормативи якості води – встановлені у директивному порядку значення показників якості води (фізичні, хімічні, біологічні), що відповідають певним вимогам, при яких надійно захищається здоров'я людини, створюються сприятливі умови для різних видів водокористування, охорони вод та екологічного благополуччя водного об'єкта.

Нормативні методики оцінювання якості води – це затверджені у директивному порядку документи, в основу яких покладено нормативи якості води. Використання нормативних методик є обов’язковою умовою при проєктуванні, складанні офіційних довідок та заключень тощо.

16.4.1. Зміни в нормативній базі щодо оцінювання якості води (2014-2022 рр.)

В Україні відбулося багато змін, які стосуються як моніторингу вод, так і нормативної бази оцінювання якості води для різних цілей, що зумовлено курсом на інтеграцію з методичними підходами у цій сфері в ЄС. Значним стимулом цього процесу стало підписання в 2014 р. Угоди про асоціацію між Україною та ЄС. Нижче коротко зупинимося на деяких аспектах.

• 1 лютого 2015 р. набув чинності ДСТУ 7525:2014 «Вода питна. Вимоги та методи контролювання якості» [57].

• 1 січня 2017 р. ***скасовано чинність актів санітарного законодавства УРСР та СРСР,*** що стало важливою особливістю нормування якості води для різних цілей на сучасному етапі [75]. Тому, приступаючи до оцінювання якості води для гігієнічних цілей, варто керуватися розпорядженням Кабінету Міністрів України «Про визнання такими, що втратили чинність, та такими, що не застосовуються на території України, актів санітарного законодавства» від 20.01.2016 р. № 94-р, яким визнано такими, що не застосовуються на території України, акти санітарного законодавства, видані центральними органами виконавчої влади УРСР та СРСР, в тому числі санітарні правила і норми. У 2017 р. ліквідовано Державну санітарно-епідеміологічну службу (постанова Кабінету Міністрів України від 29 березня 2017 р. № 348). Виконання її функцій забезпечують МОЗ, Держслужба з питань праці та Держпродспоживслужба.

• У 2018 р. затверджено «***Порядок здійснення державного моніторингу вод***» (постанова Кабінету Міністрів України від 19.09.2018 р. № 758) [70].

• У 2019 р. затверджена «***Методика віднесення масиву*** поверхневих вод до одного з класів екологічного та хімічного станів масиву поверхневих вод, а також віднесення штучного або істотно зміненого масиву поверхневих вод до одного з класів екологічного потенціалу штучного або істотно зміненого масиву поверхневих вод» (наказ Мінприроди України від 14.01.2019 р. № 5) [64].

Ці два документи [64, 70] привнесли радикальні зміни в сферу моніторингу та нормативного екологічного оцінювання якості вод в Україні.

• 1 жовтня 2019 р. набув чинності стандарт ДСТУ 2439:2018 «Хімічні елементи та прості речовини. Терміни та визначення основних понять, назви й символи», у якому повернуто більшість українських назв хімічних елементів та правило написання назв елементів з маленької літери [62]. Новий стандарт хімічних термінів замінив ДСТУ 2439-94, який діяв протягом 1994-2019 рр. Нагадаємо також про необхідність вірного написання терміну «йон», який часто в публікаціях зустрічається як «іон».

В 2021 р. Кабінет Міністрів України схвалив «Морську природоохоронну стратегію України» [67].

Не дивлячись на зайнятість державних органів воєнними справами через агресію Росії проти України, 2022 рік став насиченим на прийняття нормативних документів по воді. Так, у цьому році було прийнято:

• Закон України «Про Загальнодержавну цільову соціальну програму «Питна вода України» на 2022-2026 роки»;

• «Гігієнічні нормативи якості води водних об'єктів для задоволення питних, господарсько-побутових та інших потреб населення», затверджені наказом МОЗ України [52];

• «Водна стратегія України на період до 2050 року», схвалена розпорядженням Кабінету Міністрів України [50].

16.4.2. Сучасні підходи щодо нормативного оцінювання якості води для різних цілей

Якість води водного об'єкта – це поєднання хімічного і біологічного складу та фізичних властивостей води, що зумовлює її придатність для конкретних видів водокористування: господарсько-питного, культурно-побутового (рекреаційного), рибогосподарського (рис. 16.1). Загальною оцінкою стану водного об'єкта слугує екологічна оцінка якості води. Якість питної води, призначеної для споживання людиною, розглядається окремо. Адже за централізованого водопостачання питна вода є продуктом спеціальної підготовки на водопровідній станції.

У табл. 16.7 наведено нормативні методики та інші документи, які мають застосовуватися для оцінювання якості води для різних цілей на сучасному етапі в Україні.



Рис. 16.1. Схема оцінювання якості води водного об'єкта для різних цілей

Таблиця 16.7. Нормативні документи, які застосовуються для оцінювання якості води для різних цілей в Україні у зв'язку зі змінами нормативної бази в 2014-2022 рр. (укладено В.К. Хільчевським на основі [33])

Нормування якості води водних об'єктів для різних цілей				**Нормування якості питної води**
Екологічні	**Гігієнічні**		**Рибогосподарські**	
	господарсько-питне водокористування	культурно-побутове водокористування		
Методика віднесення масиву поверхневих вод до одного з класів екологічного та хімічного станів масиву поверхневих вод…[64]*	ДСП 173-96: Державні санітарні правила планування та забудови населених пунктів . *Додаток 11:* Гігієнічні вимоги до складу та властивостей води водних об'єктів…[56].		Нормативи екологічної безпеки водних об'єктів, що використовуються для потреб рибного господарства… [68]	ДСанПіН 2.2.4-171-10: Гігієнічні вимоги до води питної, призначеної для споживання людиною [55]
	Гігієнічні нормативи якості води водних об'єктів для задоволення питних, госп.-побутових та ін. потреб [52]			
	ДСТУ 4808:2007: Джерела централізованого питного водопостачання. Гігієнічні та екологічні вимоги щодо якості води і правила вибирання [61]			ДСТУ 7525:2014: Вода питна. Вимоги та методи контролювання якості [57]

16.5. Державний моніторинг вод та екологічні цілі оцінювання якості води

16.5.1. Із історії моніторингу вод в Україні

Щоб зрозуміти суть реформування державного моніторингу вод (ДМВ), яке відбулося в Україні, починаючи з 2016 р., треба коротко звернутися до історії питання. Адже ще ***в 1930-і рр. було розпочато відбір проб води на хімічний аналіз*** на деяких гідрологічних постах гідрометслужби колишнього СРСР з подальшим розміщенням даних в «Гідрологічних щорічниках».

На початку 1970-х рр. на території колишнього СРСР була створена ***система гідрохімічного моніторингу водних об'єктів*** в рамках загальнодержавної системи спостереження і контролю за довкіллям. Зокрема в Україні виходили щоквартальні «Гідрохімічні бюлетені» (з 1980-х рр. – «Щорічні дані про якість поверхневих вод України») з розширеним переліком пунктів спостереження за поверхневими водами і діапазоном хімічних компонентів (у тому числі забруднювальних речовин), а також деякими гідробіологічними показниками, які видавало Українське управління по гідрометеорології і контролю природного середовища Державного комітету з гідрометеорології СРСР на основі даних спостережень мережі.

