

В. К. Хільчевський
В. І. Осадчий
С. М. Курило

РЕГІОНАЛЬНА ГІДРОХІМІЯ УКРАЇНИ

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

В.К. Хільчевський

В.І. Осадчий

С.М. Курило

РЕГІОНАЛЬНА ГІДРОХІМІЯ УКРАЇНИ

Підручник



УДК 556.114+502.51:504.5(477)(075.8)

X45

Рецензенти:

д-р геогр. наук, проф. В.В. Гребінь

(Київський національний університет імені Тараса Шевченка);

д-р геогр. наук, проф. Н.П. Шерстюк

(Дніпровський національний університет імені Олеся Гончара);

канд. геогр. наук, доц. М.Р. Забокрицька

(Східноєвропейський національний університет імені Лесі Українки)

Рекомендовано до друку вченою радою географічного факультету

(протокол № 1 від 18 вересня 2017 року)

Ухвалено науково-методичною радою

Київського національного університету імені Тараса Шевченка

(протокол № 3-17/18 н.р. від 19 березня 2020 року)

Хільчевський В.К.

Регіональна гідрохімія України: підручник / В.К. Хільчевський, Осадчий В.І., Курило С.М. – ВПЦ "Київський університет", 2019. – 343 с.

ISBN 978-966-933-035-2

Розглянуто регіональні закономірності поширення, режиму та формування основних компонентів хімічного складу природних вод суші, атмосферних опадів, вод морів України. Висвітлено питання стоку розчинених у природних водах речовин і хімічної денудації, наведено результати досліджень антропогенного впливу на хімічний склад води.

Для студентів, які навчаються за спеціальністю «Науки про Землю» (освітня програма з гідрології).

Khilchevskiy V.K.

Regional Hydrochemistry of Ukraine: Textbook / Khilchevskiy V.K., Osadchyi V.I., Kurylo S.M. - Kyiv: PPC "Kyiv University", 2019. - 343 p.

The textbook considers regional patterns of distribution, mode and formation of the main components of the chemical composition in atmospheric precipitation, surface, underground and sea waters of Ukraine. Issues of discharge of substances dissolved in natural waters and chemical denudation are discussed. The results of research of anthropogenic influence on the chemical composition of waters are given.

ISBN 978-966-933-035-2

© Хільчевський В.К., Осадчий В.І., Курило С.М., 2019

©Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ВПЦ "Київський університет", 2019

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА	5
1. ЗАГАЛЬНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ПРИРОДНИХ ВОД	7
1.1. Чинники, які впливають на формування хімічного складу природних вод.....	7
1.1.1. Фізико-географічні чинники.....	8
1.1.2. Геологічні чинники	10
1.1.3. Фізико-хімічні чинники.....	11
1.1.4. Біологічні чинники.....	14
1.1.5. Антропогенні (штучні) чинники.....	16
1.2. Концентрація розчинів і способи її вираження	16
1.3. Класифікація вод за хімічним складом і мінералізацією.....	20
2. АТМОСФЕРНІ ОПАДИ	24
2.1. Уміст мінеральних речовин в атмосферних опадах	25
2.2. Надходження розчинених мінеральних речовин з атмосферними опадами та їхній вплив на поверхневі води.....	46
3. РІЧКИ	50
3.1. Гідрографічне районування території України	50
3.2. Загальна характеристика хімічного складу річкових вод.....	55
3.3. Район басейну Вісли.....	56
3.4. Район басейну Дунаю.....	59
3.5. Район басейну Дністра	64
3.6. Район басейну Південного Бугу.....	71
3.7. Район басейну Дніпра	77
3.8. Район басейну річок Причорномор'я	94
3.9. Район басейну Дону	95
3.10. Район басейну річок Приазов'я.....	99
3.11. Район басейну річок Криму	103
4. ГИРЛОВІ ДІЛЯНКИ РІЧОК	107
4.1. Гирлова ділянка Дунаю.....	108
4.2. Гирлова ділянка Дністра	110
4.3. Дністровський лиман	113
4.4. Гирлова ділянка Південного Бугу.....	116
4.5. Гирлова ділянка Дніпра	118
4.6. Дніпровсько-Бузький лиман	122
5. ВОДОСХОВИЩА І СТАВКИ	128
5.1. Чинники, що впливають на формування гідрохімічного режиму водосховищ	128
5.2. Гідрохімічний режим дніпровських водосховищ.....	135

5.3. Гідрохімічний режим дністровських водосховищ	152
5.4. Гідрохімічна характеристика ставків.....	157
5.5. Класифікація ставків і малих водойм України	174
6. ОЗЕРА, ЛИМАНИ	181
6.1. Загальна характеристика озерних районів	181
6.2. Шацькі озера	183
6.3. Придунайські заплавні озера	185
6.4. Лимани Дунайсько-Дністровського межиріччя.....	187
6.5. Лимани Дніпровсько-Дністровського межиріччя	192
6.6. Використання лиманів	197
6.7. Соляні озера Криму	199
7. ПІДЗЕМНІ ВОДИ	203
7.1. Гідрогеологічна область Українського щита	203
7.2. Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн	211
7.3. Волино-Подільський артезіанський басейн	216
7.4. Причорноморський артезіанський басейн	221
7.5. Донецька гідрогеологічна складчаста область	225
7.6. Карпатська складчаста гідрогеологічна область	229
7.7. Гідрогеологічна складчаста область гірського Криму	232
7.8. Мінеральні води.....	235
8. МОРЯ.....	255
8.1. Чорне море	255
8.2. Азовське море	268
9. РІВНОВАЖНІ ГІДРОХІМІЧНІ СИСТЕМИ	282
9.1. Карбонатно-кальцієва система	282
9.2. Карбонатно-магнієва система.....	291
9.3. Сульфатно-кальцієва система.....	292
9.4. Схильність природних вод до відкладання чи розчинення карбонатів кальцію	294
10. СТІК РОЗЧИНЕНИХ У ПРИРОДНИХ ВОДАХ РЕЧОВИН І ХІМІЧНА ДЕНУДАЦІЯ	296
10.1. Іонний стік.....	296
10.2. Хімічна денудація суші.....	303
11. АНТРОПОГЕННИЙ ВПЛИВ НА ХІМІЧНИЙ СКЛАД ПРИРОДНИХ ВОД	305
11.1. Промислові та господарсько-побутові стічні води	305
11.2. Сільськогосподарські стічні води	308
11.3. Радіоактивне забруднення	310
11.4. Оцінка антропогенного впливу на хімічний склад та якість річкових вод.....	312
ДОДАТКИ	320
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ.....	342

ПЕРЕДМОВА

Мета підручника "Регіональна гідрохімія України" – розвиток і поглиблення знань у процесі вивчення основ загальної гідрохімії. Відомо, що природні води – це складний комплекс розчинних газів, мінеральних солей та органічних сполук, формування якого відбувається під дією природних (фізико-географічних – у першу чергу кліматичних і ґрунтових; геологічних; фізико-хімічних; біологічних) та антропогенних чинників. Вплив цих чинників на водні об'єкти має свої закономірності та відмінності, що виявляються у річкових басейнах, різних регіонах і природних зонах як у континентальному вимірі, так і в межах територій окремих країн. Можна говорити навіть про гідрохімічну зональність, що є виявом загального закону природної зональності.

Гідрохімія України є втіленням регіональної гідрохімії – навчальної дисципліни, яка вивчає хімічний склад природних вод окремих водних об'єктів, територій і зон; закономірностей його формування та змін у просторі й часі.

Загалом, в історії гідрохімічних досліджень в Україні можна виділити чотири хронологічні періоди: 1) *1920–1950-ті рр.* – початок систематичних гідрохімічних досліджень поверхневих вод; 2) *1950–1970-ті рр.* – розширення гідрохімічних досліджень для забезпечення потреб водогосподарського та гідроенергетичного будівництва; 3) *1970-ті – початок 2000-х рр.* – розвиток комплексних гідрохімічних досліджень в умовах зростаючого антропогенного навантаження на водні об'єкти; 4) *з початку 2000-х рр.* – переформатування гідрохімічних досліджень з урахуванням вимог Водної рамкової директиви Європейського Союзу. Цей хронологічний поділ дещо відрізняється від запропонованого нами раніше (1997, 2012), в якому був відсутній четвертий період.

Перший у країні підручник "Гідрохімія України", що вийшов друком у видавництві "Вища школа" 1995 р., був написаний Л.М. Горєвим, В.І. Пелешенком і В.К. Хільчевським – відомими представниками наукової гідрохімічної школи Київського національного університету імені Тараса Шевченка. У ньому для території України комплексно узагальнено та викладено матеріали з гідрохімії атмосферних опадів, річок, озер і водосховищ, підземних і морських вод. Цей досвід використано і при створенні нового підручника.

Автори базувалися на матеріалах власних досліджень, а також на публікаціях українських учених, які в різні роки висвітлювали питання гідрохімії атмосферних опадів, поверхневих, підземних і морських вод (О.М. Алмазов, А.Є. Бабинець, Л.М. Горєв, О.І. Денисова, Л.О. Журавльова, Г.Д. Коненко, П.М. Линник, Б.Й. Набиванець, Н.М. Осадча, В.І. Осадчий, В.І. Пелешенко, М.І. Ромась, Б.О. Скопинцев, В.К. Хільчевський, В.М. Шестопапов та ін.).

За останній період в Україні опубліковано нові наукові та науково-методичні видання, зокрема за участі вчених Київського національного уні-

верситету імені Тараса Шевченка та Українського гідрометеорологічного інституту ДСНС України та НАН України – монографії, присвячені гідрохімії регіональних басейнових систем (Дністра, 2002, 2013; Західного Бугу, 2006; Дніпра, 2007; Південного Бугу, 2009; Росі, 2009; Горині, 2011; Інгульця, 2011; Сули, Псла та Ворскли, 2014), гідрохімії схилового стоку (2005), природних і техногенних водних об'єктів Кривбасу (2012), науково-методичні та довідкові розвідки ("Аналітична хімія поверхневих вод", 2007; "Гідрохімічний довідник", 2008; "Процеси формування хімічного складу поверхневих вод", 2013), гідрохімічні карти, які ввійшли до "Національного атласу України" (2007), фундаментальний підручник "Основи гідрохімії" (2012).

Авторський колектив підручника: *В.К. Хільчевський* – доктор географічних наук, професор, заслужений діяч науки і техніки України, лауреат Державної премії України в галузі науки і техніки, завідувач кафедри гідрології та гідроекології географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка; *В.І. Осадчий* – доктор географічних наук, член-кореспондент НАН України, лауреат Державної премії України в галузі науки і техніки, директор Українського гідрометеорологічного інституту ДСНС України та НАН України; *С.М. Курило* – кандидат географічних наук, доцент кафедри гідрології та гідроекології.

1. ЗАГАЛЬНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ПРИРОДНИХ ВОД

Хімічний склад природних вод є складним комплексом розчинних газів, мінеральних солей та органічних сполук. У природних водах розчинені майже всі відомі хімічні елементи, серед яких різними фізико-хімічними методами чітко визначено понад 80 елементів; зі збільшенням порядкового номера в таблиці Менделєєва спостерігається зменшення концентрації елементів у природних водах.

Хімічний склад природних вод поділяють на сім груп:

- 1) **головні іони** (макрокомпоненти) – K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} .
- 2) **розчинені гази** – кисень (O_2), азот (N_2), сірководень (H_2S), вуглецю (IV) оксид (CO_2) тощо;
- 3) **біогенні речовини** – сполуки азоту, фосфору, заліза та кремнію;
- 4) **органічні речовини** – різноманітні сполуки, які належать до органічних кислот, складних ефірів, фенолів, гумусових речовин, азотовмісних сполук (білки, амінокислоти, аміни) та багатьох інших;
- 5) **мікроелементи** – усі метали, крім головних іонів (K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}), а також деякі інші компоненти, які містяться у водах у невеликих кількостях (напр., радіоактивні елементи);
- 6) **забруднювальні речовини** (пестициди, нафтопродукти, феноли, детергенти тощо);
- 7) **радіоактивні елементи**.

1.1. Чинники, які впливають на формування хімічного складу природних вод

У гідрохімії серед чинників, які визначають формування хімічного складу природних вод, виділяють *основні* та *другорядні*, а також *прямі* та *опосередковані*.

До **основних** належать чинники, що визначають склад вод, тобто сприяють формуванню вод конкретного гідрохімічного типу (хлоридного, сульфатного тощо).

Другорядні – сприяють появі у воді компонентів, які надають певному типу води деяких особливостей, але тип води при цьому залишається незмінним.

Прямі – це чинники, які безпосередньо впливають на склад води (грунти, гірські породи).

Опосередкованими є чинники, що діють через інші (прямі) чинники.

За впливом чинники, які визначають формування хімічного складу природних вод, поділяють на групи:

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

Умови формування природних вод залежать від співвідношення та послідовності виявлення зазначених чинників. Їхня роль для поверхневих і підземних вод неоднакова. Наприклад, фізико-географічні та біологічні чинники найбільшою мірою впливають на склад поверхневих вод і є другорядними в процесі формування підземних вод.

1.1.1. Фізико-географічні чинники

Рельєф є опосередкованим чинником формування складу води. Він впливає на умови водообміну, від яких залежать мінералізація та хімічний склад природних вод. Ступінь розчленованості рельєфу визначає розміри поверхневого стоку та дренованість підземних вод.

Клімат передусім визначає метеорологічні чинники, від яких залежить водний режим поверхневих і підземних вод. Основними метеорологічними елементами, які впливають на склад природних вод, є атмосферні опади, температура повітря та випаровування.

Перша стадія формування хімічного складу природних вод відбувається в атмосфері. Серед усіх природних вод найшвидші зміни мінералізації та складу в часі й просторі спостерігаються в атмосферних опадах. Проте, незважаючи на таку мінливість, склад опадів загалом є характерним для певної місцевості, відображаючи тип її географічного ландшафту. Мінералізація атмосферних опадів зазвичай нижча від мінералізації річкових і озерних вод. Опади звичайно зменшують мінералізацію поверхневих і підземних вод.

Вплив температури повітря може виявлятися у складі вод як самоосадових озер, так і прісних поверхневих вод. В останньому випадку зміна складу води відбувається внаслідок випадіння із неї кальцію карбонатів за підвищення температури. Тому влітку в умовах жаркого клімату може відбуватися садка кальциту в мілководних, добре прогрітих водоймах.

Хімічний склад вод змінюється також під впливом низьких температур у процесі промерзання. Під час кристалізації льоду виділяються важкорозчин-

ні сполуки, а в розчинах зберігаються найбільш легкорозчинні за низьких температур сполуки, до яких належать хлориди кальцію, магнію та натрію.

Випаровування – один із важливих чинників формування мінералізації й хімічного складу поверхневих і ґрунтових вод. Цей чинник найбільше виявляється в районах, де відношення сумарного випаровування до суми атмосферних опадів є найбільшим, тобто в пустелях, напівпустелях і сухих степах. У засолених під впливом випаровування поверхневих водоймах відбувається випадіння солей (мінералоутворення), спочатку менше, а потім – більше розчинних. Гідрокарбонатні води перетворюються спочатку на сульфатні, а потім на сульфатно-хлоридні й навіть хлоридні.

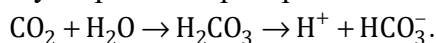
Вивітрювання гірських порід (хімічне, біологічне тощо) має суттєве значення у формуванні хімічного складу природних вод.

Хімічне вивітрювання гірських порід складається із процесів розчинення, гідролізу, гідратації, окиснення. Ці процеси є екзотермічними, тобто проходять із виділенням тепла. Розрізняють два типи хімічного вивітрювання: *вуглекислотне* та *сірчаноокислотне*. Інтенсивність вуглекислотного вивітрювання визначається концентрацією CO₂ у водах. Однак не весь вуглекислий газ здатний взаємодіяти з породою, а лише та його частина, що називають агресивною, тобто частина, що є надлишковою щодо рівноважного вмісту кальцію. Найважливішим агентом сірчаноокислотного вивітрювання є сірчана кислота, яка утворюється у процесі окиснення сульфідів (напр., FeS).