Цей методичний підхід зберігався в системі гідрометслужби України й після 1991 р., не дивлячись на зміни її відомчої приналежності – з 2011 р. гідрометеорологічні організації Державної служби України з надзвичайних ситуацій.

Одним з основних нормативних документів для гігієнічного оцінювання якості води були «Санітарні правила та норми охорони поверхневих вод від забруднення» (СанПиН 4630-88), затверджені Мінздравом СРСР у 1988 р.

В 1998 р. колективом авторів з Інституту гідробіології НАН України, Українського науково-дослідного інституту екологічних проблем (УкрНДІЕП) та Українського науково-дослідного інституту водогосподарсько-екологічних проблем була розроблена «Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями» [20. В 2001 р. – «Методика встановлення і використання екологічних нормативів якості поверхневих вод суші та естуаріїв України».

Хоча Мінекоресурсів України затвердило ці методики до застосування, вони не стали нормативними в тодішньому Держводгоспі або гідрометслужбі. Там використовували відомий з 1970-х рр. ІЗВ – індекс забруднення вод. В 2012 р. авторським колективом УкрНДІЕП (м. Харків) було розроблено проєкт вдосконаленої «Методики екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями», але в Мінприроди України вона не була затверджена.

Методика [20] широко застосовувалася в дослідницьких цілях, але в «урізаному» вигляді. Блок трофо-сапробіологічних показників (I_2) повноцінно не залучався, адже на мережі моніторингу не велися спостереження за гідробіологічними та бактеріологічними показниками – основою цього блоку.

16.5.2. Порядок здійснення державного моніторингу вод в Україні, затверджений в 2018 р.

У 2016 р. Верховна Рада України прийняла Закон «Про внесення змін до деяких законодавчих актів України щодо запровадження інтегрованих підходів в управлінні водними ресурсами за басейновим принципом», в якому імплементовано низку положень Водної рамкової директиви ЄС, що стосуються гідрографічного районування [63] та моніторингу вод, внесено зміни до Водного кодексу України.

У 2017 р. затверджено «Перелік забруднюючих речовин для визначення хімічного стану масивів поверхневих і підземних вод та екологічного потенціалу штучного або істотно зміненого масиву поверхневих вод» (для поверхневих вод – 45 речовин; для підземних – 15; для штучного або істотно зміненого масиву поверхневих вод – 14) [69].

У 2018 р. постановою Кабінету Міністрів України затверджено «Порядок здійснення державного моніторингу вод» [70].

Державний моніторинг вод здійснюється з метою забезпечення збирання, обробки, збереження, узагальнення та аналізу інформації про стан водних об'єктів, прогнозування його змін та розроблення науково обґрунтованих рекомендацій для прийняття рішень у галузі використання, охорони вод та відтворення водних ресурсів. Державний моніторинг вод є складовою частиною державної системи моніторингу довкілля.

Об'єктами державного моніторингу вод є:

• масиви поверхневих вод (поверхневі водні об'єкти або їх частини), в тому числі прибережні води та зони (території), які підлягають охороні;

• масиви підземних вод (підземні водні об'єкти або їх частини), в тому числі зони (території), які підлягають охороні;

• морські води в межах територіального моря та виключної морської економічної зони України, в тому числі зони (території), які підлягають охороні.

Суб'єктами державного моніторингу вод є Міндовкілля, Держводагентство, Держгеонадра, ДСНС, а також ДАЗВ (у зоні відчуження та зоні безумовного (обов'язкового) відселення території, що зазнала радіоактивного забруднення внаслідок Чорнобильської катастрофи). Загальна координація та організація державного моніторингу вод здійснюються Міндовкіллям.

16.5.3. Види моніторингу масивів вод

Залежно від цілей та завдань державного моніторингу вод встановлюються такі процедури:

• процедура діагностичного моніторингу масивів поверхневих та підземних вод;

• процедура операційного моніторингу масивів поверхневих та підземних вод;

• процедура дослідницького моніторингу масивів поверхневих вод;

• процедура моніторингу морських вод.

Діагностичний, операційний та дослідницький моніторинг здійснюється за басейновим принципом.

Діагностичний моніторинг здійснюється для масивів поверхневих та

підземних вод з метою:

доповнення та підтвердження результатів визначення основних антропогенних впливів на кількісний і якісний стан поверхневих та підземних вод, у тому числі від точкових і дифузних джерел;

розроблення програми державного моніторингу вод;

встановлення референційних умов та оцінки їх довгострокових змін;

оцінки довгострокових змін, спричинених антропогенним впливом на кількісний і якісний стан поверхневих та підземних вод, у тому числі від точкових і дифузних джерел;

оцінки довгострокових тенденцій зміни рівня та концентрації забруднювальних речовин у підземних водах внаслідок природних змін та антропогенного впливу на їх стан.

Для масивів поверхневих вод діагностичний моніторинг здійснюється протягом першого року здійснення державного моніторингу вод. Для масивів поверхневих вод, у яких відсутній ризик недосягнення екологічних цілей, діагностичний моніторинг здійснюється додатково протягом четвертого року виконання державного моніторингу вод.

Для масивів підземних вод діагностичний моніторинг здійснюється протягом перших двох років здійснення державного моніторингу вод або більше (у разі потреби).

Операційний моніторинг здійснюється щороку в період між роками здійснення діагностичного моніторингу.

Показники, за якими здійснюється операційний моніторинг, та періодичність їх вимірювання встановлюються з урахуванням результатів діагностичного та дослідницького моніторингу, даних, одержаних в результаті здійснення заходів державного нагляду (контролю) та державного соціально-гігієнічного моніторингу, даних передбаченої законодавством звітності (включаючи державну статистичну звітність), а також даних та інформації щодо об'єктів та видів діяльності, що підлягають оцінці впливу на довкілля згідно із Законом України "Про оцінку впливу на довкілля".

Дослідницький моніторинг здійснюється для масивів поверхневих вод з метою:

встановлення причин відхилення від екологічних цілей;

з'ясування масштабу та наслідків аварійного забруднення вод;

встановлення причин наявності ризику недосягнення екологічних цілей, виявленого в процесі здійснення діагностичного моніторингу, до початку виконання операційного моніторингу.

16.5.4. Результати здійснення державного моніторингу вод

Результатами здійснення державного моніторингу вод є:

• первинна інформація (дані спостережень), яка надається суб'єктами державного моніторингу вод;

• узагальнені дані, що стосуються певного проміжку часу або певної території;

• оцінка екологічного та хімічного стану масивів поверхневих вод, екологічного потенціалу штучних або істотно змінених масивів поверхневих вод, кількісного та хімічного стану масивів підземних вод, екологічного стану морських вод та визначення джерел негативного впливу на них;

• прогнози стану вод і його змін;

• науково обґрунтовані рекомендації, необхідні для прийняття управлінських рішень у галузі використання і охорони вод та відтворення водних ресурсів.

На підставі даних та інформації, отриманих в результаті здійснення державного моніторингу масивів поверхневих та підземних вод, визначаються:

• екологічний та хімічний стан масивів поверхневих вод;

• екологічний потенціал штучних або істотно змінених масивів поверхневих вод, кількісний і хімічний стан масивів підземних вод.

З урахуванням отриманих оцінок розробляються плани управління річковими басейнами та оцінюється рівень досягнення екологічних цілей.

Суб'єкти державного моніторингу вод зобов'язані безстроково зберігати первинну інформацію (дані спостережень), отриману (отримані) в результаті здійснення державного моніторингу вод.

16.6. Методика оцінювання масиву поверхневих вод за класами екологічного та хімічного станів

У 2019 р. було затверджено нормативну «Методику віднесення масиву поверхневих вод до одного з класів екологічного та хімічного станів масиву поверхневих вод, а також віднесення штучного або істотно зміненого масиву поверхневих вод до одного з класів екологічного потенціалу штучного або істотно зміненого масиву поверхневих вод» [64] – табл. 16.8.

Таблиця 16.8. Структура «Методики віднесення масиву поверхневих вод до одного з класів…», 2019 р. [64]

№ розділу	Назва розділу	Додатки до розділу
1	2	3
I	Загальні положення	–
II	Визначення екологічного стану масиву поверхневих вод	1. Перелік біологічних, гідроморфологічних, хімічних та фізико-хімічних показників для визначення екологічного стану масиву поверхневих вод
		2. Критерії віднесення масиву поверхневих вод до одного з класів екологічного стану
		3. Характеристика класів екологічного стану за біологічними, гідроморфологічними, хімічними та фізико-хімічними показниками
III	Порядок визначення екологічного стану масиву поверхневих вод	4. Алгоритм визначення екологічного стану масиву поверхневих вод
		5. Узагальнене визначення екологічного стану масиву поверхневих вод
		6. Остаточне визначення екологічного стану масиву поверхневих вод
IV	Визначення екологічного потенціалу штучного або істотно зміненого масиву поверхневих вод	7. Біологічні та фізико-хімічні показники, за якими здійснюється визначення екологічного потенціалу для штучного або істотно зміненого масиву поверхневих вод

Закінчення табл. 16.8

V	Визначення хімічного стану	8. Екологічні нормативи якості для визначення хімічного стану масиву поверхневих вод
		9. Алгоритм визначення хімічного стану масиву поверхневих вод
VI	Визначення загального стану масиву поверхневих вод та встановлення рівнів надійності визначення стану масиву поверхневих вод	10. Алгоритм визначення загального стану масиву поверхневих вод
		11. Критерії для встановлення надійності правильного визначення екологічного та хімічного станів масиву поверхневих вод
VII	Основні принципи визначення референційних умов	

Для класифікації екологічного стану МПВ використовуються п’ять класів (від «відмінного» до «дуже поганого»).

При графічному відображенні кожен клас екологічного стану МПВ позначається відповідним кольором:

- ***І клас*** – ***відмінни***й (синій);
- ***ІІ клас*** – ***добрий*** (зелений);
- ***ІІІ клас*** – з***адовільний*** (жовтий);
- ***ІV клас*** – ***поганий*** (помаранчевий);
- ***V клас*** – ***дуже поганий*** (червоний).

Ключовим аспектом при визначенні екологічного стану МПВ є те, що не використовуються ГДК. Натомість застосовуються показники, отримані для ***референційних умов*** – умов, що відображають стан навколишнього природного середовища за відсутності або мінімального антропогенного впливу.

Перелік критеріїв віднесення масиву поверхневих вод до одного з класів екологічного стану починається з біологічних показників (табл. 16.9).

Тут наведено лише загальні аспекти методики, оскільки обсяг даної публікації не дозволяє розглянути її ширше. Як видно з табл. 16.8.та 16.9, ця методика достатньо непроста і для її освоєння вимагається спеціальне ретельне опрацювання всіх її розділів і додатків.

Варто зауважити, що вся система нового державного моніторингу вод є значно складнішою в організаційному і методологічному відношенні ніж всі попередні, які застосовувалися на території України. За умови її належної організації, результати мають також бути значно ефективнішими.

Таблиця 16.9. Критерії віднесення масиву поверхневих вод до одного з класів екологічного стану [64]

Екологічний стан				
Відмінний	*Добрий*	*Задовільний*	*Поганий*	*Дуже поганий*
Значення біологічних показників відповідають значенням, характерним для масиву поверхневих вод у референційних умовах, мають тенденцію до дуже незначних змін. Відсутні або виявлені дуже незначні антропогенні зміни значень гідроморфологічних, хімічних та фізико-хімічних показників порівняно з величинами, характерними для масиву поверхневих вод в референційних умовах	Значення біологічних показників масиву поверхневих вод вказують на низькі рівні антропогенного впливу і мало відхиляються від значень, характерних для масиву поверхневих вод у референційних умовах. Концентрації хімічних та фізико-хімічних показників не перевищують екологічних нормативів якості, встановлених для екологічного стану «добрий»	Значення біологічних показників масиву поверхневих вод помірно відхиляються від значень, характерних для масиву поверхневих вод у референційних умовах. Ці значення мають помірну тенденцію до відхилення в результаті антропогенного впливу та мають значно більші відхилення порівняно з умовами стану «добрий». Концентрації хімічних показників перевищують нормативи, встановлені екологічному стану «задовільний»	Спостерігаються значні зміни щодо значень біологічних показників та значні відхилення від норм відповідних біологічних популяцій, характерних для масиву поверхневих вод у референційних умовах	Спостерігаються дуже сильні зміни щодо біологічних показників, відсутність великої частини відповідних біологічних ценозів, характерних для масиву поверхневих вод у референційних умовах

16.7. Гігієнічні цілі оцінювання якості води водних об’єктів та питної води

Для гігієнічних цілей актуальним залишається оцінювання якості води за гранично-допустимими концентраціями (ГДК) деяких шкідливих речовин у воді водних об’єктів, які містяться у відповідних нормативних документах.

16.7.1. Оцінювання якості води джерел водопостачання

Оцінювання якості води джерела водопостачання відбувається за ДСТУ 4808:2007 «Джерела централізованого питного водопостачання. Гігієнічні та екологічні вимоги щодо якості води і правила вибирання» [61]. Водні об’єкти, якість води в яких відповідає комплексу гігієнічних, епідеміологічних, екологічних та технологічних вимог, використовуються чи можуть бути використані для централізованого питного водопостачання.

Відповідність водного об’єкта вимогам, встановленим до джерел питного водопостачання, визначають на основі двох класифікацій (для

поверхневих і підземних вод). Ці класифікації включають: гігієнічне та екологічне оцінювання умов формування і ступеня захищеності підземного джерела водопостачання у межах поясів зон санітарної охорони; гігієнічне та екологічне оцінювання поверхневого джерела водопостачання, а також прилеглої території вище і нижче водозабору за течією води у межах поясів зон санітарної охорони; якісне оцінювання на підставі аналізів проб води, які відбиралися щомісячно протягом останніх 3-х років, та кількісне оцінювання запасів води у джерелах водопостачання; санітарне оцінювання місця розміщення водозабору; прогнозування гігієнічного та екологічного стану джерел водопостачання.

• ***Класифікація якості поверхневих вод*** джерел централізованого питного водопостачання за гігієнічними та екологічними критеріями охоплює 80 показників, які застосовують для оцінювання якості питної води згідно з санітарним законодавством, і має сім окремих груп (блоків): I група – 4 органолептичні показники; II група – 17 загальносанітарних показників хімічного складу води; III група – 6 гідробіологічних показників; IV група – 6 мікробіологічних показників; V група – 2 паразитологічні показники; VI група – 9 показників радіаційної безпеки; VII група – 36 пріоритетних токсикологічних показників хімічного складу води (з них: 25 – неорганічних та 11 – органічних компонентів).