Біологічне вивітрювання особливо інтенсивно відбувається там, де кількість атмосферних опадів перевищує випаровуваність, а температура достатньо висока. Тут утворюється велика концентрація організмів, які виділяють колосальні маси органічних кислот, що активно сприяють перетворенню кристалічних решіток первинних мінералів.

Ґрунтовий покрив. Ґрунти збагачують води іонами, газами, органічною речовиною. Вплив ґрунтового покриву на формування вод подвійний: з одного боку, ґрунти можуть збільшувати мінералізацію атмосферних опадів, які фільтруються через них, а з іншого – змінювати хімічний склад ґрунтових вод, які взаємодіють з ґрунтами. Ці процеси визначають типи ґрунтів. Якщо вода просочується скрізь бідні на солі торф'янисто-тундрові чи болотисті ґрунти, вона збагачується органічними речовинами і значно менше – іонами. Схожа картина спостерігається й у підземних ґрунтах. Значно більше солей надходить у воду з чорноземів і каштанових ґрунтів. Особливо впливають на мінералізацію вод, що фільтруються, солончакові ґрунти.

Під час просочування води крізь ґрунт унаслідок окиснення органічної речовини змінюється також склад розчинених газів. Вміст кисню при цьому зменшується, а кількість CO₂ відповідно збільшується. Вуглекислий газ, що виділяється, є джерелом утворення гідрокарбонатних іонів:



У процесі взаємодії ґрунтових вод із ґрунтами, крім вилуговування солей, відбувається зміна складу води під впливом іонного обміну, процесів мінералоутворення чи заміщення мінералів, які вже наявні в ґрунті. Інтенсивність перетворення залежить від типу ґрунту, умісту в ньому колоїдів, що мають здатність адсорбувати іони, а також обмінювати поглинуті іони на іони водних розчинів.

Поглинальний комплекс ґрунтів за своїм характером є різноманітним. Ґрунти середніх широт, наприклад чорноземи, звичайно найбільше мають у складі поглинального комплексу кальцію, потім – магнію. У менших кількостях наявні інші катіони. Ґрунти північних широт дуже вилужені, і до їхнього поглинального комплексу, поряд із натрієм, кальцієм і магнієм, входять іони водню.

1.1.2. Геологічні чинники

Гірські породи є провідним чинником формування мінералізації й хімічного складу природних вод. Головними розчинними мінералами, які визначають в основному хімію природних вод, є галіт (NaCl), гіпс ($\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$), кальцит (CaCO_3), доломіт ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). Такі добре розчинні мінерали, як мірабіліт, астраханіт, глауберит мають вузьке локальне поширення. Кам'яна сіль, що залягає на глибині, збагачує води натрію хлоридами. Мінералізація в цьому випадку різко підвищується. Хлоридні натрієві високомінералізовані води та розсоли зустрічаються у багатьох районах земної кулі, їхній розвиток збігається з поширенням соленосних фацій, при вилуговуванні яких вони й утворюються.

Наявність у надрах гіпсоносних фацій є причиною появи *сульфатних кальцієвих вод*, мінералізація яких становить близько $2,0\text{--}3,0$ г/дм³, що визначається розчинністю гіпсу.

Гідрокарбонатно-кальцієві води найчастіше утворюються у процесі розчинення кальцію карбонатів, які дуже поширені в природі (вапняки, вапняковий цемент у піщаниках, вапнякові ґрунти тощо). Якщо немає вуглекислого газу, то розчинність CaCO_3 за нормальних умов становить лише $13,0$ мг/дм³. Розчинність карбонатів лужних металів різко зростає за наявності у воді CO_2 . За наявності значної кількості вуглекислоти розчинність CaCO_3 може перевищувати $1,0$ г/дм³ (вуглекислі мінеральні води).

Гідрокарбонатні магнієві води серед осадових порід зустрічаються, як виняток, через незначну наявність мінералів відповідного складу. Яскраво виражені магнієві води утворюються шляхом вивітрювання багатих на магній вивержених порід (перидотити, габро, дуніти). За звичайних умов їхня мінералізація не перевищує $0,5\text{--}0,6$ г/дм³.

Гідрокарбонатно-натрієві (содові) води $\text{HCO}_3^- > \text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+}$ найчастіше формуються у процесі вивітрювання масивно-кристалічних та осадових порід, що містять натрій. Аніони HCO_3^- , що виникають унаслідок розчинення у воді

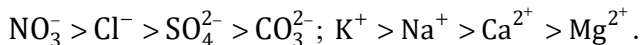
CO₂, мають, головним чином, біохімічне і частково повітряне походження. Поява іонів натрію у сполученні з гідрокарбонатами спостерігається у процесі вивітрювання натрієвих польових шпатів та інших порід.

1.1.3. Фізико-хімічні чинники

Хімічні властивості елементів. Наявність у природній воді того чи іншого елемента зумовлюється не тільки його загальним умістом у породах і ґрунтах, але й міграційною здатністю, тобто здатністю перемішуватися, яка залежить від фізико-хімічних констант певного іона та умов середовища, в якому відбувається міграція. Поєднання внутрішніх і зовнішніх чинників і визначає динаміку хімічних елементів у природних водах. До внутрішніх чинників належать такі характеристики елементів, як валентність, іонні радіуси, іонні потенціали; до зовнішніх – енергетика Землі, склад атмосфери, біогенні умови та клімат.

Від валентності та іонних радіусів залежить дія іонів у водних розчинах. Чим більшою є валентність для багатьох металів, тим менш розчинні сполуки вони утворюють, і відповідно нижчою є їхня міграційна здатність. Одновалентні лужні метали утворюють звичайно легкорозчинні сполуки (NaCl, Na₂SO₄, Na₂CO₃), двовалентні лужноземельні – менш розчинні (CaCO₃, CaSO₄, MgCO₃). Ще менш розчинними є сполуки тривалентних металів, таких як Al³⁺, Fe³⁺. Однак існують і винятки (напр., MgSO₄ – добре розчинна сіль, AgCl – розчиняється погано). Різновалентні іони одного й того самого елемента характеризуються різною рухливістю у водному середовищі.

Рухливість гідратованих іонів тим більша, чим більшими є іонний радіус і валентність, тому найвищу міграційну здатність повинні мати іони:



Однак, залежно від характеру середовища, рухливість іонів різко змінюється. Наприклад, нітрати (HCO₃⁻) внаслідок засвоєння їх рослинами та процесів денітрифікації найчастіше повністю утримуються ґрунтами. Лише в специфічних умовах вони здатні накопичуватися у ґрунтових водах. Рухливість калію значно нижча, ніж кальцію та магнію внаслідок поглинання його рослинами і тваринами.

Міграційна здатність елементів значною мірою залежить від рН випадіння гідроксидів. Велика кількість хімічних елементів рухлива в широкому діапазоні рН і може інтенсивно мігрувати як у кислому, так і в лужному середовищі (натрій, калій, цезій, літій, рубідій, фтор, хлор, бром, йод тощо). У розбавлених розчинах осадження починається за більш високих рН.

Кислотно-лужні та окисно-відновні умови мають суттєвий вплив на міграційну здатність елементів, їхнє розсіювання та концентрацію.

Розрізняють окисні та відновні процеси. Усі окисні процеси відбуваються за наявності у водах вільного кисню атмосфери. Крім кисню, окисниками можуть бути елементи, які перебувають на високих ступенях окиснення, такі як Fe^{3+} , Mg^{4+} , S^{6+} , Cu^{2+} та інші, а також азотна кислота та її солі, концентрована сірчана кислота, хлорна, бромна вода та інші хімічні елементи, що здатні приймати електрони. Отже, головним критерієм окисних процесів є наявність вільного кисню у водах.

Для підземних вод на певній глибині утворюється "киснева поверхня", глибше від якої вода не містить вільного кисню. Глибина залягання цієї поверхні в умовах інтенсивного та більш-менш тривалого водообміну в породах, які не містять органічних речовин (нафти, вугілля тощо), досягає сотень метрів, а в окремих випадках – 1,0 км і більше від рівня підземних вод.

За відновних умов у воді кисню немає. З'являються такі гази, як NH_3 , H_2S . Важливими агентами відновних реакцій у природних водах є мікроорганізми, що розкладають органічну речовину. В умовах відновного середовища тривалентне залізо та чотиривалентний манган переходять у двовалентну форму, сульфати переходять у сульфіді. Наявність у водах H_2S спричиняє осадження металів, які утворюють нерозчинні сульфіді, тобто PbS , ZnS , CuS , Ag_2S тощо. Лужні та лужноземельні метали (Na , K , Ca , Mg) легко втрачають свої валентні електрони та переходять у стан позитивно заряджених катіонів, тому вони є також сильними відновниками. Вони розкладають воду, виділяючи з неї водень. Таким чином, головними критеріями відновних процесів є наявність двовалентного заліза та відсутність кисню.

Здатність до окиснення і відновлення характеризується окисно-відновним потенціалом (E_h) атомів та іонів, що вимірюється вольтами, щодо певної стандартної окисно-відновної реакції з нульовим потенціалом. Такою реакцією прийнято вважати перехід водню з газоподібного стану до стану іона ($\text{H}_2 - 2e = 2\text{H}^+$). Наприклад, при окисненні іони гідроксиду заліза Fe^{2+} перетворюються на іони гідроксиду заліза Fe^{3+} , віддаючи свій електрон. При цьому розчин гідроксиду заліза Fe^{3+} матиме вищий електричний потенціал, ніж розчин гідроксиду заліза Fe^{2+} .

E_h може бути від'ємною чи додатною величиною. У першому випадку це означає, що система є більш окисненою порівняно зі "стандартною водневою системою", у другому – вона належить до більш відновної системи, ніж стандарт.

У природних водах E_h коливається від +700 до –500 мВ.

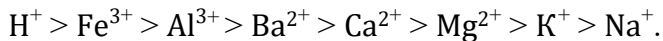
Гідроліз солей. Багато речовин вступають у реакцію обмінного розкладання, яку називають гідролізом. Під час гідролізу спостерігається зміщення рівноваги дисоціації води $\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{H}^+ + \text{OH}^-$ за рахунок зв'язування одного з її іонів іонами розчиненої речовини з утворенням малодисоційованої чи важкорозчинної сполуки. Гідроліз – це хімічна взаємодія іонів розчинної солі з

водою, що супроводжується зміною реакції середовища. Через зворотність гідролізу рівновага цього процесу залежить від усіх факторів, які впливають на рівновагу іонного обміну.

Гідролізу піддаються солі слабких кислот і слабких лугів, слабких кислот і сильних лугів, сильних кислот і слабких лугів. Солі, утворені сильною кислотою та сильним лугом, гідролізу не піддаються.

Катіонний обмін є результатом взаємодії, з одного боку, тонкодисперсної (глинистої) частини гірських порід, а з іншого – водного розчину. Тому він впливає як на фізичні властивості породи, так і на хімічний склад води. Інтенсивність катіонного обміну залежить від багатьох факторів, головними з яких є ступінь дисперсності породи, природа катіонів, що обмінюються, рН середовища, концентрація електролітів у розчині. Звичайно, чим вища дисперсність породи, тим більша її здатність до обміну. Тому вплив катіонного обміну на хімічний склад води помітно відчутний у глинах і глинистих породах.

Вивчення обмінних реакцій показало, що поглинання катіонів за інших однакових умов залежить від їхньої валентності, тобто чим вища валентність, тим сильніше вони поглинаються та утримуються породою. Коли катіони мають однакову валентність, поглинання збільшуються зі зростанням відносної атомної маси. За енергією обміну катіони розташовуються в такому порядку:



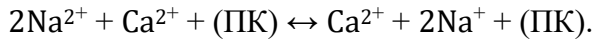
Надзвичайна роль у реакціях катіонного обміну належить водню. Його енергія обміну перевищує енергію обміну не тільки одновалентних, а й двовалентних катіонів.

Якщо кальцієва вода циркулює серед порід, у поглинутому комплексі яких є натрій, то кальцій, що має більшу енергію обміну, енергійно витіснить натрій з породи, займаючи його місце. Через свою зворотність ця реакція не відбудеться до кінця, але внаслідок її проходження іони натрію досягнуть у розчині домінуючого значення і вода з кальцієвої перетвориться на натрієву.

На поглинання катіонів впливає й реакція середовища. Чим більше водневих іонів є у воді, тим сильніше вони перешкоджають входженню інших катіонів до колоїдного комплексу. Обмінна властивість ґрунту підвищується зі збільшенням рН розчину, з яким ґрунт перебуває в рівновазі. Зокрема, при збільшенні рН середовища від 6 до 11 обмінна ємність ґрунту може збільшуватися у два-три рази.

Спостереження показали, що зі збільшенням концентрації елементів обмінна властивість також зростає. Наприклад, якщо концентрація натрію достатньо велика, то частина іонів кальцію з поглинутого комплексу буде витіснена іонами натрію. Відповідно між комплексом породи, що поглинутий, та іонним складом води, що взаємодіє з ним, установлюватиметься рухлива рівновага, за якої кількість поглинутих катіонів залежатиме як від адсорб-

ційної здатності, так і від концентрації. Цю рівновагу іонного складу води з поглинальним комплексом (ПК) породи зображують схемою:



Рівновага зміщується праворуч за збільшення концентрації Na^{+} і ліворуч – за її зменшення чи збільшення вмісту Ca^{2+} .

Розрізняють дві категорії катіонів у гірських породах: одні легко переходять у розчин і здатні брати участь у реакціях (обмінні катіони), а інші – міцно закріплені в кристалічних решітках мінералів і можуть важко переходити в розчин через руйнування решіток під час вивітрювання (необмінні катіони).

У природних водах відбувається, головним чином, катіонний, а не аніонний обмін. Пояснюється це тим, що колоїдний склад порід і ґрунтів утворюється переважно із SiO_2 , Al_2O_3 та інших негативно заряджених міцел, тому вони поглинають позитивно заряджені катіони.

Процеси катіонного обміну інтенсивно протікають у фунтових водах, що залягають у глинистих, суглинистих і супіщаних породах, тобто в породах, що містять колоїди. За таких умов можуть формуватися сульфатно-натрієві води.

1.1.4. Біологічні чинники

До біологічних чинників належать життєдіяльність рослин і живих організмів. Вони зумовлюють, з одного боку, біогенну метаморфізацію природних вод, а з іншого – збагачують у деяких випадках води мікрокомпонентами. Вибіркова здатність рослин нагромаджувати хімічні елементи полягає в тому, що окремі види рослин можуть поглинати з розчину та нагромаджувати у своїх тканинах велику кількість хімічних елементів.

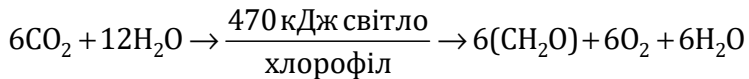
Серед рослин виділяють так звану групу фреатофітів, що найбільш тісно пов'язана з ґрунтовими водами. До цієї групи належать осоки, очерет, рогози, а також ціла низка видів дерев'янистої рослинності та кущів. Усі види фреатофітів мають добре розвинену кореневу систему, що проникає на глибину до 20,0–30,0 м.

До групи фреатофітів належать соленакопичувальні види рослин – галофіти, в яких краще виражена вибіркова здатність нагромадження щодо іонів натрію та хлору. Якщо кермек і полин ростуть на одному й тому самому ґрунті, то кермек поглинає із нього переважно сульфати, а полин – хлориди.

Рослинність впливає на характер ґрунтових реакцій. Наприклад, хвойні ліси сприяють збільшенню кислотності через кислі властивості їхніх органічних решток (рН водної витяжки із хвої – 4). Трав'яниста рослинність, навпаки, сприяє нагромадженню лугів у ґрунтових розчинах,

Водні рослини змінюють газовий і хімічний склад водойм. У ході фотосинтезу відбувається збагачення води киснем і зменшення концентрації CO_2 ,

який поглинається під час цього процесу. Крім того, шляхом фотосинтезу у водоймах створюється органічна речовина (первинна продукція):



У цьому рівнянні CH_2O символізує вуглеводи. Загалом же фотосинтез – доволі складний багатоступінчастий процес, що охоплює сукупність фотохімічних і біохімічних процесів.

Таким чином, унаслідок життєдіяльності рослин водойми збагачуються органічною речовиною, що потрібна для життєдіяльності тваринних організмів. При цьому, до того ж, акумулюється хімічна енергія, яка створює умови для перебігу багатьох хімічних реакцій.