• ***Класифікація якості підземних вод*** джерел централізованого питного водопостачання за гігієнічними та екологічними критеріями охоплює 71 показник, що застосовують для оцінювання якості питної води відповідно до санітарного законодавства, і має сім окремих груп: I група – 4 органолептичні показники; II група –- 14 загальносанітарних показників хімічного складу води; III група – 2 гідробіологічні показники; IV група – 6 мікробіологічних показників; V група – 2 паразитологічні показники; VI група – 9 показників радіаційної безпеки; VII група – 34 пріоритетні токсикологічні показники хімічного складу води (з них: 27 – неорганічних та 7 – органічних компонентів).

В обох класифікаціях діапазон значень показників (критеріїв) якості води включає чотири класи: 1 клас – відмінна, бажана якість води; 2 клас – добра, прийнятна якість води; 3 клас – задовільна, прийнятна якість води; 4 клас – посередня, обмежено придатна, небажана якість води.

16.7.2. Нормування якості води водних об’єктів для господарсько-питного і культурно-побутового водокористування

Цей вид нормування здійснюється із застосуванням *«Гігієнічних вимог до складу та властивостей води водних об’єктів в пунктах господарсько-питного і культурно-побутового водокористування»*, які є додатком 11 до «Державних санітарних правил планування та забудови населених пунктів» (ДСП 173-96), затверджених наказом МОЗ України від 19.06.1996 р. №173, зі змінами – наказ МОЗ України від 18.05.2018 р. № 952 [56].

У ДСП 173-96 наведено гігієнічні вимоги до складу та властивостей води водних об’єктів у пунктах, призначених: 1) для господарсько-питного водокористування – централізованого або нецентралізованого господарсько-питного водопостачання, а також водопостачання харчових

підприємств; 2) для культурно-побутового водокористування – купання, спорту та відпочинку населення, а також водойм в межах населених пунктів.

Гігієнічні вимоги до складу та властивостей води водних об'єктів у пунктах, призначених для господарсько-питного і культурно-побутового водокористування, встановлено за наступними показниками: суспензовані речовини; плаваючі домішки (речовини); запахи; забарвлення; температура; pH; мінералізація; $БСК_{повне}$; ХСК; збудники захворювань; лактозопозитивні кишкові палички; коліфаги; життєздатні яйця гельмінтів (аскарид, волосоголовців, токсокар), онкосфери теніїд та життєздатні цисти патогенних кишкових найпростіших; хімічні речовини – не повинні міститися в концентраціях, що перевищують ГДК або ОДР (орієнтовно допустимі рівні).

• *У «**Гігієнічних нормативах якості води водних об'єктів для задоволення питних, господарсько-побутових та інших потреб населення**»,* затверджених наказом МОЗ України від 02.05.2022 р. № 721, характеристика водних об'єктів передбачена за наступними категоріями водокористування:

1) для централізованого або нецентралізованого питного водопостачання, а також для водопостачання харчових підприємств;

2) для господарсько-побутового водокористування та в оздоровчих, рекреаційних, спортивних цілях, а також для водних об'єктів в межах населених пунктів [52].

Нормативи встановлено за наступними показниками: завислі речовини; плаваючі домішки; запахи; забарвлення; температура; pH; мінеральний склад; розчинений кисень; $БСК_{20}$; ХСК; збудники захворювань; лактозопозитивні кишкові палички (ЛПК); коліфаги; життєздатні яйця гельмінтів (аскарид, волосоголовців, токсокар, фасціол), онкосфери теніїд та життєздатні цисти патогенних кишкових найпростіших; хімічні речовини – не повинні міститися в концентраціях, що перевищують ГДК або ОДР. Ці показники, практично, співпадають з додатком 11 до «Державних санітарних правил планування та забудови населених пунктів» (ДСП 173-96).

В «Гігієнічних нормативів якості води…» [52] наведено також перелік граничних норм вмісту хімічних речовин у воді водних об'єктів для задоволення питних, господарсько-побутових та інших потреб населення, який налічує 1377 речовин, розташованих за алфавітом – наведено ГДК або ОДР речовини, лімітуюча ознака шкідливості, клас небезпеки.

ГДК – максимальні концентрації, при яких речовини не мають прямого або опосередкованого впливу на стан здоров'я населення (при впливі на організм протягом всього життя) і не погіршують гігієнічні умови водокористування.

ОДР – орієнтовно допустимі рівні вмісту речовин у воді, розроблені на основі розрахункових та експрес-експериментальних методів прогнозу токсичності.

16.7.3. Нормування якості питної води, призначеної для споживання людиною

Питна вода – це вода, призначена для споживання людиною (водопровідна, фасована, з бюветів, пунктів розливу, шахтних колодязів та каптажів джерел), для використання споживачами для задоволення

фізіологічних, санітарно-гігієнічних, побутових та господарських потреб, а також для виробництва продукції, що потребує її використання, склад якої за органолептичними, мікробіологічними, паразитологічними, хімічними, фізичними та радіаційними показниками відповідає гігієнічним вимогам.

Питна вода не вважається харчовим продуктом.

Якість питної води в Україні нормується двома основними документами: ДСТУ 7525:2014 [57] та ДСанПіН 2.2.4-171-10 [55] (табл. 16.10 та 16.11).

Таблиця 16.10. Показники епідемічної безпеки питної води за ДСанПіН 2.2.4-171-10 «Гігієнічні вимоги до води питної, призначеної для споживання людиною» [55]

№	Показник	Одиниця вимірю-вання	Нормативи для питної води		
			водопровід-на, з пунктів розливу та бюветів	з колодязів та каптажів джерел	фасо-вана
1. Мікробіологічні показники					
1	Загальне мікробне число при t = 37 °С – 24 год.	КУО/см^3	<= 100 (<= 50)**	не визначається	<= 20
2	Загальне мікробне число при t = 22 °С – 72 год.	КУО/см^3	не визначається	не визначається	<= 100
3	Загальні коліформи	КУО/100 см^3	відсутність	<= 1	відсутність
4	E.- coli***	КУО/100 см^3	відсутність	відсутність	відсутність
5	Ентерококи***	КУО/100 см^3	відсутність	не визначається	відсутність
6	Синьогнійна паличка (Pseudomonas aeruginosa)	КУО/100 см^3	відсутність	відсутність	відсутність
7	Патогенні бактерії	наявність в 1 дм^3	відсутність	відсутність	відсутність
8	Коліфаги	БУО/дм^3	відсутність	відсутність	відсутність
9	Ентеровіруси, аденовіруси, антигени ротавірусів, реовірусів вірусу гепатиту А та ін.	наявність в 10 дм^3	відсутність	відсутність	відсутність
2. Паразитологічні показники					
10	Патогенні кишкові найпростіші: цисти криптоспоридій, цисти лямбій, дизентерійних амеб, балантидія	клітини, цисти в 50 дм^3	відсутність	відсутність	відсутність
11	Кишкові гельмінти	клітини, яйця в 50 дм^3	відсутність	відсутність	відсутність

Таблиця 16.11. Санітарно-хімічні показники безпечності та якості питної води за ДСанПіН 2.2.4-171-10 «Гігієнічні вимоги до води питної, призначеної для споживання людиною» [55]

№	Показник	Одиниця вимірю-вання	Нормативи для питної води		
			водопровід-ної	з колодязів та каптажів джерел	фасованої, з пунктів розливу та бюветів
1	2	3	4	5	6
1. Органолептичні показники					
1	Запах, при t= 20 °С	бали	<= 2	<= 3	<= 0 (2) [4]
	Запах, при t= 60 °С	бали	<= 2	<= 3	<= 1 (2) [4]
2	Забарвленість	градуси	<= 20 (35) [1]	<= 35	<= 10 (20) [4]
1	2	3	4	5	6
3	Каламутність	1 НОК= 0,58 мг/дм^3	<= 1,0 (3,5) [1] <= 2,6 (3,5) [1] – для підз. вод	<= 3,5	<= 0,5 (1,0) [4]
4	Смак та присмак	бали	<= 2	<= 3	<= 0 (2) [4]
2. Фізико-хімічні показники					
а) неорганічні компоненти					
5	Водневий показник	од. pH	6,5-8,5	6,5-8,5	6,5-8,5 (>= 4,5) [5]
6	Діоксид вуглецю	%	не визначається	не визначається	0,2 - 0,3 – для слабо газованої; 0,31 - 0,4 – для середньо газованої; >0,4 – для сильно газованої
7	Залізо загальне	мг/дм^3	<= 0,2 (1,0) [1]	<= 1,0	<= 0,2
8	Загальна твердість	ммоль/ дм^3	<= 7,0 (10,0) [1]	<= 10,0	<= 7,0
9	Загальна лужність	ммоль/ дм^3	не визначається	не визначається	<= 6,5
10	Йод	мкг/дм^3	не визначається	не визначається	<= 50
11	Кальцій	мг/дм^3	не визначається	не визначається	<= 130
12	Магній	мг/дм^3	не визначається	не визначається	<= 80
13	Марганець	мг/дм^3	<=0,05 (0,5) [1]	<= 0,5	<= 0,05
14	Мідь	мг/дм^3	<=1,0	не визначається	<= 1,0
15	Поліфосфати (PO_4^{3-})	мг/дм^3	<=3,5	не визначається	<= 0,6 (3,5) [4]
16	Сульфати	мг/дм^3	<=250(500) [1]	<=500	<= 250
17	Сухий залишок	мг/дм^3	<=1000(1500) [1]	<=1500	<= 1000
18	Хлор залишковий вільний	мг/дм^3	<=0,5	<=0,05	<= 0,05
19	Хлориди	мг/дм^3	<=250(350) [1]	<=350	<= 250

Закінчення табл. 16.11

1	2	3	4	5	6
20	Цинк	мг/дм^3	<=1,0	не визначається	<= 1,0
			б) органічні компоненти		
21	Хлор залишковий зв'язаний	мг/дм^3	<=1,2	<=1,2	<= 0,05
			3. Санітарно-токсикологічні показники		
			б) неорганічні компоненти		
22	Алюміній	мг/дм^3	<= 0,20 (0,50) [2]	не визначається	<= 0,1
23	Амоній	мг/дм^3	<= 0,5 (2,6) [1]	<= 2,6	<= 0,1 (1,2) [1, 4]
24	Діоксид хлору	мг/дм^3	>= 0,1	не визначається	не визначається
25	Кадмій	мг/дм^3	<= 0,001	не визначається	<= 0,001
26	Кремній	мг/дм^3	<= 10	не визначається	<= 10
27	Миш'як	мг/дм^3	<= 0,01	не визначається	<= 0,01
28	Молібден	мг/дм^3	<= 0,07	не визначається	<= 0,07
29	Натрій	мг/дм^3	<= 200	<= 1,0	<= 200
30	Нітрати (за NO_3^-)	мг/дм^3	<= 50	не визначається	<= 50 [4]
31	Нітрити	мг/дм^3	<= 0,5 (0,1) [3]	<= 3,3	<= 0,5 (0,1) [7]
32	Озон залишковий	мг/дм^3	0,1-0,3	не визначається	не визначається
33	Ртуть	мг/дм^3	<= 0,0005	<= 0,05	<= 0,0005
34	Свинець	мг/дм^3	<= 0,010	не визначається	<= 0,010
35	Срібло	мг/дм^3	не визначається	не визначається	<= 0,025
36	Фториди	мг/дм^3	клімат. зони: IУ - <= 0,7; III – <= 1,2; II – <= 1,5	<= 1,5	<= 1,5;[6] клімат. зони: IУ - <= 0,7; III – <= 1,2; II – <= 1,5
37	Хлорити	мг/дм^3	<= 0,02	не визначається	не визначається
			б) органічні компоненти		
38	Поліакриламід залишковий	мг/дм^3	<= 2,0	не визначається	< 0,2
39	Формальдегід	мг/дм^3	<= 0,05	не визначається	<= 0,05
40	Хлороформ	мг/дм^3	–	не визначається	<= 6
			в) інтегральний показник		
41	Перманганатна окиснюваність	мг/дм^3	–	не визначається	<= 2,0 (5,0) [4]

Примітка. [1] – Норматив, зазначений у дужках, мало право використовувати підприємство питного водопостачання до 1 січня 2022 року в окремих випадках, пов'язаних з особливими природними умовами та технологією підготовки питної води, що не дозволяє довести якість питної води до жорсткішого нормативу, про що повинно бути зазначено у технологічному регламенті.

16.8. Охорона вод від забруднення

Система охорони вод включає такі основні напрями: *правові; організаційні; технологічні; економічні; наукові; соціальні.*

16.8.1. Правова основа охорони вод

Правовою основою охорони вод, проведення комплексних заходів, спрямованих на зменшення антропогенного впливу, є Закон України «Про охорону навколишнього природного середовища» (1991 р., зі змінами, внесеними протягом 1993–2024 рр.), «Водний кодекс України» (1995 р., зі змінами, внесеними протягом 2000–2022 рр.). А Закон України «Про внесення змін до деяких законодавчих актів України щодо впровадження інтегрованих підходів в управлінні водними ресурсами за басейновим принципом» (2016 р.) відкриває можливості по запровадженню європейських підходів у сфері водного менеджменту в нашій країні.

16.8.2. Організаційні аспекти охорони вод

Організаційні аспекти охорони вод – це комплекс оргзаходів, спрямованих на охорону водних ресурсів від забруднення.

В 2016 р. здійснено гідрографічне районування території України, затверджене Верховною Радою України. Було виділено 9 районів річкових басейнів і 13 суббасейнів.

В системі Державного агентства водних ресурсів України створено 12 басейнових управлінь водних ресурсів (БУВР): БУВР середнього Дніпра; БУВР нижнього Дніпра; Деснянське БУВР; БУВР Прип'яті; Дністровське БУВР; БУВР Південного Бугу; Сіверсько-Донецьке БУВР; БУВР Західного Бугу та Сяну; БУВР Пруту та Сірету; БУВР річок Причорномор'я та нижнього Дунаю; БУВР річок Приазов'я.

БУВР у межах своїх повноважень відповідно до законодавства забезпечують у своїх межах реалізацію державної політики у сфері управління, використання, збереження та відтворення водних ресурсів.