Мікроорганізми відіграють особливо важливу роль у процесах зміни хімічного складу природних вод. Вони можуть розвиватися як у поверхневих, так і в підземних водах, що залягають на глибині 1000,0 м і більше, за температур від кількох градусів нижче нуля до 85,0–90,0 °С. Діапазон мінералізації вод за наявності мікроорганізмів також великий: у солоних водах існують галофільні бактерії. Однак взагалі висока мінералізація і дуже висока температура пригнічують життєдіяльність бактерій.

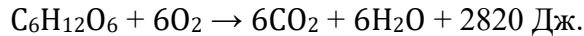
Існують бактерії аеробні та анаеробні. Перші живуть і розвиваються лише за наявності вільного кисню, що потрібен для дихання. Другі живуть у середовищах, де вільного кисню немає або його доступ обмежений. Потрібний для них кисень вони беруть у кисневмісних органічних сполук (напр., вуглеводів) чи із мінеральних солей (нітратів, сульфатів тощо).

Аеробні умови характерні для поверхневих вод суші, для річкових та озерних водойм, неглибоких морів. Анаеробна бактеріальна життєдіяльність спостерігається у застійних водних басейнах – болотах, лиманах, на дні глибоких морів та в товщі осадових порід нижче від зони аерації.

У поверхневих і підземних водах виявлено різноманітні групи бактерій, що відновлюють ступінь окиснення сірки, амоніфікатори, денітрифікатори, нітрифікатори тощо. Десульфатизуючі бактерії належать до анаеробних організмів і сприяють відновленню сульфатів та утворенню сірководню. Сіркобактерії відкладають сірку на своєму тілі та за сприятливих умов можуть утворювати промислові скупчення. Амоніфікатори – бактерії, які продукують аміак за рахунок розкладання органічних речовин, що містять білок. Нітрифікатори окиснюють аміак до нітритів і нітратів. Денітрифікатори розкладають нітрити та нітрати з виділенням вільного азоту.

На хімічний склад природних вод можуть впливати й залізобактерії, здатні відкладати заліза гідроксид (гідрогель) $\text{Fe}_2(\text{OH})_3$. Ці бактерії здатні відкладати і манган. Вони найбільш активні в холодних водах (5,0–10,0 °С), інколи утворюють великі скупчення.

У процесі життєдіяльності мікроорганізми впливають на газовий режим водойм і хімічний склад води. Під час дихання мікроорганізмів поглинається кисень і виділяється вуглецю(IV) оксид:



Це рівняння характеризує загальний баланс речовин під час дихання. На противагу фотосинтезу він супроводжується утворенням молекул води.

Мікроорганізми розкладають у водоймах залишки відмерлих рослинних і тваринних організмів. Цей процес може закінчуватися повним розпалом органічних речовин з утворенням простих мінеральних сполук (CO_2 , H_2O , CH_2 тощо). Така життєдіяльність мікроорганізмів має дуже серйозне значення для природного очищення вод.

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

1.1.5. Антропогенні (штучні) чинники

До антропогенних належать усі чинники, що впливають на формування складу вод унаслідок діяльності людини. Ці впливи називають антропогенним забрудненням. За характером впливу їх поділяють на хімічні та фізичні.

Хімічний вплив – це надходження до водних об'єктів речовин зі стічними водами, з атмосфери, а також з інших джерел, що викликає зміну природного хімічного складу вод.

Фізичний вплив – це зміна фізичних параметрів (температури, Eh тощо).

Унаслідок антропогенного впливу до природних вод можуть надходити як іони, аналогічні тим, що входять звичайно до складу незабруднених вод (хлориди, сульфати, натрій тощо), так і компоненти, що в природних водах не зустрічаються (пестициди, синтетичні поверхнево-активні речовини, деякі важкі метали).

Таким чином, антропогенні чинники можуть викликати:

- підвищення (чи зниження) концентрації тих чи інших компонентів природних вод, наявних у незабруднених водах;
- зміну направленості природних гідрохімічних процесів;
- збагачення вод речовинами, чужорідними для природних вод.

1.2. Концентрація розчинів і способи її вираження

У гідрохімічній практиці широко використовують термін "мінералізація води", під яким розуміють загальний вміст у воді всіх мінеральних речовин, що знайдені під час аналізу.

Близьким до нього є поняття "сума іонів Σ_i ", тобто арифметична сума кількостей всіх іонів у міліграмах чи грамах на дм^3 (літр) досліджуваної води, концентрація яких перевищує $0,1 \text{ мг/дм}^3$. Сума мінеральних речовин – це більш повне вираження, оскільки, крім суми іонів, воно враховує і недисоційовані неорганічні речовини – SiO_2 , Fe_2O_3 тощо.

В океанології для характеристики мінералізації води використовують солоність, значення якої близьке до суми всіх основних іонів. Солоність – це сумарний вміст у грамах усіх твердих мінеральних розчинених речовин, які містяться в $1,0 \text{ кг}$ морської води, за умови, що бром і йод заміщені еквівалентною кількістю хлору, усі вуглекислі солі переведені в оксиди, усі тверді речовини висушені, а органічні речовини спалені за температури $480,0 \text{ }^\circ\text{C}$.

Для вираження концентрації й форми результатів аналізу проб у гідрохімії використовують різні способи:

- *головні іони* за загальної мінералізації води понад $1,0 \text{ г/дм}^3$ звичайно виражають у відсотках чи грамах на кілограм (г/кг), менш ніж $1,0 \text{ г/дм}^3$ – у міліграмах на дм^3 (мг/дм^3), оскільки за таких умов $1,0 \text{ дм}^3$ води практично дорівнює $1,0 \text{ кг}$;

- *розчинені гази* (O_2 , N_2 , CO_2 , H_2S , CH_4 тощо) – за кількістю міліграмів, що розчинені в $1,0 \text{ дм}^3$ води (мг/дм^3), а в океанологічній практиці – за кількістю мілілітрів, що містяться в $1,0 \text{ дм}^3$ води (мл/дм^3);

- *біогенні речовини* (сполуки азоту, фосфору та кремнію) – за кількістю міліграмів, що містяться в $1,0 \text{ дм}^3$ води (мг/дм^3), а інколи – у мікрограмах на $1,0 \text{ дм}^3$ води (мкг/дм^3); в океанологічній практиці – у мікрограмах на $1,0 \text{ дм}^3$ води;

- *мікроелементи* – у міліграмах на $1,0 \text{ дм}^3$ води чи в мікрограмах на $1,0 \text{ дм}^3$ води, або ж у вигляді степеневого виразу (напр., $5 \times 10^{-7} \text{ г/дм}^3$).

Концентрації розчинів виражають кількома способами:

1) *масова концентрація* – відношення маси якогось компонента, що міститься у розчині, до загального об'єму розчину, виражають у грамах на $1,0 \text{ дм}^3$ (застаріла – в г/л) та у кратних до них одиницях: міліграмах на $1,0 \text{ дм}^3$, міліграмах на $1,0 \text{ см}^3$ тощо;

2) *молярна концентрація* чи *молярність* (замість грам-молекулярна, грам-іонна) – відношення кількості речовини, що міститься у розчині, до об'єму розчину, наприклад вираження молярної концентрації $C(x)$:

$$C(\text{HCl}) = 0,1 \text{ моль/дм}^3; C(\text{NH}_4^+) = 0,2;$$

3) *молярна концентрація*, чи *молярність* – відношення кількості речовини, що міститься у розчині, до маси розчинника, наприклад, $\text{H}_2\text{SO}_4/\text{H}_2\text{O} = 0,1 \text{ моль/кг}$;

4) *молярна концентрація еквівалента* – відношення кількості речовини еквівалента, що міститься в розчині, до загального об'єму розчину.

У деяких реакціях, зокрема нейтралізації, окиснення-відновлення та іонообміну бере участь не часточка x , а лише її частина, яку називають еквівалентом. Еквівалент є $1/z$ частина часточки. При $z = 1$ еквівалент ідентичний самій часточці. Приклади вираження еквівалентів концентрації $C(1/z)x$, де z – число чи чинник еквівалентності:

$$C(1/2 \text{H}_2\text{SO}_4) = 0,1 \text{ моль/дм}^3;$$

$$C(1/5 \text{KMnO}_4) = 0,1 \text{ моль/дм}^3 \text{ (замість } 0,1\text{N)}.$$

Ці поняття використовують замість раніше вживаної грам-еквівалентної концентрації.

Після аналізу проб води зазвичай складають таблицю, в якій, крім результатів хімічного аналізу, подають дані щодо:

а) об'єкта та його розташування;

б) дати відбору проб води (рік, місяць, число).

Результати аналізу проводять у трьох формах: мг/дм^3 (г/дм^3), ммоль/дм^3 і відсотках кількості речовини-еквівалента.

Для переходу від масової до молярної концентрації еквівалентів слід числове значення маси поділити на числове значення молярної маси еквівалента. Наприклад, масовій концентрації HCO_3^- $0,189 \text{ г/дм}^3$ відповідає молярна концентрація еквівалента:

$$C[\text{HCO}_3^-] = 0,1889/61,018 = 3,15 \times 10^{-3} \text{ моль/дм}^3.$$

Важливе значення має еквівалентна форма вираження результатів. В еквівалентній формі всі речовини описують у тих хімічно рівноцінних одиницях, пропорційно до яких вони вступають у реакцію і зв'язані в солях, перебуваючи у твердому стані. При порівнянні складу природних вод слід знати й співвідношення між іонами. Для цього використовують відносний вміст кількості речовини еквівалента (КРЕ) від загальної суми іонів у воді. При цьому суми аніонів (a) і катіонів (k) в еквівалентній формі рівні й беруться за 100%. Звідси відносний еквівалентний вміст будь-якого з іонів визначають виразом:

$$\text{КРЕ}_a = i - 100/\Sigma_a; \text{КРЕ}_k = i - 100/\Sigma_k,$$

де i – вміст іона у ммоль/дм^3 .

Еквівалентна форма дає змогу розрахувати кількість деяких головних іонів без аналітичного визначення. Зокрема, якщо немає потреби в роздільному визначенні Na^+ і K^+ , то обчислити їхню кількість можна за різницею сум еквівалентів. Сума еквівалентів ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) дорівнюватиме різниці еквівалентів аніонів і катіонів:

$$\text{Na}^+ + \text{K}^+ = (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-) - (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}).$$

Безумовно, таке визначення не є точним, оскільки включає всю суму похибок, що накопичені під час окремих визначень. Для переведення молярної концентрації еквівалентів $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ (ммоль/дм^3) у масову конче-

нтрацію (мг/дм³) використовують емпіричний коефіцієнт, що дорівнює для прісних вод 25, а для мінералізованих – 24. Останній коефіцієнт відповідає відношенню $\text{Na}^+/\text{K}^+ = 7,05$. Проте, оскільки значення наведеного відношення коливаються у прісних і маломінералізованих водах у невеликих межах, а концентрації Na^+ і K^+ щодо інших іонів невеликі, то похибкою можна знехтувати. Точність аналізу води не перевищує 1,0 %, тому достатньо обмежитися трьома значущими цифрами. Наприклад, замість 2,843 мг/дм³ можна записати 2,84 мг/дм³, а замість 41,59 мг/дм³ – 41,6 мг/дм³.

До таблиці обов'язково варто внести суму іонів, що характеризує мінералізацію води. Іони розташовують у такому порядку: Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^{2-} , CO_3^- , K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , згідно з їхньою активністю, крім Ca^{2+} , що активніший за Mg^{2+} .

Для наочного зображення даних щодо хімічного складу мінеральних вод розглянемо відому формулу Курлова, яку сьогодні використовують для систематизації даних також для прісних вод. Записують її у вигляді псевдодробу, у чисельнику якого зліва направо розташовують аніони (у відсотках кількості речовини еквівалента) за їхнім зменшенням. У знаменнику аналогічно записують катіони. Значення у відсотках щодо катіонів та аніонів округляють до цілих чисел. Ліворуч від дробу наводять загальну мінералізацію води в грамах на 1,0 дм³. Поряд указують уміст газів і деяких мікроелементів. Праворуч від дробу записують температуру і дебіт води:

$$P, M \frac{\text{аніони}(100 \%)}{\text{катіони}(100 \%)} T, D,$$

де P – специфічні компоненти, які містяться у природних водах; M – мінералізація води, г/дм³; T – температура води, °С; D – дебіт (для свердловин і джерел), л/с або м³/добу.

Наприклад, склад води однієї зі свердловин на крейдові відклади в районі Шацького національного природного парку (Волинська область) за формулою Курлова можна виразити таким чином:

$$M_{0,42} \frac{\text{HCO}_3 \ 52 \text{SO}_4 \ 26}{\text{Ca}56 \ \text{Mg}32 \ \text{Na}12} T_8 \ D_{15}.$$

До формули Курлова головні іони виписують, починаючи із 20 %-екв для мінеральних вод, із 25 %-екв – для прісних. Таким чином, склад води цієї свердловини є гідрокарбонатно-сульфатним кальцієво-магнієвим з мінералізацією 0,42 г/дм³ (420,0 мг/дм³), температурою 8,0 °С і дебітом свердловини 15,0 дм³/с.

Зменшення трудомісткості за систематизації великого обсягу даних досягають переведенням концентрацій з міліграмів до еквівалентної форми за допомогою перевідних таблиць, які спеціально видаються.

1.3. Класифікація вод за хімічним складом і мінералізацією

Класифікація вод за хімічним складом. Існує багато класифікацій, що ґрунтуються на відмінних принципах, які використовують з різною метою. Найбільш прийнятною для поверхневих вод є *класифікація Алекіна*, до основи якої покладено два принципи: переважаючих іонів і співвідношень між ними. Переважаючими вважають іони із найбільшим відносним умістом у відсотках із перерахунком на кількість речовини еквівалента.

Усі природні води за *переважаючим аніоном* поділяють на три класи:

- гідрокарбонатні (С);
- сульфатні (S);
- хлоридні (Cl).

Кожний клас, у свою чергу, поділяють за *переважаючим катіоном* на три групи:

- кальцієву;
- магнієву;
- натрієву.

Кожну із цих груп поділяють за чотирма типами вод, що визначають співвідношення між іонами в еквівалентах:

- *перший тип* $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$;
- *другий тип* $\text{HCO}_3^- < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} < \text{HCO}_3^- + \text{SO}_3^{2-}$;
- *третій тип* $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_3^{2-} < \text{Cl}^- + \text{Mg}^{2+}$, або $\text{Cl}^- > \text{Na}^+$;
- *четвертий тип* $\text{HCO}_3^- = 0$.

Приклади запису: вода гідрокарбонатного класу, групи кальцію, другого типу – $\text{C}_{\text{II}}^{\text{Ca}}$; вода сульфатного класу, групи натрію, другого типу – $\text{S}_{\text{II}}^{\text{Na}}$.

Оскільки класифікація Алекіна не відображає повною мірою змін у хімічному складі води в межах однієї або кількох сусідніх фізико-географічних зон у межах України, то *В.К. Хільчевським* і *С.М. Курилом* її було вдосконалено (2006). Удосконалення стосується груп і типів, не зачіпаючи найвищої ознаки – класу. Принципи, використані українськими вченими, є такими:

- *Для детального відображення зміни хімічного складу* води на рівні груп за переважаючим катіоном вводять другий катіон, коли його вміст у перерахунку на кількість речовини еквівалента понад 25,0 %, якщо брати суми еквівалентних аніонів і катіонів по 100,0 % (напр., C^{CaMg}). Визначення хімічного типу річкових вод за іонами, уміст яких більший від 25,0 %-екв, було запроваджено М.Г. Курловим при розробці формули для наочного зображення даних про хімічний склад природних вод.

- *Для відображення кількісних змін* класоутворювальних аніонів у хімічному складі природних вод у всіх чотирьох типах виділяють підтипи за відносним внеском класоутворювального аніона, що ілюструють додаванням до си-

мволу типу (римська цифра) буквеного індексу (напр., Ca^{CaMg} гідрокарбонатний клас, кальцієво-магнієва група, тип перший, підтип *a*). Відповідно, за внеском класоутворювального аніона *перший* (I), *другий* (II) і *третій* (III) типи природних вод поділяють на три підтипи (*a, б, в*):

- Ia, Ia, IIIa – уміст класоутворювального аніона є більшим від 75,0 % у перерахунку на кількість речовини еквівалента;
- Iб, IIб, IIIб – уміст класоутворювального аніона становить 50,0–75,0 % у перерахунку на кількість речовини еквівалента;
- Iв, IIв, IIIв – уміст класоутворювального аніона є меншим від 50,0 % у перерахунку на кількість речовини еквівалента.