БУВР розробляє План управління річковим басейном, метою якого є досягнення екологічних цілей, визначених для кожного району річкового басейну, в установлені строки. Стратегічною екологічною ціллю для всіх районів річкових басейнів є досягнення/підтримання «доброго» екологічного стану масивів поверхневих та підземних вод, а також «доброго» екологічного потенціалу штучних або істотно змінених масивів поверхневих вод.

У більшості областей в системі Державного агентства водних ресурсів України діють регіональні офіси водних ресурсів (РОВР).

16.8.3. Технологічні аспекти охорони вод

Технологічні аспекти охорони природних вод включають такі напрями:

- зменшення об'єму стічних вод за рахунок удосконалення технології виробництва;
- очищення стічних вод;
- вилучення із стічних вод і утилізація цінних речовин;
- впровадження оборотного водопостачання (чи повторного);

• заміна водяного охолодження повітряним.

Зниження загального об'єму стічних вод, які скидаються підприємствами, досягається шляхом нормування води на одиницю продукції, а також використанням у системі оборотного водопостачання очищених раніше стічних вод.

Зниження концентрації забруднювальних речовин, які містяться у стічних водах, можна досягти не тільки суворим дотриманням технологічного режиму, а й підвищенням ступеня очищення стічних вод, вилученням з них цінних продуктів.

16.8.4. Економічні аспекти охорони вод

Економічні аспекти охорони водних ресурсів полягають у виборі критеріїв їх ефективності, оцінюванні збитків від забруднення вод, виборі економічних методів стимулювання водоохоронних заходів.

Головним критерієм ефективності водоохоронних заходів для джерел питного водопостачання, середовища існування риб, тварин і птахів є досягнення необхідних стандартів якості природних вод у місцях водокористування.

Максимальна віддача від водоохоронних заходів має бути на всіх стадіях: від їх проектування і до експлуатації. При проектуванні варто закласти такі параметри системи, щоб при мінімальних витратах можна було забезпечити потрібні показники якості природних вод. Для цього враховують найнесприятливіші умови приймання стічних вод: 95 %-на забезпеченість витрати води у річці, найвищі концентрації домішок.

Важливо правильно оцінити збитки, які можуть бути завдані забрудненням природних вод, що необхідно для визначення фінансових витрат на впровадження водоохоронних заходів. Необхідно раціонально планувати розміщення промислових підприємств, враховуючи не лише наявність сировини і кваліфікованих кадрів, а й достатню забезпеченість району водними ресурсами.

16.8.5. Наукові аспекти охорони вод

Наукові аспекти вирішення проблеми охорони природних вод від забруднення базуються на проведенні наукових досліджень – теоретичних або прикладних.

Теоретичні дослідження у сфері охорони природних вод від забруднення ведуться за такими основними напрямами: розробка науково-технічних основ і комплексу заходів з метою покращення використання водних ресурсів; розроблення комплексу науково-технічних заходів з максимального упередження негативного впливу господарської діяльності на навколишнє середовище; розроблення методів прогнозування наслідків впливу антропогенних чинників на якість природних вод та ін.

Прикладні дослідження спрямовані: на вдосконалення існуючих методів очищення стічних вод, створення і вдосконалення газоочисних пристроїв для існуючих технологічних процесів; на розроблення технологічних процесів, які забезпечують максимальне використання і знезараження промислових відходів підприємств; на розроблення рекомендацій з підвищення імунітету

важливих сільськогосподарських культур до шкідників, що дає змогу зменшити застосування пестицидів; на розроблення заходів щодо зниження впливу радіаційного забруднення територій на водні ресурси.

16.8.6. Соціальні аспекти охорони вод

Охорона водних ресурсів від забруднення є частиною проблеми охорони навколишнього середовища, вирішення якої спрямоване на створення сприятливих умов для життя, здоров'я і відпочинку населення.

В Україні приймаються і реалізується національні програми: з оздоровлення водних ресурсів Дніпра; загальнодержавна цільова соціальна програма «Питна вода України», Водна стратегія України на період до 2050 року та ін.

Певну роль у вихованні бережливого ставлення до водних об’єктів і природи в цілому відіграють громадські екологічні ініціативи та організації, шкільні екологічні центри.

Відчутні результати водоохоронної політики багато в чому залежать від підготовки кадрів у цій сфері. Спеціалістів з гідрології, управління та екології водних ресурсів готують у низці класичних університетів України, з водопостачання та водовідведення – у закладах вищої освіти технічного профілю.

Контрольні питання до розд. 16

1. Що таке «забруднювач» та «забруднювальна речовина»?

2. Які виділяють основні джерела забруднення природних вод?

3. Що таке індекс забруднення вод (ІЗВ)?

4. Які групи показників включає методика екологічної класифікації якості поверхневих вод суходолу (1998 р.)?

5. Як розраховується комплексний екологічний індекс у методиці екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями?

6. Які суттєві зміни відбулися в нормативній базі щодо оцінювання якості води протягом 2014-2022 рр.?

7. Коли і яким органом в Україні було прийнято «Порядок здійснення державного моніторингу вод»?.

8. Що є об’єктами державного моніторингу вод?

9. Які види моніторингу передбачає «Порядок здійснення державного моніторингу вод»?.

10. В чому суть «Методики віднесення масиву поверхневих вод до одного з класів екологічного та хімічного станів масиву поверхневих вод…»?

11. За яким нормативним документом оцінюється якість води джерела водопостачання?

12. За яким нормативним документом оцінюється якість води водного об’єкта, що використовується в оздоровчих, рекреаційних, спортивних цілях?

13. За яким нормативним документом оцінюється якість питної води, призначеної для споживання людиною?

14. Назвати основні аспекти охорони вод.

БІБЛІОГРАФІЯ

ОСНОВНА

1. Гопченко Є. Д., Шаменкова О. І. Фізична гідрологія: конспект лекцій. Одеса: ОДЕКУ, 2016. 195с
2. Загальна гідрологія: підручник / С.С. Левківський, В.К. Хільчевський, О.Г. Ободовський О.Г. та ін. К.: Фітосоціоцентр, 2000. 264 с.
3. Загальна гідрологія: підручник / В.К. Хільчевський, О.Г. Ободовський , В.В. Гребінь та ін. / За ред. В.К. Хільчевського, О.Г. Ободовського. К.: ВПЦ Київський університет, 2008. 399 с.
4. Курганевич Л.П., Біланюк В.І., Андрейчук Ю.М. Загальна гідрологія: навч. посібник. Львів: ЛНУ ім. І. Франка, 2020. 356 с.
5. Методичні вказівки до виконання практичних робіт з дисципліни «Гідрологія та гідрохімія» / Укладачі: Москаленко С.О., Ухань О.О. К.: ТОВ «ПРО ФОРМАТ», 2025, 97 с.
6. Хільчевський В.К. Гідрохімічний словник. К.: ДІА, 2022. 208 с.
7. Хільчевський В.К., Гребінь В.В., Манукало В.О. Гідрологічний словник. К. ДІА, 2022. 236 с.
8. Хільчевський В.К., Забокрицька М.Р. Хімічний аналіз та оцінка якості природних вод: навч. посібник. Луцьк: Вежа-Друк, 2021. 75 с.
9. Хільчевський В.К., Забокрицька М.Р., Карпюк З.К. Гідрохімія: навчально-методичний комплекс. К.: ДІА, 2025. 244 с.
10. Хільчевський В.К., Осадчий В.І., Курило С.М. Основи гідрохімії: підручник. К.: Ніка-Центр, 2012. 326 с.
11. Ющенко Ю.С., Паланичко О.В. Практикум з гідрології: навч. посібник Чернівці: ЧНУ ім. Ю. Федьковича, 2012. 96 с.