Четвертий тип природних вод поділяють на підтипи (*a, б*):

- IVa – уміст класоутворювального аніона є більшим від 75,0 % у перерахунку на кількість речовини еквівалента;
- IVб – уміст класоутворювального аніона є меншим від 75,0 % у перерахунку на кількість речовини еквівалента.

Доповнення базової класифікації Алекіна дозволяють відображати хімічний склад природних вод на якісно новому рівні.

Класифікація Олександрова стосується мінеральних і лікувальних вод, що поділять на п'ять класів за аніоном, кількість якого перевищує 12,5 %-екв (якщо вважати суму еквівалентних аніонів за 50,0 %). Кожний клас поділено за переважаючими катіонами. До перших чотирьох класів належать гідрокарбонатний, сульфатний, хлоридний і нітритний. П'ятий клас, змішаний, об'єднує води з різними аніонами в кількості 12,5 %-екв. Передбачено також розподіл вод за їхніми особливостями.

Води з активними іонами:

- а) залізисті ($Fe > 10,0 \text{ г/дм}^3$); б) арсенисті ($As > 1,0 \text{ мг/дм}^3$);
- в) йодо-бромисті ($Br > 25,0 \text{ мг/дм}^3$, $I > 10,0 \text{ мг/дм}^3$);
- г) кременисті ($H_2SiO_3 > 50,0 \text{ мг/дм}^3$);
- д) з іншими активними іонами (P, B, Li, Co тощо).

Газові води:

- а) вуглекислі ($CO_2 > 0,75 \text{ г/дм}^3$); б) сірководневі ($H_2S > 10,0 \text{ мг/дм}^3$); в) радонові (радону $> 13,4\text{--}10^3 \text{ Бк/м}^3$);
- г) інші (азотні, метанові тощо).

Термальні води:

- а) теплі ($i = 20,0\text{--}37,0 \text{ }^\circ\text{C}$);
- б) гарячі ($t > 37,0 \text{ }^\circ\text{C}$).

Класифікація вод за мінералізацією. Мінералізація води – це визначена за допомогою аналізів кількість розчинених у воді мінеральних речовин. Загальну мінералізацію виражають для прісних і солонуватих вод у мг/дм^3 або у г/дм^3 , для розсолів – у г/дм^3 або на 1,0 кг (%). Граничні значення ступеня мінералізації вод обґрунтовують із теоретичних позицій або з урахуванням практичного значення типу води. Загальноприйнятим є лише ступінь

мінералізації, що характеризує межу прісних вод, тобто 1,0 г/дм³, який застосовують в усіх класифікаціях (табл. 1.1). А межа між солоними водами і розсолами відрізняється значно.

У класифікації Хільчевського (2003) у градаціях мінералізації вод значною мірою враховано сучасні практичні та екологічні вимоги при використанні вод.

Таблиця 1.1

Класифікація природних вод за ступенем мінералізації

Води	Ступінь мінералізації		Автор класифікації
	г/дм ³	‰	
Прісні	< 1,0		В.І. Вернадський (1933–1936)
Солонуваті	1,0–10,0		
Солоні	10,0–50,0		
Розсоли	≤ 50,0		
Прісні	< 1,0	< 1,0	І.К. Зайцев (1945, 1972)
дуже прісні		< 0,1	
нормально прісні		0,1–0,5	
тверді прісні		0,5–1,0	
Солоні	1,0–36,0	1,0–35,0	І.К. Зайцев (1945, 1972)
солонуваті		1,0–3,0	
слабкосолоні		3,0–10,0	
сильносолоні		10,0–35,0	
Розсоли	≥ 36,0	> 35,0	І.К. Зайцев (1945, 1972)
дуже слабкі	37,0–75,0	35,0–70,0	
слабкі	75,0–150,0	70,0–140,0	
міцні	150,0–320,0	140,0–270,0	
дуже міцні	> 320,0	270,0–350,0	
надміцні		> 350,0	
Надпрісні	< 0,01		М.С. Гуревич, Н.І. Толстіхін (1961)
Прісні	0,01–1		
найпрісніші	0,01–0,03		
дуже прісні	0,03–0,1		
нормально прісні	0,1–0,5		
пріснуваті	0,5–1,0		
Солонуваті	1,0–10,0		
слабкосолонуваті	1,0–3,5		
сильносолонуваті	3,5–10,0		
Солоні	10,0–50,0		
слабкосолоні	10,0–35,0		
сильносолоні	35,0–50,0		
Розсоли	> 50,0		
слабкоконцентровані	50,0–100,0		
міцні	100,0–270,0		
дуже міцні	270,0–350,0		
надміцні	> 350,0		

Води	Ступінь мінералізації		Автор класифікації
	г/дм ³	‰	
Ультрапрісні	< 0,2		О.М. Овчинников (1954)
Прісні	0,2–0,5		
Води з підвищеною мінералізацією	0,5–1,0		
Солонуваті	1,0–3,0		
Солоні	3,0–10,0		
Води із підвищеною солоністю	10,0–35,0		
Прісні		< 1,0	О.О. Алекін (1970)
Солонуваті		1,0–25,0	
Морської солоності		25,0–50,0	
Розсоли		> 50,0	
Прісні	< 1,0		Комісія ЮНЕСКО з використання солоних вод
Мінералізовані	1,0–3,0		
Слабкосолоні	3,0–10,0		
Середньосолоні	10,0–35,0		
Океанічні	35,0		
Розсоли	> 35,0		
Дуже прісні	< 0,1		В.К. Хільчевський (2003)
Помірно прісні	0,1–0,6		
Прісні з підвищеною мінералізацією	0,6–1,0		
Слабкосолоні	1,0–3,0		
Середньосолоні	3,0–15,0		
Солоні	15,0–35,0		
Сильносолоні	35,0–50,0		
Розсоли	> 50,0		

Контрольні запитання

1. Назвіть основні фактори формування хімічного складу природних вод.
2. У чому полягає антропогенний вплив на формування хімічного складу природних вод?
3. Що таке мінералізація води?
4. Що таке молярна концентрація?
5. Охарактеризуйте основні класифікації природних вод за хімічним складом.

2. АТМОСФЕРНІ ОПАДИ

Атмосфера Землі складається з газоподібних речовин (%): 78,0 – азот молекулярний; 20,95 – кисень молекулярний; 0,93 – аргон; 0,03 – двоокис вуглецю. Крім того, присутні й мізерні кількості водню, неону, гелію, криптону, ксенону, радону, пилу й водяної пари. Уміст останньої зростає з температурою. У верхній частині атмосфери виявлено ділянки, в яких існують вільні та іонізовані атоми і вільні електрони, де під впливом космічних променів великої енергії відбуваються складні цикли іонізаційних і рекомбінаційних реакцій за участі не лише стабільних елементів, а й їхніх ізотопів. Атмосфера являє собою гетерогенну систему, що складається з газового середовища з розсіяними в ньому дисперсними частинками рідкої й твердої речовин у завислому стані – аерозолями. Складні хімічні й фізичні процеси, які відбуваються в атмосфері, вивчають такі розділи метеорології, як хімія та фізика атмосфери.

Розглянемо хімію (гідрохімію) атмосферних опадів як один із факторів формування хімічного складу поверхневих і підземних вод. Атмосферних процесів торкнемося лише у випадку необхідності для визначення умов формування атмосферних опадів. Обговоримо також закономірності розподілу іонів в атмосферних опадах, надходження розчинених мінеральних речовин з опадами, їхній вплив на формування іонного стоку та засолення порід. Дані про хімічний склад атмосферних опадів, отже, і кількість мінеральних речовин, яка надходить з атмосферними опадами, є дуже важливими та необхідними при вивченні міграції й кругообігу речовин у природі, розрахунках сольового балансу окремих водних об'єктів і територій, визначенні впливу хімічного складу атмосферних опадів на формування хімічного складу поверхневих і підземних вод.

Надходження хімічних речовин з атмосферними опадами не є стабільним у часі й просторі. Ця величина змінюється під впливом цілого комплексу природних та антропогенних факторів. Саме тому й виникає потреба у вивченні сучасного хімічного складу атмосферних опадів і визначенні надходження хімічних речовин з ними на територію України, а також оцінці їхньої ролі у формуванні хімічного складу річкових вод.

Перші дослідження хімічного складу атмосферних опадів на території України було проведено на рубежі XIX і XX ст. Після проведення на початку XX ст. окремих робіт у наступні десятиліття хімічний склад опадів на Україні не вивчався. Після Другої світової війни дослідження складу опадів представлено роботами Є.С. Буркзера, П.В. Денисова та А.Л. Бугайова.

Систематичний відбір проб на мережі метеостанцій гідрометслужби СРСР почався 1958 року у зв'язку з виконанням робіт за програмою Міжнародного

геофізичного року (МГР). Після закінчення МГР дослідження хімічного складу опадів отримали подальший розвиток, і мережу метеостанцій, де відбираються проби опадів на хімічний склад, було значно розширено. Із 1963 року на території України відбір сумарних місячних проб опадів відбувався на метеостанціях Немішаєве (із 1964 р. перенесено на метеостанцію Тетерів), Берегове, Кобеляки, Бобринець, Лошкарівка, Одеса, Нікітський ботсад, а з 1965 року – у промислових районах Донбасу – на метеостанціях Донецьк і Волноваха. Крім сумарних місячних проб, одночасно відбирали й проби одиничних опадів на метеостанціях Кобеляки, Бобринець, Лошкарівка та Одеса.

2.1. Уміст мінеральних речовин в атмосферних опадах

Застосуємо для характеристики хімічного складу атмосферних опадів результати багаторічних спостережень на 11 метеостанціях Державної гідрометеорологічної служби України, що дозволить охопити територію країни в межах усіх фізико-географічних зон і гірських країн. Для кожного пункту наявні оцінки статистичних параметрів і закономірності розподілу в опадах концентрацій.

Переважаючі іони в атмосферних опадах та їхні середні річні статистично концентрації оцінювали за сумарними місячними пробами (табл. 2.1).

Таблиця 2.1

Переважаючі іони в хімічному складі атмосферних опадів в Україні та інших країнах світу

Країна	Переважаючі іони
Білорусь	HCO_3^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Na^+ та K^+
Індія	Ca^{2+} , SO_4^{2-} , HCO_3^- та NH_4^+
Казахстан	SO_4^{2-} , HCO_3^- та Na^+
Канада	Ca^{2+} , SO_4^{2-} , NH_4^+ та NO_3^-
Китай	HCO_3^- , Ca^{2+}
Нігерія	Ca^{2+} , NH_4^+ та NO_3^-
ПАР	SO_4^{2-} , NH_4^+
Росія	SO_4^{2-} , NO_3^- , K^+ , Mg^{2+} та NH_4^+
США	SO_4^{2-} , Ca^{2+} , NH_4^+ та NO_3^-
Україна	SO_4^{2-} , HCO_3^- , Ca^{2+} та Na^+

Мінералізація та головні іони. Основний внесок до мінералізації опадів роблять сульфатні іони, середній уміст яких становить $16,5 \text{ мг/дм}^3$ за міні-

мальних значень на метеостанціях Нікітський ботсад і Тетерів (9,3 та 11,7 мг/дм³) і максимального – на метеостанції Євпаторія (24,0 мг/дм³). На інших метеостанціях уміст сульфат-іонів є близьким до середнього значення по Україні й коливається у межах 14,4–17,5 мг/дм³ (табл. 2.2). Середній вміст гідрокарбонатних іонів становить 8,2 мг/дм³ за коливань від 4,0–4,9 до 11,3–14,2 мг/дм³. Формування гідрокарбонатних іонів пов'язано з умовами розчинення карбонатних часток, які з'являються в опадах при промиванні приземних шарів атмосфери. Розчинність карбонатів набагато нижча, ніж хлоридів чи сульфатів. Наприклад, розчинність NaCl, MgSO₄ у 100,0 г води при 0 °С становить близько 40,0 г, а розчинність CaCO₃ за тих самих умов – тільки тисячні частки грама, тобто менше на чотири порядки. Тому розчинення карбонатних часток у межах карбонатної системи відбувається в основному у відібраних пробах опадів, тому розподіл концентрацій гідрокарбонатних іонів за метеостанціями залежить від часу та умов зберігання сумарних проб до їхньої доставки до гідрохімічної лабораторії.

Середня концентрація іонів хлору по Україні становить 4,0 мг/дм³ за мінімальних значень (2,2–3,0 мг/дм³) на метеостанціях Тетерів, Нікітський ботсад. Максимальні середні величини – на метеостанціях Євпаторія (22,0 мг/дм³), Одеса (7,0 мг/дм³) та Волноваха (5,6 мг/дм³), що пояснюється впливом локальних факторів: в Євпаторії та Одесі – виносом морських солей у прибережній зоні, а в Донецьку, як і для сульфатів, – забрудненням атмосфери під впливом антропогенних чинників. Найменший внесок до мінералізації опадів, серед аніонів, дають нітрати, уміст яких коливається за метеостанціями від 1,6–1,7 до 2,0–2,4 мг/дм³ за середньої величини 1,8 мг/дм³.

Серед катіонів переважають кальцій, магній, дещо менший вміст натрію, калію та амонію. Середній вміст кальцію становить 3,5 мг/дм³ за мінімальних значень на метеостанціях (мг/дм³): Тетерів (1,6) Нікітський ботсад, Берегово (2,0) і максимальних – у Бобринці (4,1). Концентрація магнію дещо менша (мг/дм³): 3,0 – у середньому по Україні, з меншими значеннями – у Нікітському ботсаду й Тетереві (1,8–2,0) і найбільшими – у Бобринці (4,1). Уміст натрію у середньому становить 2,5 мг/дм³ за менших величин у Тетереві, Береговому, Нікітському ботсаду та Лошакарівці (1,5–1,7) і більших – в Одесі (3,8). Уміст калію та амонію майже однаковий – у середньому 1,4 і 1,3 мг/дм³ за коливань 1,0–2,2 та 0,87–2,03 мг/дм³ відповідно.

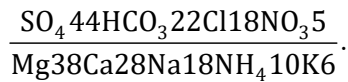
Найбільш імовірний хімічний склад опадів визначають за формулами іонного складу, зважаючи на середні концентрації компонентів. Характерною рисою хімічного складу опадів є суттєва постійність еквівалентного вмісту іонів зі значним перевищенням сульфатів серед аніонів і магнію та кальцію – серед катіонів. Локальний вплив природних факторів виявляється у збільшенні хлоридів натрію в Одесі, антропогенних – у збільшенні вмісту майже всіх компонентів, особливо сульфатів, у Донецьку.

Таблиця 2.2

Середні концентрації хімічних компонентів в атмосферних опадах України
(за сумарними місячними пробами, мг/дм³)

Пункт	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	Мінералізація
<i>Зона мішаних лісів</i>										
Тетерів	11,7	2,2	4,0	1,9	1,6	2,0	1,5	1,0	0,87	26,7
<i>Лісостепова зона</i>										
Київ	14,4	1,4	11,3		0,6	1,3	0,4	5,9	0,7	26,3
Кобеляки	14,8	3,8	11,0	1,6	3,5	2,8	2,9	1,4	1,14	43,0
<i>Степова зона</i>										
Бобринець	14,4	3,1	14,2	1,8	4,2	4,1	2,2	1,0	1,06	46,1
Лошкарівка	15,0	3,3	4,9	1,7	2,7	2,2	1,7	1,0	1,55	34,0
Волноваха	16,8	4,3	6,1	1,7	3,0	2,8	3,2	1,4	1,30	40,6
Одеса	17,5	7,0	6,9	2,4	3,5	2,2	3,8	1,8	1,27	46,4
Асканія-Нова	9,6	8,5	38,0		1,5	13,3	2,1	9,4		82,4
Євпаторія, АР Крим	24,4	22,1	46,0			9,1	4,1	23,0		128
<i>Карпатська гірська країна</i>										
Берегове	14,4	3,4	5,7	1,6	2,1	2,7	1,6	1,0	1,41	34,0
<i>Кримська гірська країна</i>										
Нікітський ботсад, АР Крим	9,3	3,0	8,1	1,6	2,1	1,8	1,7	1,0	1,00	29,6

За середніми концентраціями компонентів найбільш імовірний склад атмосферних опадів України виражає формула



Таким чином, склад опадів переважно сульфатний, магнієво-кальцієвий. Значна роль магнію серед катіонів є характерною ознакою хімічного складу атмосферних опадів України.

Мінімальні значення мінералізації атмосферних опадів зафіксовано в зоні мішаних лісів на півночі країни (рис. 2.1). На метеостанції Тетерів вони становлять величину, близьку до 26,0 мг/дм³. У лісостеповій і степовій зонах континентальної частини України цей показник поступово зростає до 35,0–40,0 мг/дм³, сягаючи максимуму для степової зони на метеостанції Асканія-Нова в Херсонській області (82,4 мг/дм³). Максимальні середні річні значення мінералізації атмосферних опадів на території України зафіксовано на метеостанції Євпаторія – 128,0 мг/дм³. Зважаючи на якісний склад атмосферних опадів (переважання гідрокарбонатів над сульфатами), що характерний для повітряних мас морського походження, таку мінералізацію можна пояснити кількома факторами. Значну роль відіграє близькість хвилеприбійної зони морського узбережжя. Також не можна виключати впливу великої кількості солоних озер навколо Євпаторії, що можуть служити додатковим джерелом надходження солей до атмосфери. Багаторічні зміни мінералізації атмосферних опадів за метеостанціями Бобринець і Тетерів подано на рис. 2.2.

Нестійкі компоненти. У зоні мішаних лісів атмосферні опади утворюються за окисних умов ($E_h = 532$ мВ) і мають дуже кислу реакцію (середнє значення $pH = 5,2$), що пов'язано з наявністю у воді опадів значної кількості кисню (11,0–14,0 мг/дм³), неорганічних сильних кислот (HCl; H₂SO₄) і вільного вуглецю(IV) оксиду, що рівноважний із CO₂ атмосфери. Перевага серед неорганічних сполук азоту нітратів (у середньому 2,58 мг/дм³) обумовлена окисненням атмосферного азоту при електророзрядах в атмосфері та під впливом сонячної радіації.

Нітритів, унаслідок їхнього швидкого окиснення, немає. Аміак в опадах з'являється під впливом промислових і ґрунтових газів. Опади лісостепової зони формують хімічний склад в окисних умовах ($E_h = 500$ мВ) і кислому середовищі.

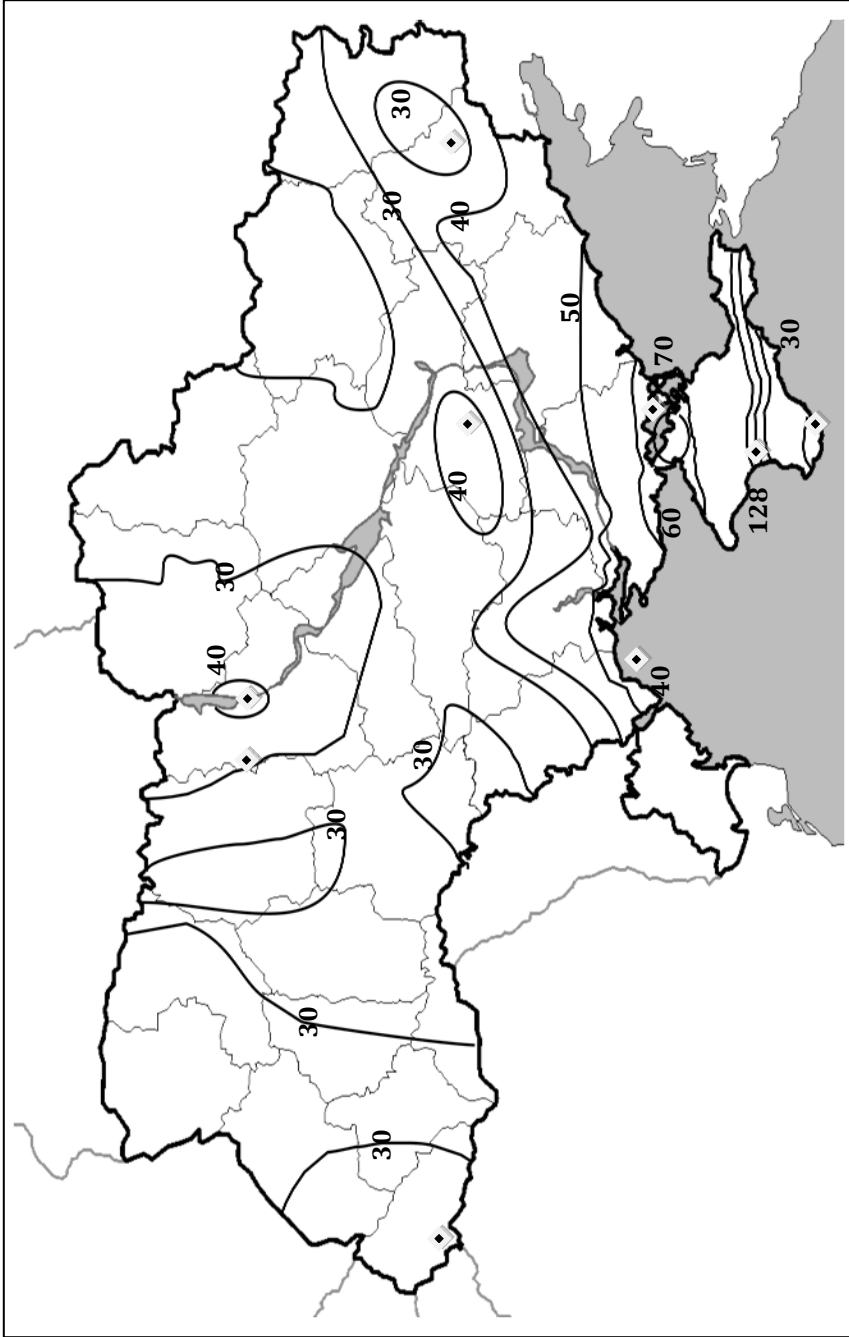


Рис. 2.1. Ізолінії середньої мінералізації атмосферних опадів на території України, мг/дм³

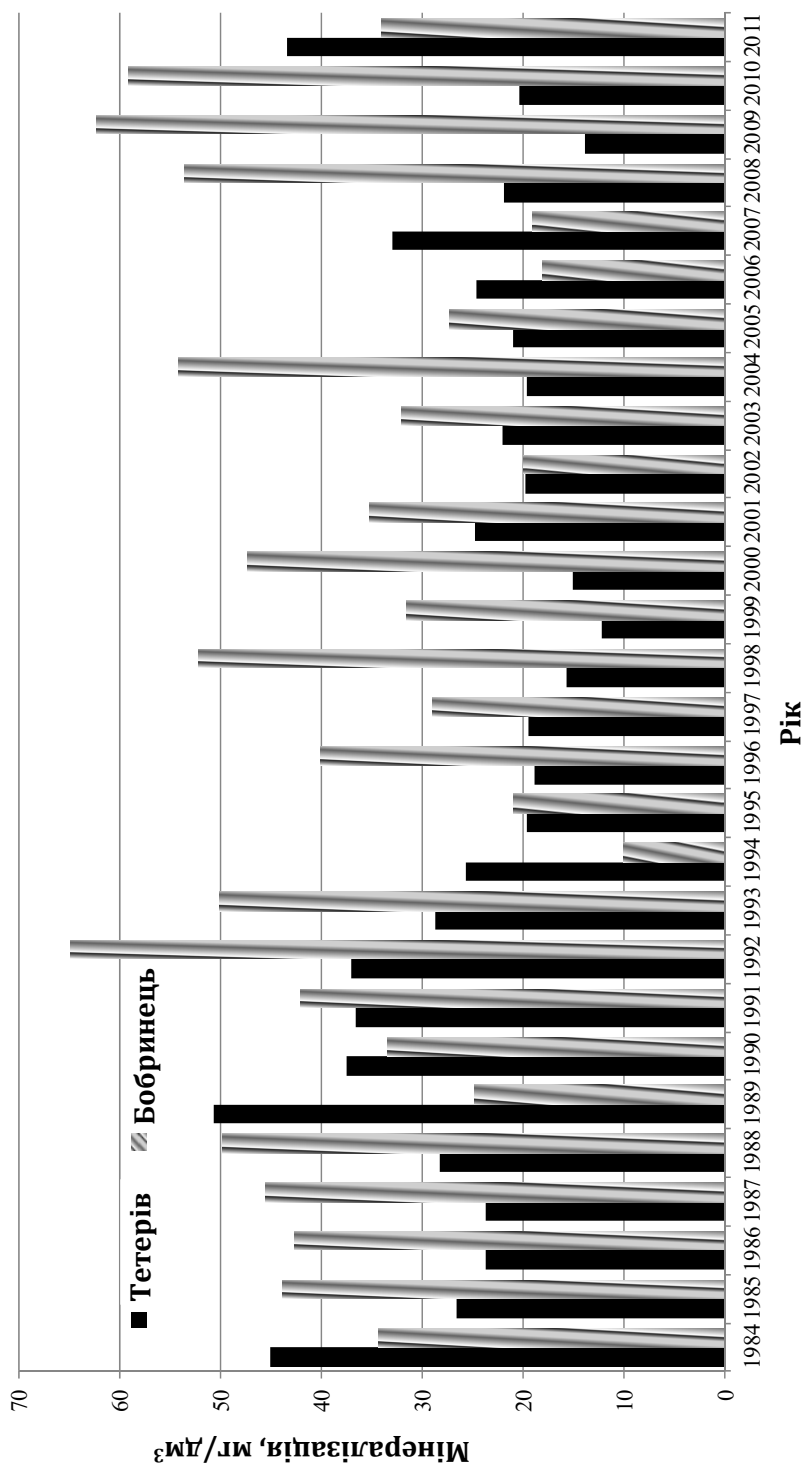


Рис. 2.2. Зміна мінералізації атмосферних опадів над територією України за метеостанціями Бобринець і Тетерів у період 1984–2011 рр.

Фонові значення водневого показника, коливаючись від 3,7 до 7,3, у середньому становлять 5,5, тобто на 0,3 одиниці більше, ніж у зоні мішаних лісів. Серед сполук азоту переважає аміак ($0,8 \text{ мг/дм}^3$); нітрити та нітрати – у надзвичайно малих концентраціях, значно менших, ніж в опадах зони змішаних лісів.

Води атмосферних опадів степової зони мають високу окисну здатність ($E_h = 500,0 \text{ мВ}$) і значну кислотну агресивність, що зумовлена високим умістом сульфатів. Окисна здатність вод пов'язана з високою активністю іонів водню, насиченістю вод газами, співвідношенням окисних і відновлених форм хімічних елементів і сполук, зливовим характером опадів. Середні значення водневого показника становлять 5,6–5,9, а фонові – 4,1–7,7. Високі, порівняно з Поліссям і Лісостепом, середні та фонові значення рН обумовлені значним запиленням атмосфери мінеральними аерозолями, підвищеними концентраціями у воді іонів кальцію, тривалими періодами без опадів, значними промисловими викидами до атмосфери.

Найменш кислі опади спостерігаються в районі Одеси; найбільш кислі – у районі Лошкарівки. Серед сполук неорганічного азоту переважають іони амонію, середні концентрації яких в опадах становлять $0,8\text{--}1,5 \text{ мг/дм}^3$, тобто значно вищі, ніж у Поліссі та Лісостепу (у два-три рази). Це також пов'язано з інтенсивним запиленням атмосфери внаслідок еолової ерозії орних земель ($70,0\text{--}75,0 \%$ від усїєї площі зони), до яких у значній кількості потрапляють азотні мінеральні добрива. Загалом атмосферні опади степів, порівняно з іншими зонами, відрізняються меншою окисною здатністю, загальною кислотною агресивністю, меншими концентраціями водневих іонів і більш високими концентраціями неорганічних сполук азоту.

Вплив метеорологічних факторів на хімічний склад опадів. Метеорологічні фактори – кількість, тип опадів, швидкість і напрямок приземного вітру – мають різний вплив на хімічний склад опадів. Вплив цих факторів детально вивчають із застосуванням імовірісно-статистичних методів, даних про склад одиничних проб (М.І. Ромась, О.О. Косовець, 2009).

Для дослідження відмінностей хімічного складу снігових, дощових і змішаних опадів у холодний і теплий періоди року застосовують статистичні критерії емпіричних розподілів концентрацій хімічних компонентів:

- критерій Стьюдента – для порівняння середніх величин;
- критерій Фішера – для порівняння дисперсій.

Середні концентрації хімічних компонентів у різних типах опадів подано в табл. 2.3.

Таблиця 2.3

Середні концентрації хімічних компонентів в атмосферних опадах різних типів (мг/дм³)
(за М.І. Ромасем, О.О. Косовець, 2009)

Період року	Тип опадів	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	НСО ₃ ⁻	Са ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	pH
<i>Одеса</i>									
Холодний	Сніг	11,5	7,2	4,2	2,8	2,8	2,7	1,0	5,8
	Сніг + дощ	16,6	6,6	2,7	3,4	2,8	4,2	1,5	5,3
	Дощ	13,7	5,8	2,0	2,1	2,0	2,7	0,9	5,4
	Дощ	10,7	3,2	5,1	2,2	1,4	1,6	0,6	6,1
<i>Кобеляки</i>									
Холодний	Сніг	12,4	2,6	3,7	2,1	1,8	1,4	0,7	5,2
	Сніг + дощ	14,5	3,0	1,2	1,2	1,5	1,3	0,6	5,2
	Дощ	12,2	2,2	1,0	1,4	1,2	1,2	0,6	5,0
	Дощ	10,0	2,7	4,3	1,8	1,5	1,5	0,5	5,8
<i>Дошкарівка</i>									
Холодний	Сніг	10,7	2,3	2,8	1,7	1,4	1,2	0,6	5,4
	Сніг + дощ	6,8	3,3	1,7	1,5	1,6	1,4	0,6	5,1
	Дощ	8,6	2,7	2,6	1,2	1,0	1,1	0,6	5,4
	Дощ	6,5	1,9	4,5	1,3	1,2	0,5	0,4	5,8

Результати статистичної обробки вказують, що для SO_4^{2-} відмінності між різними типами опадів холодного періоду не є значними. Виразною є лише тенденція до більших концентрацій SO_4^{2-} в усіх типах опадів холодного періоду щодо теплового. Для Cl^- також характерні більші концентрації в дощах холодного періоду, а між різними типами опадів холодного періоду відмінності статистично неістотні. Максимальна концентрація Cl^- протягом року спостерігається в опадах Одеси, на морському узбережжі. Для Ca^{2+} та Mg^{2+} спостерігається тенденція до збільшення їхньої концентрації у твердих і змішаних опадах порівняно з дощами обох періодів року. У дощах теплового періоду при цьому дещо більші концентрації Ca^{2+} порівняно із дощами холодного періоду. Формування Na^+ та K^+ загалом близьке до Cl^- , і збільшення їхньої концентрації в опадах холодного періоду з їхнім типом не пов'язано. Для HCO_3^- і рН характерно збільшення їхніх середніх величин у дощах теплового періоду порівняно з усіма типами опадів холодного періоду.

Взагалі ж у твердих і змішаних опадах уміст HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} дещо збільшується порівняно з дощами холодного періоду. Це пояснюється тим, що сніжинки краще, ніж краплини дощу, адсорбують карбонатні та меншою мірою – сульфатні пилові частки в приземних шарах атмосфери. Для HCO_3^- та рН, що характерно тільки для цих компонентів, збільшення концентрацій у дощах теплового періоду зумовлено температурними умовами перебігу реакцій карбонатної системи. При цьому інтенсивніше розчиняються карбонатні частки, що сприяє збільшенню концентрацій HCO_3^- , Ca^{2+} і, відповідно, зміні величини рН.