ДОДАТКОВА

12. Вишневський В.І. Річки і водойми України. Стан і використання. К.: Віпол, 2000. 376 с.
13. Водне господарство в Україні / За ред. А.В. Яцика, В.М. Хорєва. – К.: Генеза, 2000. 456 с.
14. Водний фонд України: Штучні водойми - водосховища і ставки: довідник / В.В. Гребінь, В.К. Хільчевський, В.А. Сташук та ін. / За ред. В.К. Хільчевського та В.В. Гребня. К.: Інтерпрес, 2014. 164 с.
15. Горев Л.Н., Пелешенко В.И. Основы мелиоративной гидрохимии: учебник. К.: Вища школа, 1991. 423 с.
16. Горєв Л.М., Пелешенко В.І., Хільчевський В.К. Гідрохімія України: підручник. К.: Вища школа, 1995. 307 с.
17. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз): монографія. К.: Ніка-Центр, 2010. 315 с.
18. Гребінь В.В., Хільчевський В.К. Ретроспективний аналіз досліджень річкової мережі України та застосування типології річок Водної рамкової директиви ЄС на сучасному етапі // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2016. №. 2 (41). С. 32–47.
19. Камзіст Ж.С., Шевченко О.Л. Гідрогеологія України: навч. посібник. К.: Інкос, 2009. 500 с.
20. Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями / В.Д. Романенко, В.М. Жукинський, О.П. Оксіюк, А.В Яцик, А.П.

Чернявська, О.Г. Васенко, Г.А. Верниченко, В.І. Лаврик, Й.В. Гриб. К.: Символ-Т, 1998. 28 с.

21. Ободовський О.Г. Руслові процеси: підручник. К.: ВПЦ Київський університет, 2017. 495 с.

22. Осадчий В.І., Набиванець Б.Й., Осадча Н.М., Набиванець Ю.Б. Гідрохімічний довідник. Поверхневі води України: довідник. К.: Ніка-центр, 2008. 656 с.

22а. Осадчий В.І., Хільчевський В.К., Манукало В.О. Національна гідрометеорологічна служба в Україні – століття системних спостережень та прогнозів (1921–2021 роки). Український географічний журнал. 2021. 3. С. 3-11.

23. Пелешенко В.І., Хільчевський В.К. Загальна гідрохімія: підручник. К.: Либідь, 1997. 384 с.

24. Сніжко С.І. Оцінка та прогнозування якості природних вод: підручник. К.: Ніка. Центр, 2001. 262 с.

25. Справочник по водным ресурсам / Под. ред. Б. И. Стрельца. К. : Урожай, 1987. 304 с.

26. Сташук В.А., Мокін В.Б., Гребінь В.В, Чунарьов О.В. Наукові засади раціонального використання водних ресурсів України за басейновим принципом. Херсон: Грінь, 2014. 320 с.

27. Українські гідрологи, гідрохіміки, гідроекологи: довідник / В.К. Хільчевський, В.І. Осадчий, В.В. Гребінь / За ред. В.К. Хільчевського. К.: Ніка-Центр, 2004. 176 с.

28. Хільчевський В.К. Агрогідрохімія: підручник. К.: ДІА, 2021. 176 с.

29. Хільчевський В.К. Водопостачання і водовідведення: гідроекологічні аспекти: підручник. К.: ВПЦ Київський університет, 1999. 319 с.

30. Хільчевський В.К. Гідрографія та водні ресурси Європи: навч. посібник. К. ДІА, 2023. 308 с.

31. Хільчевський В.К. Гідрохімія океанів і морів: навч. посібник. К. ВПЦ Київський університет, 2003. 114 с.

32. Хільчевський В.К. До питання про класифікацію природних вод за мінералізацією. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія.* 2003. № 5. С. 11-18.

33. Хільчевський В.К. Моніторинг вод в Україні: методи оцінювання якості води для різних цілей у зв'язку зі змінами нормативної бази (2014-2021 рр.). *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія.* 2021. 3(61). С. 6-19.

34. Хільчевський В.К. Нариси історії гідрохімії в Україні: монографія. К.: ДІА, 2020. 136 с.

35. Хільчевський В.К. Сучасна характеристика поверхневих водних об'єктів України: водотоки та водойми. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2021. № 1(59). С. 17-27.

36. Хільчевський В.К. Управління транскордонними водними ресурсами: навч. посібник. К. ДІА, 2024. 208 с.

37. Хільчевський В.К. Характеристика водних ресурсів України на основі бази даних глобальної інформаційної системи FAO Aquastat. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія.* 2021. № 1 (59). С. 6–16.

38. Хільчевський В.К., Гребінь В.В. Водні об'єкти України та рекреаційне оцінювання якості води: навч. посібник. К.: ДІА, 2022. 240 с.

39. Хільчевський В. К., Гребінь В. В. Гідрографічне та водогосподарське районування території України, затверджене у 2016 р. – реалізація положень ВРД ЄС. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія.* 2017. № 1(44). С. 8-20.

40. Хільчевський В.К., Гребінь В.В., Забокрицька М.Р. Управління річковими басейнами: навч. посібник. К. ДІА, 2024. 236 с.

41. Хільчевський В.К., Дубняк С.С. Основи океанології: підручник. 2-ге вид., доп. і перероб. К.: ВПЦ Київський університет, 2008. 255 с.

42. Хільчевський В.К., Забокрицька М.Р. Основні аспекти морфометрії та гідрохімії Шацьких озер. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2020. № 3(58). С. 92-100.

43. Хільчевський В.К., Забокрицька М.Р., Стельмах В.Ю. Гідроекологічні аспекти водопостачання та водовідведення: навч. посібник. К. ДІА, 2023. 228 с.

44. Хільчевський В.К., Осадчий В.І., Курило С.М. Регіональна гідрохімія України: підручник. К.: ВПЦ Київський університет, 2019. 343 с.

45. Хільчевський В.К., Савицький В.М., Красова Л.А., Гончар О.М. Польові та лабораторні дослідження хімічного складу води річки Рось: навч. посібник / За ред. В.К. Хільчевського. К.: ВПЦ Київський університет, 2012. 143 с.

46. Aquastat FAO's. URL: http://www.fao.org/nr/water/aquastat/data/query/index.html?lang=en

47. European Environment Agency. European water resources. Overview. URL: https://www.eea.europa.eu/archived/archived-content-water-topic/water-resources

48. Davie T. Fundamentals of Hydrology. Textbook. 2rd ed. London and New York. Routledge, 2008. 200 p.

49. Ward A.D. Trimble S.W., Burckhard S.R., Lyon J.G, Environmental Hydrology. 3rd ed. Boca Raton, FL. CRC Press, 2015. 695 p.