Вплив напрямку вітру на склад опадів. Для оцінювання впливу приземного вітру на вміст хімічних компонентів в опадах результати аналізів одичних проб групують до статистичних сукупностей за чотирма основними напрямками вітру – північним, східним, південним і західним. Середні концентрації компонентів в опадах, залежно від напрямку вітру, за даними метеостанцій Кобеляки та Одеса, подано в табл. 2.4.

Результати за даними метеостанцій Лошкарівка та Бобринець мають тенденції, схожі з наведеними.

На кожній станції певні відмінності в середніх значеннях мають індивідуальний характер, що зумовлений впливом природних та антропогенних чинників. Із природних чинників найбільший вплив має винос вітром південних і східних напрямків морських солей на метеостанції Одеса. Вплив цього чинника виявляється у межах кількох кілометрів від узбережжя, особливо чітко – у холодний період за сильних вітрів з моря. При цьому вміст Cl^- і Na^+ зростає майже втричі, порівняно з опадами за вітрів із суші. На

вміст SO_4^{2-} , менше – K^+ та Cl^- , мають вплив антропогенні фактори, що різною мірою виявляються на кожній станції, а також циркуляційні процеси в атмосфері в холодний і теплий періоди року. Наприклад, у холодний період спостерігається найбільша кількість циклонів над Україною, що переносять повітряні маси із заходу. Тому досить помітне підвищення вмісту SO_4^{2-} та NH_4^+ в опадах при західних вітрах у Бобринці, Одесі, Лошкарівці пов'язано, імовірно, із трансграничним перенесенням повітряними циклонічними масами забруднень із Західної Європи.

У теплий період за швидкої трансформації циклонічних повітряних мас і формування місцевої циркуляції більшою мірою виявляється вплив місцевих факторів. Це спостерігається на метеостанції Кобеляки, де влітку зростають концентрації більшості компонентів в опадах при східному вітрі з боку Донбасу та промислового Придніпров'я.

Таким чином, якщо забруднення атмосфери під впливом діяльності людини пов'язано з двома аспектами – глобальним і локальним, то на території України вони виявляються помітно.

Особливо значну роль у забрудненні атмосфери відіграють локальні фактори – великі міста України та промислові конгломерації. Наприклад, у Києві кількість SO_4^{2-} , що надходить зі снігом на земну поверхню, у шість разів більша, ніж у фоновому районі; для інших хімічних компонентів таке збільшення є незначним – для Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- – у 3,0–4,0 рази, а для Cl^- та K^+ – у 2,5–1,7 разів. Аналіз складу снігового покриву в районі Криворізького басейну свідчить про суттєвий вплив промислово-міського комплексу на забруднення атмосфери, що в 3,0–5,0 разів перевищує вміст забруднювальних речовин у менш насичених джерелах забруднення місцях України. Концентрація сірковмісних газів за висотами настільки висока, що може впливати на природний механізм утворення опадів у хмарах та їхній розподіл територією на відстані 10,0–50,0 км від промислово-міського комплексу Кривий Ріг.

Зв'язок між умістом компонентів і такими метеорологічними факторами, як кількість опадів, що довго тривають, і швидкість приземного вітру, визначають за допомогою кореляційного аналізу: розрахунку парних коефіцієнтів кореляції й визначення їхньої суттєвості при 95,0 % імовірності.

Таблиця 2.4

Середні концентрації компонентів в опадах за різних напрямків вітру (мг/дм³)
(за М.І. Ромасем, О.О. Косовець, 2009)

Напрямок вітру	Період року	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	НСO ₃ ⁻	Са ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Мінералізація
Північний	Холодний	11,9	3,0	2,0	2,7	1,8	1,5	0,8	23,7
	Теплий	10,4	3,7	3,5	2,0	1,7	1,2	0,6	23,1
Південний	Холодний	10,9	2,1	1,3	1,9	1,3	1,4	0,7	19,6
	Теплий	9,0	3,2	6,0	2,6	2,0	2,4	0,7	25,9
Східний	Холодний	11,7	2,5	1,2	1,1	1,5	1,4	0,7	20,1
	Теплий	10,4	4,4	7,7	2,8	1,5	2,7	0,6	30,1
Західний	Холодний	14,9	1,7	0,3	1,4	1,3	1,2	0,8	21,6
	Теплий	9,2	2,6	5,1	2,0	1,7	1,9	0,6	23,1
<i>Одеса</i>									
Північний	Холодний	10,0	3,3	0,1	1,8	1,3	1,8	0,8	19,1
	Теплий	12,9	3,2	3,4	2,3	2,0	1,7	0,7	26,2
Південний	Холодний	14,0	6,7	0,1	2,7	2,8	3,1	1,1	30,5
	Теплий	8,3	4,0	5,4	1,9	1,3	1,7	0,8	23,4
Східний	Холодний	16,0	10,0	1,4	2,6	2,4	4,2	1,0	37,6
	Теплий	12,9	4,9	6,5	2,0	1,5	2,4	1,0	31,2
Західний	Холодний	16,0	4,9	1,1	2,7	2,2	2,0	1,1	30,0
	Теплий	9,2	2,2	4,2	2,8	1,8	1,4	0,6	22,2

У табл. 2.5 як приклад подано статистично вагомі коефіцієнти кореляції для метеостанцій, де зв'язок між кількістю опадів і концентрацією хімічних компонентів виявився найбільшою мірою. Взагалі за одиничними пробами суттєві зворотні зв'язки між кількістю опадів і вмістом компонентів виявлено тільки для дощів холодного періоду за станцією Лошкарівка. Для сумарних проб такий зв'язок суттєвий в 40 із 220 випадків, що становить 18,0 %.

Кореляційний зв'язок завжди зворотний – за збільшення кількості опадів концентрації розчинених речовин зменшується. Серед компонентів найбільші зв'язки – для SO_4^{2-} , а також суми іонів. Для інших компонентів, крім HCO_3^- та рН, для яких кореляційних зв'язків не виявлено в жодному випадку, зв'язок суттєвий за двома-трьома станціями.

Між довготривалістю опадів і вмістом компонентів зв'язок можливо дослідити тільки для одиничних проб. Зі зростанням тривалості дощів у пробах холодного періоду зменшується вміст майже всіх компонентів, за винятком HCO_3^- і рН.

Залежність між вмістом компонентів і швидкістю приземного вітру спостерігається тільки для HCO_3^- та Ca^{2+} у снігу за метеостанціями Кобеляки та Лошкарівка за величин коефіцієнтів кореляції 0,42–0,71. Це пояснюється тим, що при збільшенні швидкості вітру карбонатні частки, які адсорбуються сніжинками, піднімаються з ґрунту.

Вплив антропогенної діяльності на хімічний склад атмосферних опадів. Атмосферні опади, як тверді, так і рідкі, є чутливим індикатором забруднення атмосфери. Дані про вміст забруднювальних речовин в атмосферних осіданнях є основним матеріалом для оцінювання регіонального забруднення атмосфери промислових центрів, міст і сільської місцевості. Уміст окремих компонентів в атмосферних осіданнях перш за все залежить від кількості опадів: чим більше опадів, тим менша їхня забрудненість. Свій вплив здійснюють також напрямок вітру та інтенсивність опадів.

Значний вплив на хімічний склад атмосферних опадів має антропогенний чинник. Під впливом діяльності людини відбувається антропогенне забруднення атмосфери – змінюється її склад і властивості. Штучні джерела забруднення поділяють на *стаціонарні* та *пересувні*. Основними штучними джерелами забруднення атмосфери в Україні є теплові електростанції; комбінати чорної металургії, що включають доменне, сталеплавильне, прокатне виробництва; гірничорудні цехи; агломераційні фабрики; коксохімічні заводи та заводи з переробки відходів основних виробництв; теплоенергетичні установки; кольорова металургія; машинобудування та металообробка; нафтопереробна та нафтохімічна промисловість; автотранспорт. Основними забруднювальними речовинами нині є оксид і діоксид вуглецю, діоксид сірки та оксиди азоту.

Таблиця 2.5

Статистично суттєві коефіцієнти кореляції
між концентрацією компонентів і кількістю опадів
(за М.І. Ромасем, О.О. Косовець, 2009)

Пункт	Період року	Вид проб	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na	Мінералізація
Тетерів	Холодний	сумарні	-0,3			-0,4		-0,36
	Теплий	сумарні	-0,3				-0,3	
Лошкарівка	Холодний	сумарні	-0,6	-0,3	-0,5	-0,4		-0,57
		одиничні	-0,5	-0,4	-0,6	-0,5	-0,55	-0,52
Одеса Волноваха	Теплий	сумарні		-0,3				
	Холодний	сумарні	-0,5			-0,4		-0,38
		сумарні		-0,4			-0,4	-0,53

Оксиди вуглецю надходять при згорянні вуглецевих речовин. До повітря він потрапляє внаслідок спалювання твердих відходів, з вихлопними газами та викидами промислових підприємств. Оксид вуглецю є з'єднанням, що активно реагує зі складовими частинами атмосфери та сприяє підвищенню температури на планеті й створенню парникового ефекту.

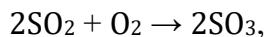
Сірчистий ангідрид (діоксид сірки) – безколірний газ з різким запахом, виділяється у процесі згорання сірковмісного пального або переробки сірчистих руд. Частина з'єднань сірки виділяється при горінні органічних залишків у гірничорудних відвалах. Сірчистий ангідрид надходить до довкілля внаслідок викидів підприємствами теплоенергетики та комунально-побутовими секторами, транспортом. Він є другим забруднювачем атмосфери після вуглекислого газу. Викиди сірчистого ангідриду спричиняють утворення кислотних опадів.

Оксиди азоту – сполуки азоту з киснем. Залежно від ступеня окиснення відомі такі оксиди азоту: NO, N₂O, N₂O₃, NO₂, N₂O₅. Оксиди N₂O₃ і N₂O₅ – тверді речовини, усі інші – гази. Джерелами надходження оксиду азоту до атмосфери є підприємства хімічної промисловості, виробництво мінеральних добрив, вибухових речовин, нітратної кислоти, бактеріальне розкладання силосу тощо. Найбільші обсяги викидів оксиду азоту до атмосфери здійснює автомобільний транспорт. Динаміка концентрацій оксиду азоту в міському повітрі протягом доби тісно пов'язана з інтенсивністю руху транспорту і сонячного випромінювання. Наприклад, у світловий час доби накопичення в атмосфері оксиду азоту зростає через фотохімічне окиснення цього газу.

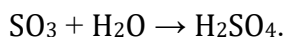
Надходження цих речовин до атмосфери чинить безпосередній вплив на хімічний склад атмосферних опадів (табл. 2.6, рис. 2.3), а також спричиняє низку негативних метеорологічних явищ, наприклад кислотні дощі та смог.

Кислотний дощ утворюється в результаті реакції між водою і такими забруднювальними речовинами, як діоксид сірки (SO₂) і різних оксидів азоту (NO_x). Оксиди сірки та азоту, що потрапили до атмосфери, окиснюються та, сполучаючись з водою, утворюють туманоподібні краплини сульфатної й нітратної кислот. Кислоти переносяться вітрами на значні відстані та згодом випадають разом з дощем, що має кислу реакцію.

Діоксид сірки, який потрапив до атмосфери, зазнає низку хімічних перетворень, що спричиняють утворення кислот. Частково діоксид сірки внаслідок фотохімічного окиснення перетворюється на триоксид сірки (сірчаний ангідрид) SO₃:



який реагує з водяною парою атмосфери, утворюючи аерозолі сірчаної кислоти:

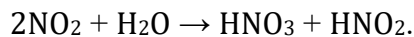


Таблиця 2.6

**Залежність концентрації сульфатного іона в атмосферних опадах
від обсягів забруднюючих викидів над територією України**

Рік	Обсяг викидів до атмосфери (тис. т)		Інтегральний середньорічний уміст SO_4^{2-} в атмосферних опадах (мг/дм ³)
	Забруднювальних речовин	SO ₂	
1990	15549,4	2782,0	12,3
1991	14315,4	2537,0	22,9
1992	12269,7	2376,0	27,9
1993	10015,0	2194,0	20,3
1994	8347,4	1715,0	13,8
1995	7483,5	1639,0	9,3
1996	6342,3	1292,0	8,4
1997	5966,2	1132,0	6,9
1998	6040,8	1023,0	5,4
1999	5853,4	1026,0	5,5
2000	5908,6	984,0	11,3
2001	6049,5	992,0	6,3
2002	6101,9	1132,0	6,7
2003	6191,3	1046,0	9,0
2004	6325,9	988,0	8,7
2005	6615,6	1132,0	5,8
2006	7027,6	1047,0	6,9
2007	7380,0	1342,0	10,7
2008	7210,3	1320,0	9,2
2009	6442,9	1262,0	9,1
2010	6678,0	1210,0	10,5
2011	6877,3	1363,0	22,0
2012	6821,1	1340,0	16,1

Аерозолі сірчаної й сірчистої кислот призводять до конденсації водяної пари атмосфери і стають причиною кислотних опадів (дощі, тумани, сніг). При спалюванні пального (в основному вугілля) утворюються тверді мікрочастинки сульфатів металів, що легко розчиняються у воді та осаджуються на ґрунт і рослини, перетворюючи роси на кислотні. Аерозолі сірчаної й сірчистої кислот становлять близько 2/3 кислотних опадів, решта припадає на частку аерозолів азотної й азотистої кислот за взаємодії діоксиду азоту з водяною парою атмосфери:



В Україні кислотні дощі часто випадають у Сумській, Черкаській і Рівненській областях, де до повітря викидається значна кількість оксидів сірки та азоту, а також за рахунок транскордонного перенесення цих оксидів із країн Західної Європи.

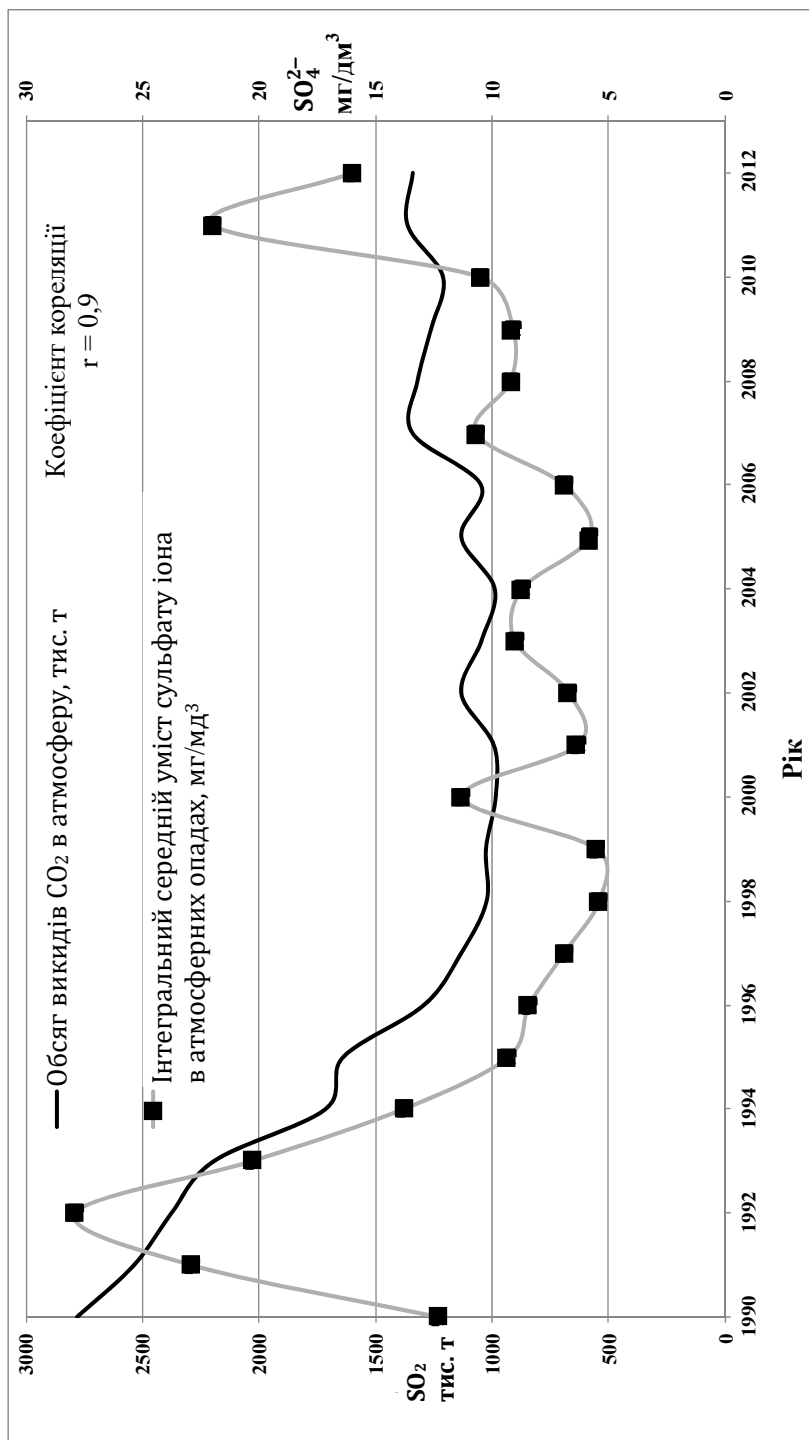


Рис. 2.3. Залежність концентрації сульфатного іона в атмосферних опадах від обсягів викидів сірчаного ангідриду над територією України

Оцінювання безпосереднього внеску антропогенної складової до загального хімічного складу атмосферних опадів є надзвичайно складним завданням. Цю проблему можна розв'язати кількома методами. Перший – полягає в оцінюванні ступеня трансформації повітряних мас над континентами. Оцінювання потенційних джерел домішок в атмосферних опадах часто утруднено через різноманітні умови надходження домішок до атмосфери, а також їхнього поєднання за різних погодних ситуацій (траєкторії переміщення повітряних мас; вітровий режим і турбулентність нижніх шарів атмосфери; тип підстильної поверхні, над якою проходить повітряна маса). Важливим є також час перебування домішки в атмосфері, що залежить від швидкості її виведення з атмосфери. Таким чином, хімічний склад атмосферних опадів являє собою накопичувальний результат процесів, що відбувалися за руху повітряної маси.

При розгляді співвідношення іонів у воді опадів можна виділити два типи складу – з переважанням іонів морського і континентального походження. Над морською поверхнею більша частина ядер конденсації – частинки морської солі, тому іони Na^+ і Cl^- переважають у повітряних масах над океаном. Над континентами їхній внесок зменшується, але зростає концентрація іонів K^+ і Ca^{2+} , а також SO_4^{2-} і NO_3^- , які мають в основному континентальне, у тому числі антропогенне походження.

Розраховані для території України співвідношення між вмістом іонів морського та континентального походження наведено в табл. 2.7.

Таблиця 2.7

Співвідношення між вмістом іонів морського та континентального походження (%)
(за В.К. Хільчевським, С.М. Курилом, 2016)

Метеостанція	$\text{Cl}^- / \text{SO}_4^{2-}$		$(\text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+) / \text{Ca}^{2+} + \text{K}^2$	
	1963–1973	1963–1990	1963–1973	1963–1990
Тетерів	0,265	0,254	2,426	2,195
Кобеляки	0,262	0,347	2,273	1,704
Бобринець	0,209	0,291	2,271	1,856
Лошкарівка	0,293	0,297	1,580	1,601
Волноваха	0,338	0,346	1,558	2,004
Одеса	0,446	0,541	2,245	1,576
Берегово	0,249	0,319	2,229	2,255
Нікітський ботсад	0,522	0,436	2,252	1,714
Середнє по Україні	0,319	0,328	2,092	1,701

Для отриманих значень характерний надзвичайно високий вміст іонів континентального (у т. ч. й антропогенного) походження, що виражається у низьких величинах коефіцієнтів співвідношень між хлоридними та сульфат-

ними іонами. В атмосферних опадах, що сформовані повітряними масами, він у кілька разів вищий. Така сама тенденція характерна й для співвідношень між катіонною групою, що характерна для континентальних повітряних мас з високим ступенем антропогенного забруднення. При порівнянні двох розрахункових періодів (короткого – 1963–1973, тривалішого – 1963–1990) видно незначну зміну ролі континентально-антропогенної складової у формуванні хімічного складу атмосферних опадів для другого періоду.

Зазначений підхід не дає змоги оцінити кількісні показники ступеня трансформації повітряних мас над континентами. Для цього застосовують кількісне співвідношення між вмістом в атмосферних опадах іона натрію та інших іонів. Для обчислення концентрацій іонів без внеску морської складової застосовують співвідношення, яке звичайно використовують у зарубіжній науковій літературі:

$$C_{\text{Ion NSS}} = [C_{\text{Ion}}] - [C_{\text{IonSW}}/Na_{\text{SW}}] \times [Na],$$

де $C_{\text{Ion NSS}}$ – розрахункова концентрація цього іона в атмосферних опадах, що сформована без внеску морської складової (NSS – non sea-salt), тобто за рахунок континентальної складової, мг/дм³; $[C_{\text{Ion}}]$ – реальна концентрація цього іона в атмосферних опадах, мг/дм³; $C_{\text{IonSW}}/Na_{\text{SW}}$ – співвідношення між реальною концентрацією цього іона та іона натрію в морській воді (SW – sea water); $[Na]$ – реальна концентрація іона натрію у воді атмосферних опадів, мг/дм³.

За цією схемою для восьми метеостанцій України отримано розрахункові концентрації головних іонів в атмосферних опадах без внеску морської складової ($C_{\text{Ion NSS}}$), тобто концентрації, що формуються за рахунок континентальної складової.

Значення відносного внеску континентальної складової (%) до формування реальної концентрації іонів в атмосферних опадах розраховують як співвідношення $C_{\text{Ion NSS}}/C_{\text{Ion}}$ (тобто вирахування частки з реальної концентрації).

Отримані таким чином величини дають змогу кількісно оцінити внесок континентально-антропогенної складової до вод атмосферних опадів на території України (табл. 2.8).

Таким чином, в опадах на території України переважає континентально-антропогенна складова, її внесок коливається незначно навколо величини у 90,0 %. Лише для хлоридних іонів розрахунки вказують на домінуючу роль морської складової у формуванні сумарного вмісту розчинених мінеральних речовин, крім метеостанції в Одесі. Це, вочевидь, не відповідає об'єктивній картині формування хімічного складу атмосферних опадів. Невідповідність виникає через абсолютну домінацію іонів хлору та натрію у морській воді та свідчить про втрату іонів хлору над континентальною частиною щодо іонів натрію.

Таблиця 2.8

**Оцінка відносного внеску континентальної складової
до формування хімічного складу атмосферних опадів на території України (%)**
(за В.К. Хільчевським, С.М. Курилом, 2016)

Метеостанція	SO ₄ ²⁻		Cl ⁻		Ca ²⁺		K ⁺		Mg ²⁺	
	1963- 1973	1963- 1990	1963- 1973	1963- 1990	1963- 1973	1963- 1990	1963- 1973	1963- 1990	1963- 1973	1963- 1990
Тетерів	92,3	81,6	0,0	0,0	96,4	96,4	95,6	96,8	85,7	91,3
Кобеляки	91,4	89,3	0,0	0,0	94,1	96,8	96,5	95,1	89,0	87,9
Бобринець	89,6	87,1	0,0	0,0	98,0	98,0	96,5	96,2	85,3	93,8
Лощкарівка	92,3	91,3	0,0	0,0	94,1	97,6	96,7	97,2	85,2	91,0
Волноваха	92,3	89,3	0,0	0,0	95,9	95,9	96,2	95,2	81,0	86,7
Одеса	92,0	90,8	3,17	2,3	93,2	95,8	97,1	94,6	90,6	79,9
Берегове	91,5	85,8	0,0	0,0	92,7	97,1	96,3	97,2	85,5	93,1
Нікітський ботсад	89,8	89,1	0,0	0,0	92,5	96,9	94,3	95,4	87,6	89,0
Середнє по Україні	91,5	88,6	0,0	0,0	94,6	97,3	96,3	96,2	86,9	90,3

Інший підхід до оцінювання антропогенної складової базується на принципах визначення природного фону хімічного складу атмосферних опадів певної території та його порівняння з фактичним хімічним складом чи мінералізацією. За цим методом вирізняють абсолютний можливий мінімум мінералізації атмосферних опадів – *глобальний (міжрегіональний) природний фон* (ГПФ), за який беруть величину мінералізації в діапазоні 1,0–3,0 мг/дм³.

Далі визначають *регіональний природний фон* (РПФ) – діапазон мінералізації атмосферних опадів з величиною 3,0–20,0 мг/дм³. Нижню межу зумовлюють максимальні значення глобального природного фону, верхню – особливості фізико-географічного положення конкретної території. Порівнюючи фонові значення з хімічним складом атмосферних опадів, можна отримати уявлення про кількісний внесок антропогенної складової.

Приклад подібної оцінки для метеостанції Тетерів подано в табл. 2.9. Метеостанцію Тетерів вибрано як тестову, оскільки на території України відсутні метеостанції, що визначають регіональний природний фон і входять до програми Глобальної служби атмосфери Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО). Найближчими до території України є метеостанції Приоксько-терасного та Воронежського біосферних заповідників.

Використаємо як фонові значення дані метеостанції Воронежського біосферного заповідника, для якої регіональний фон визначають щорічно, а географічне положення та інші умови є найбільш близькими до метеостанції Тетерів. Зважаючи на відносну подібність значень регіонального фонового рівня цих територій, це не спричинить суттєвих похибок у подальших розрахунках.

Із табл. 2.9 видно, що найбільша частка антропогенної складової до сумарного вмісту розчинених мінеральних речовин в атмосферних опадах припадає на іони сірки та магнію. Як зазначалося, уміст сульфатних іонів значно залежить від кількості сірчаного ангідриду, що викидається в атмосферу з промисловими газами. А велика частка іона магнію є, скоріше за все, результатом великого ступеня розораності території України і, як наслідок, надходження його з пилуватими частками до атмосфери.

Мінімальна частка антропогенної складової припадає на іон кальцію, максимальна – належить іонам магнію та сульфатним іонам. Отримані результати кореспондуються з оцінкою антропогенної складової в хімічному складі атмосферних опадів, отриманих для Приоксько-терасної метеорологічної станції, значення якої становило 65,0 %.

Таблиця 2.9
Оцінка антропогенної складової у атмосферних опадах за метеостанцією Тетерів (мг/дм³)
 (за В.К. Хільчевським, С.М. Курилом, 2016)

Показник	Аніони					Катіони					Мінералізація
	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺		
Глобальний природний фон	0,93	0,3	0,23	0,03	0,23	0,05	0,09	0,06	0,36		2,3
Регіональний природний фон	2,0	1,16	1,7	1,9	0,95	0,16	0,7	0,25	0,4		5,4
Тетерів	11,7	2,2	4,0	1,9	1,6	2,0	1,5	1,0	0,87		19,9
Антропогенна складова за МС Тетерів	9,7 (83,0 %)	1,04 (47,0 %)	2,3 (58,0 %)	0,9 (47,0 %)	0,65 (41,0 %)	1,84 (92,0 %)	0,8 (54,0 %)	0,75 (75,0 %)	0,47 (54,0 %)		14,4 (72,0 %)

2.2. Надходження розчинених мінеральних речовин з атмосферними опадами та їхній вплив на поверхневі води

Географічний розподіл надходження речовин на одиницю площі відрізняється від розподілу їхніх концентрацій в опадах, оскільки залежить від суми атмосферних опадів. Найбільшу кількість на земну поверхню приносять опади сульфатів (т/км^2): від 4,2–4,3 – у степовій зоні та Кримській гірській країні, до 15,0 – у Карпатах; менше надходить з опадами гідрокарбонатного іона: від 1,6 – у степовій зоні, до 4,7 – у гірських і вулканічних Карпатах. Такий розподіл характерний і для хлоридів (т/км^2): максимальна кількість яких – 2,8 випадає у Карпатах, мінімальна – 1,1–1,2 – у Поліссі та Лісостепу. У надходженні катіонів домінують іони натрію та калію – 0,9–2,8 т/км^2 .

Загалом на території країни щорічно випадає з атмосферними опадами 7,3 млн т розчинених мінеральних речовин, у тому числі (млн т): у зоні мішаних лісів (Полісся) – 1,22; зоні лісостепу – 3,03; зоні степу – 2,0; Карпатській гірській країні – 0,95; у Кримській гірській країні – 0,12 (табл. 2.10).

Величина (модуль) надходження розчинених мінеральних речовин становить 12,1 т, у тому числі (т/км^2): у Криму, Поліссі та лісостеповій зоні – понад 13,0, степовій зоні – 9,5, Передкарпатті – 21,2, Гірських Карпатах – 29,9, Закарпатті – 21,1 т/км^2 .

Просторовий розподіл надходження компонентів хімічного складу опадів формується в основному двома факторами: кількістю опадів і рівнем забруднення атмосфери, причому для одних речовин головну роль відіграє перший фактор, а для інших – другий. Кількісний склад розчинених в атмосферних опадах речовин суттєво впливає на іонний стік з поверхні суші. Солі, які надходять з опадами на континенти за рахунок впливу океану, становлять 1/6 від розчинених речовин, що виносять річки до морів, інша частина солей має континентальне походження. Кількісний склад розчинених в атмосферних опадах речовин здійснює значний вплив на іонний стік із поверхні суші. Величина атмосферної складової сумарного середньорічного іонного стоку річок сягає 2,65 млн т, або 4,5 т у розрахунку на 1,0 км^2 , тобто – 12,0 % сумарного іонного стоку річок (табл. 2.11).

Таблиця 2.10
Показники середньорічних надходжень розчинених мінеральних речовин з атмосферними опадами
на територію України в різних природних регіонах
 (над рискою – тис. т, під рискою – т/км²)

Природні регіони	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Сума іонів
Полісся	80,8	92,0	129,0	238,0	562,0	113,0	1216,0
	0,8	0,9	1,4	2,7	6,1	1,2	13,1
Лісостеп	231,0	195,0	265,0	659,0	1385,0	292,0	3027,0
	1,1	0,8	1,2	2,9	6,1	1,1	13,2
Степ	173,0	136,0	177,0	329,0	933,0	247,0	1995,0
	0,9	0,6	0,9	1,6	4,3	1,2	9,5
Передкарпаття	22,0	20,1	25,0	43,1	136,0	25,0	271,0
	1,5	1,5	1,8	2,9	9,7	1,6	19,0
Гірські та вулканічні Карпати	50,8	46,2	57,5	98,8	313,0	57,5	624,0
	2,4	2,2	2,8	4,7	15	2,8	29,9
Закарпатська рівнина	4,5	4,1	5,1	8,8	17,7	5,1	55,3
	1,7	1,6	1,9	3,3	10,6	1,9	21,1
Кримська гірська країна	12,7	8,6	11,2	34,1	35,6	13,7	116,0
	1,5	1,1	1,3	4,1	4,2	1,6	13,8
Україна загалом	578,0	503,0	670,0	1411,0	3392,0	753,0	7303,0
	0,9	0,8	1,1	2,4	5,6	1,3	12,1

Таблиця 2.11

**Значення атмосферної складової, що бере участь у формуванні
середньорічного іонного стоку річок у різних природних регіонах України
(над рискою – тис. т, під рискою – т/км²)
та частка солей з атмосферних опадів, що іде на формування іонного стоку**

Природні регіони	Ca²⁺	Mg²⁺	Na⁺ + K⁺	HCO₃⁻	SO₄²⁻	Cl⁻	Мінералізація
Полісся	30,8 — 0,3	35,3 — 0,3	49,0 — 0,5	90,0 — 1,1	212,0 — 2,3	42,9 — 0,4	460,0 — 4,9 38*
Лісостеп	72,0 — 0,3	60,0 — 0,2	82,0 — 0,4	204,0 — 0,9	429,0 — 2	91,0 — 0,4	938,0 — 4,2 31*
Степ	35,0 — 0,2	27,0 — 0,1	35,0 — 0,2	66,0 — 0,4	18,7 — 0,8	49,0 — 0,4	399,0 — 2,1 20*
Передкарпаття	16,5 — 1,1	15,1 — 1,1	18,8 — 1,3	32,3 — 2,1	102,0 — 7,1	18,7 — 1,1	203,0 — 13,8 76*
Гірські та вулканічні Карпати	42,2 — 2,0	38,3 — 1,8	47,7 — 2,3	82,1 — 3,9	260,0 — 12,5	47,7 — 2,3	518,0 — 24,8 83*
Закарпатська рівнина	2,7 — 1,0	2,5 — 1,0	3,1 — 1,1	6,3 — 2,1	16,6 — 6,3	3,1 — 1,1	33,3 — 12,8 60*
Кримська гірська країна	10,8 — 1,3	7,3 — 0,9	9,5 — 1,1	29,0 — 3,5	30,3 — 3,6	11,6 — 1,4	98,6 — 11,8 85*
Україна загалом	213,0 — 0,3	185,0 — 0,3	245 — 0,4	508,0 — 1,0	1236,0 — 2,0	246,0 — 0,5	2650,0 — 4,5 36*

* % від кількості іонів, що надходять з атмосферними опадами.