НОРМАТИВНІ ДОКУМЕНТИ

50. Водна стратегія України на період до 2050 року. Схвалено розпорядженням КМ України від 9.12.2022 р. № 1134-р. URL: https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/1134-2022-%D1%80#Text

51. Водний кодекс України. 1995 р. URL: https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/213/95-%D0%B2%D1%80#Text

52. Гігієнічні нормативи якості води водних об’єктів для задоволення питних, господарсько-побутових та інших потреб населення. Затверджено наказом МОЗ України від 02.05.2022 р. № 721. URL: https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/z0524-22#Text

53. Директива Європейського Парламенту і Ради 2000/60/ЄС від 23 жовтня 2000 року про встановлення рамок заходів Співтовариства в галузі водної політики. URL: https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/994_962#Text

54. Директива 2007/60/ЄС Європейського Парламенту та Ради від 23 жовтня 2007 року про оцінку та управління ризиками затоплення. URL: http://data.europa.eu/eli/dir/2007/60

55. ДСанПіН 2.2.4-171-10. Гігієнічні вимоги до води питної, призначеної для споживання людиною. Київ. МОЗ України. 2010. URL: https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/z0452-10#Text

56. ДСП 173–96. Державні санітарні правила планування та забудови населених пунктів: Додаток 11 «Гігієнічні вимоги до складу та властивостей води водних об'єктів в пунктах господарсько-питного і культурно-побутового водокористування». Затверджено наказом МОЗ України від 19.06.1996 р. №173, зі змінами – накази МОЗ України від 2007, 2009, 2018 рр. Документ z0379-96, чинний, поточна редакція від 07.03.2019. URL: https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/z0379-96#Text

57. ДСТУ 7525:2014. Вода питна. Вимоги та методи контролювання якості питної води. URL: https://zakon.isu.net.ua/sites/default/files/normdocs/1-10672-dstu_voda_pytna.pdf

58. ДСТУ 878-93. Води мінеральні фасовані. Технічні умови. Зміна № 33 (ІПС № 3-2019). URL: https://online.budstandart.com/ua/catalog/doc-page?id_doc=82547

59. ДСТУ 3517:2024. Гідрологія суходолу. Терміни та визначення основних понять. К.: ДП УкрНДНЦ, 2024. 34 с.

60. ДСТУ 3041-95. Гідросфера. Використання і охорона води. Терміни та визначення. Система стандартів у галузі охорони навколишнього середовища та раціонального використання ресурсів. URL: https://online.budstandart.com/ua/catalog/doc-page?id_doc=74302

61. ДСТУ 4808:2007. Джерела централізованого питного водопостачання. Гігієнічні та екологічні вимоги щодо якості води і правила вибирання. URL: http://online.budstandart.com/ru/catalog/doc-page?id_doc=53159

62. ДСТУ 2439:2018. Хімічні елементи та прості речовини. Терміни та визначення основних понять, назви й символи. К. ДП УкрНДНЦ, 2019. 12 с.

63. Закон України «Про внесення змін до деяких законодавчих актів України щодо впровадження інтегрованих підходів в управлінні водними ресурсами за басейновим принципом». ВВР, 2016, № 46, ст. 780. URL: https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/1641-19#Text

64. Методика віднесення масиву поверхневих вод до одного з класів екологічного та хімічного станів масиву поверхневих вод, а також віднесення штучного або істотно зміненого масиву поверхневих вод до одного з класів екологічного потенціалу штучного або істотно зміненого масиву поверхневих вод. Затверджено наказом Мінприроди України від 14.01.2019 р. № 5. URL: https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/z0127-19#Text

65. Методика попередньої оцінки ризиків затоплення. Затверджено наказом МВС України від 17.01.2018 № 30 URL: https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/z0153-18#Text

66. Методика розроблення карт загроз і ризиків затоплення. Затверджено наказом МВС України від 28.02.2018 № 153. URL: https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/z0350-18#Text

67. Морська природоохоронна стратегія України. Схвалено розпорядженням Кабінету Міністрів України від 11.10.2021 р. № 1240-р URL: https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/1240-2021-%D1%80#Text

68. Нормативи екологічної безпеки водних об'єктів, що використовуються для потреб рибного господарства щодо гранично допустимих концентрацій органічних та мінеральних речовин у морських та прісних водах (біохімічного споживання кисню – БСК-5, хімічного споживання кисню – ХСК, завислих речовин та амонійного азоту). Затверджено наказом Мінагрополітики України від 30.07.2012 р. № 471. Документ z1369-12, чинний, поточна редакція від 30.07.2012. URL: https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/z1369-12#Text

69. Перелік забруднюючих речовин для визначення хімічного стану масивів поверхневих і підземних вод та екологічного потенціалу штучного або істотно зміненого масиву поверхневих вод. Затверджено наказом Мінекоресурсів від 06.02.2017 р. № 45. Документ z0235-17, чинний, поточна редакція від 06.02.2017. URL: https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/z0235-17#Text

70. Порядок здійснення державного моніторингу вод. Затверджено постановою КМ України від 19.09.2018 р. № 758, зі змінами – постанови КМ

України від 2019, 2020 рр. URL: https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/758-2018-%D0%BF#Text

71. Порядок розроблення плану управління річковим басейном. Затверджено постановою КМ України від 18.05.2017 р. № 336. URL: https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/336-2017-%D0%BF#Text

72. Правила охорони поверхневих вод від забруднення зворотними водами. Затверджено постановою КМ України від 25.03. 1999 р. №465, зі змінами 2013 р. URL: https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/465-99-%D0%BF#Text

73. Правила приймання стічних вод до систем централізованого водовідведення. Затверджено наказом Міністерства регіонального розвитку, будівництва та житлово-комунального господарства України від 01.12.2017 р. № 316. URL: https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/z0056-18#Text

74. Про виділення суббасейнів та водогосподарських ділянок у межах встановлених районів річкових басейнів / Наказ Мінекоресурсів України від 26.01.2017 р. № 25 - URL: https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/z0208-17#Text

75. Про визнання такими, що втратили чинність, та такими, що не застосовуються на території України, актів санітарного законодавства. Розпорядження КМ України від 20.01.2016 р. № 94-р. URL: https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/94-2016-%D1%80#Text

Навчальне видання

ГІДРОЛОГІЯ
ТА
ГІДРОХІМІЯ

Навчальний посібник

Хільчевський Валентин Кирилович

Гребінь Василь Васильович

Обкладинка та оригінал-макет:
М.Р. Забокрицька

Підписано до друку 02.06.2025 р. Формат 70-100/16.
Папір офсетний.
Умовн. друк. арк. 28,38.

Видавництво «ДІА»
03022, Київ, вул. Васильківська, 45
E-mail: dia_1997@ukr.net
Свідоцтво про внесення до
Державного реєстру суб'єктів видавничої справи
ДК № 1149 від 12.12.2002 р.
Надруковано – друкарня ТОВ «ДІА»



ХІЛЬЧЕВСЬКИЙ ВАЛЕНТИН КИРИЛОВИЧ

(23.12.1953 р.н.) — доктор географічних наук, професор, відмінник освіти України, заслужений діяч науки і техніки України, почесний працівник гідрометслужби України, лауреат Державної премії України в галузі науки і техніки. В 2000–2019 рр. — завідувач кафедри гідрології та гідроекології географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка, від 2019 р. — професор цієї кафедри.



ГРЕБІНЬ ВАСИЛЬ ВАСИЛЬОВИЧ

(20.12.1964 р.н.) — доктор географічних наук, професор, завідувач кафедри гідрології та гідроекології географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка (від 2019 р.). В 1992–2019 рр. — асистент, доцент, професор цієї кафедри.