Аналіз показників атмосферної складової, яка бере участь у формуванні іонного стоку річок України, свідчить, що відносна величина її збільшується від 2,1 т/км² у степовій зоні до 24,8 т/км² – у Гірських Карпатах в основному за рахунок сульфатів, менше – за рахунок хлору, натрію та калію (табл. 2.11), що пояснюється збільшенням величин модулів водного стоку. Із цієї причини величини атмосферної складової зростають у кілька разів у межах гірських країн.

Величина середньорічних надходжень з опадами розчинених мінеральних речовин, які не беруть участі у формуванні іонного стоку річок України, становить 4,65 млн т, або 64,0 % від усіх річних надходжень солей з атмосферними опадами.

Контрольні запитання

1. Які іони й чому домінують в атмосферних опадах на території України?
2. Від чого залежать величини надходження хімічних компонентів з атмосферними опадами на територію України?
3. Що таке антропогенна складова загального хімічного складу атмосферних опадів?
4. В яких межах коливається величина мінералізації атмосферних опадів на території України?
5. Які метеорологічні фактори впливають на хімічний склад опадів.

3. РІЧКИ

Річки є найбільш рухомою частиною гідросфери. До основних особливостей річок, від яких залежить хімічний склад води в руслі, належать:

- швидка зміна води в руслі, унаслідок чого вона взаємодіє з породами обмежений час і випаровується незначно;
- формування хімічного складу води в добре промитих шарах земної кори;
- залежність водного режиму від фізико-географічних умов;
- добра взаємодія води з атмосферою;
- інтенсивний вплив на воду рослинних і тваринних організмів.

Усе це створює головні риси хімічного складу річкових вод: незначну, порівняно з іншими водними об'єктами, мінералізацію; динамічність складу, залежно від гідрометеорологічних умов; наявність у воді атмосферних газів; інтенсивний вплив біогенних процесів на іонний і газовий режими.

Переважає більшість річок України належить до басейнів Чорного та Азовського морів (98,0 % території країни). На річки, що несуть свої води до Балтійського моря (через Віслу), припадає 2,0 % площі країни. Серед 63119 річок в Україні переважну більшість (63029) становлять малі річки (площа водозбору менше 2,0 тис. км²), 81 – середні (2,0–5,0 тис. км²), 8 – великі (понад 50 тис. км²). Великими річками є Дунай, Дніпро, Тиса, Прип'ять, Сіверський Донець, Десна, Дністер, Південний Буг (табл. 3.1). Усі великі річки, крім Південного Бугу, є транскордонними (протікають територіями кількох держав). Густота річкової мережі для території України в середньому становить 0,25 км/км². Найбільшою вона є в українських Карпатах, зокрема (км/км²): у басейнах річок Черемош і Тиса – до 2,0–2,5; у Кримських горах – 0,7, на Донецькій височині – 0,5; мінімальне значення (0,09–0,2) цей показник має в межиріччі Дністра та Південного Бугу, на лівобережжі басейну Сіверського Дінця, на Приазовській височині. Між Дніпром і Сивашем поверхневий стік взагалі відсутній.

3.1. Гідрографічне районування території України

Для впровадження інтегрованого підходу в управлінні водними ресурсами за басейновим принципом, що характерний для Європейського Союзу, Верховна Рада України на законодавчому рівні 2016 року затвердила сучасне гідрографічне районування території держави за районами річкових басейнів. *Район річкового басейну* – головна одиниця управління у сфері використання й охорони вод і відтворення водних ресурсів, що складається з річкового басейну (або сусідніх річкових басейнів) та прибережних і підземних вод, пов'язаних з ними.

Таблиця 3.1

Великі річки, що протікають територією України

Назва річки	Куди впадає	Площа басейну (тис. км ²)		Довжина (км)		Стік у гирлі (км ³)	Мінералізація води (г/дм ³)
		загальна	Україна	загальна	Україна		
Дунай	Чорне море	817,0	32,4	2960,0	174,0	210/123*	0,40
Дніпро		504,0	292,7	2201,0	1121,0	52,0	0,32
Дністер		72,1	52,7	1362,0	925,0	11,3	0,37
Південний Буг		63,7	63,7	806,0	806,0	3,0	0,63
Тиса	Дунай, Чорне море	153,0	11,3	966,0	201,0	29,2	0,22
Прип'ять	Дніпро, Чорне море	121,0	69,1	761,0	290,0	13,8	0,30
Десна	Чорне море	88,9	33,8	1130,0	575,0	11,4	0,29
Сіверський Донець	Дон, Чорне море	98,9	54,5	1053,0	700,0	5,0	0,81

* Стік за Кілійським гирлом..

В Україні виділено дев'ять районів річкових басейнів (рис. 3.1) – Дніпра (1), Дністра (2), Дунаю (3), Південного Бугу (4), Дону (5), Вісли (6), а також річок Криму (7), Причорномор'я (8) та Приазов'я (9). Райони річкових басейнів Дніпра, Дунаю, Дону та Вісли поділяють ще й на суббасейни (усього 13 суббасейнів).

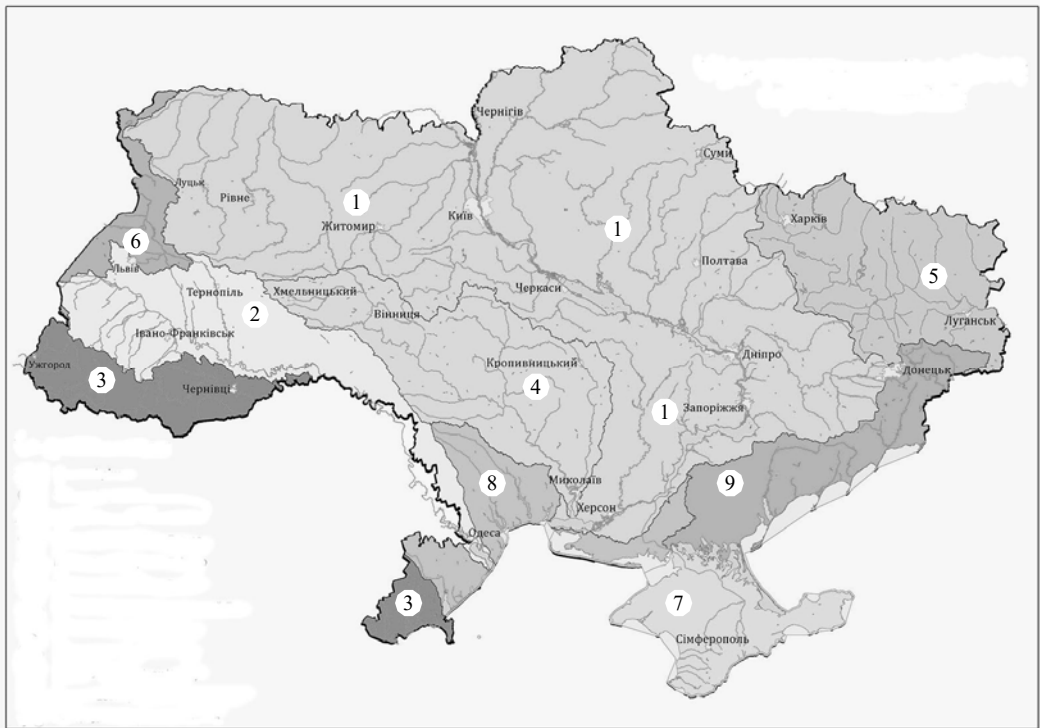


Рис. 3.1. Гідрографічне районування території України:
1-9 – райони річкових басейнів
(див. позначення у тексті)

Район басейну Дніпра має найбільшу площу на території України (292,7 тис. км², або 48,0 % території країни) із півночі на південь та охоплює річки практично всіх природних зон. До структури району басейну Дніпра входять 15423 річки загальною довжиною 78,5 тис. км, а середня густота річкової мережі становить 0,27 км/км². Район басейну Дніпра, відповідно до гідрографічного районування 2016 року, поділяють на п'ять суббасейнів: Верхній Дніпро (від державного кордону з Білоруссю до Києва); Середній Дніпро (від Києва до Запоріжжя); Нижній Дніпро (від Запоріжжя до гирла); річка Прип'ять; річка Десна.

За географо-гідроморфологічними ознаками українську частину басейну Дніпра поділяють на правобережжя Прип'яті, де найбільші її притоки беруть

початок на Волино-Подільській і Придніпровській височинах; лівобережжя Дніпра, де річки стікають із Середньоруської височини та її відрогів і течуть Придніпровською низовиною; правобережжя Дніпра, де притоки беруть початок на Придніпровській височині.

Найбільшими за водністю площею водозборів і довжиною річками суббасейну Середнього Дніпра є праві притоки – Тетерів, Ірпінь, Рось і ліві притоки – Сула, Удай, Псел, Хорол, Ворскла, Оріль, Самара, Вовча. Найбільшою річкою суббасейну Нижнього Дніпра є права притока річки Інгулець. Найбільшими річками суббасейну річки Прип'ять на території України є її праві притоки – Стир, Горинь зі Случчю, Уборть, Уж. Найбільшими річками суббасейну Десни є ліва притока Сейм і права – Снов.

До району басейну Дністра (2) у межах України входять річки східних схилів Карпат, а також річки Подільської височини та Причорноморської низовини. За географо-гідроморфологічними ознаками басейн Дністра поділяють на Верхній Дністер (карпатський гірський) – від витoku до м. Самбір; Середній Дністер (від м. Самбір до м. Тирасполь у Молдові); Нижній Дністер (від м. Тирасполь до гирла). До складу району басейну Дністра в Україні належать 14893 річки загальною довжиною близько 35,0 тис. км. Середня густина річкової мережі становить 0,65 км/км². У районі басейну Дністра практично відсутні значні притоки в межах України – лише шість середніх річок, серед яких виділяють праву притоку Стрий.

Район басейну Дунаю (3) на території України має площу водозбору, яка становить лише 4,0 % від площі басейну цієї, другої в Європі, транскордонної річки. Специфікою району басейну Дунаю є те, що на території України він розташований двома відокремленими частинами – карпатською та нижньодунайською (причорноморською). Згідно із гідрографічним районуванням 2016 року район басейну Дунаю поділяють на чотири суббасейни: річки Тиса; Прут; Серет; Нижній Дунай (рис. 3.1).

У межах району басейну Дунаю на території України нараховують 17612 річок загальною довжиною 5,9 тис. км, найбільшими серед яких є Тиса, Серет, Прут. Середня густина річкової мережі становить 1,1 км/км² (у Карпатах – 1,7 км/км²).

Район басейну Південного Бугу (4) розташований між верхньою та середньою частинами в межах Волино-Подільської й Придніпровської височин, нижня частина басейну займає ділянку Причорноморської низовини. До структури гідрографічної мережі району басейну Південного Бугу входять 6650 річок загальною довжиною 22,5 тис. км, найбільшими з яких є Інгул, Велика Вись, Гірський Тікич, Гнилий Тікич, Чичиклія. Середня густина річкової мережі становить 0,35 км/км². Басейн Південного Бугу повністю розташований у межах території України (площа басейну становить 63,7 тис. км²) і характеризується значною зарегульованістю стоку штучними водоймами.

Район басейну Дону (5) виокремлюється на сході України і займає південно-західні відроги Середньоруської височини та північні ділянки Донецького кряжу. Відповідно до гідрографічного районування 2016 року район басейну Дону поділяють на два суббасейни: річка Сіверський Донець; Нижній Дон (рис. 3.1). Гідрографічна мережа району басейну Дону нараховує 1498 річок загальною довжиною 9,6 тис. км, головною й найбільшою серед яких є Сіверський Донець. Найбільшими притоками Сіверського Дінця є річки Бабка, Уда, Мож, Берека, Оскіл, Казенний Торець, Вовча, Хотімля, Великий Бурлук. Середня густота річкової мережі становить 0,2 км/км². Найхарактернішою ознакою суббасейну Сіверського Дінця є значна кількість водозабірних споруд, посилене водовідведення та скидання зворотних вод, суттєвий вплив шахтних вод з підвищеним умістом мінеральних солей, що зумовлює одне з найбільших техногенних навантажень на водні об'єкти в межах України.

Район басейну Вісли (6) виокремлюється на північному заході України. Його характерна ознака – єдиний в Україні район річкового басейну, стік якого спрямовано до Балтійського моря. Відповідно до гідрографічного районування 2016 року район басейну р. Вісла поділяють на два суббасейни: річки Західний Буг; Сан (рис. 3.1). У його межах налічується 3112 річок, найбільшими серед яких є Західний Буг і Сан. Загальна довжина всіх річок становить 7365,0 км, середня густота річкової мережі – 0,58 км/км².

До **району басейну річок Криму (7)** належать водотоки півострова, що беруть початок у Кримських горах і впадають у Чорне та Азовське моря. У Криму є лише одна річка, що належить до середніх – Салгир. Усі інші – малі, такі, що пересихають. До басейну Чорного моря належать 986 кримських річок (загальною довжиною 3,1 тис. км). До басейну Азовського моря входять 602 кримські річки (загальною довжиною 2,4 тис. км), серед яких найбільшою є Салгир (площа басейну 4,01 тис. км², довжина – 232,0 км). У водогосподарському балансі Криму внесок річкових вод з урахуванням водосховищ природного стоку незначний – 9,5%.

До **району басейну річок Причорномор'я (8)** належать водотоки, розташовані між Дунаєм і Дністром, а також між Дністром і Південним Бугом, що впадають у Чорне море. Гідрографічна мережа району нараховує 716 річок загальною довжиною 3,5 тис. км. Це в основному малі річки, які майже не відіграють жодної ролі у водогосподарському балансі цієї території. Середня густота річкової мережі становить 0,15 км/км². Найбільшими річками цього району є Когильник, Тилігул.

До **району басейну річок Приазов'я (9)** належать водотоки, які стікають із Приазовських височини та низовини і впадають в Азовське море, його лимани і затоки. Гідрографічна мережа цього району налічує 1611 річок загальною довжиною 6,3 тис. км, переважно малих, які майже не відіграють жодної ролі у водогосподарському балансі цієї території. Середня густота

річкової мережі становить $0,2 \text{ км/км}^2$. На плато межиріччя Дніпро–Молочна річкова мережа майже відсутня. Серед найбільших річок цього району – Молочна, Обитічна, Берда, Кальміус, Кальчик, Грузький Яланчик, Мокрий Яланчик, Кринка.

3.2. Загальна характеристика хімічного складу річкових вод

У хімічному складі річкових вод рівнинної частини України спостерігається чітка гідрохімічна зональність із просуванням від західних і північно-західних до східних і південно-східних кордонів України. У цьому самому напрямку збільшується й мінералізація природних вод – від $200,0\text{--}300,0$ до $1500,0\text{--}3000,0 \text{ мг/дм}^3$ і більше (рис. 3.2). Гідрохімічна зональність спостерігається незалежно від напрямку течії річок і добре узгоджується з межами фізико-географічних зон. У зоні мішаних лісів і в західних областях лісостепової зони поширені прісні гідрокарбонатно-кальцієві води, які з просуванням на схід поступово переходять у гідрокарбонатно-кальцієво-магнієво-натрієві. Біля межі зі степовою зоною в їхньому складі помітне місце починають посідати сульфати. У степовій зоні переважають сульфатно-хлоридні води змішаного катіонного складу.

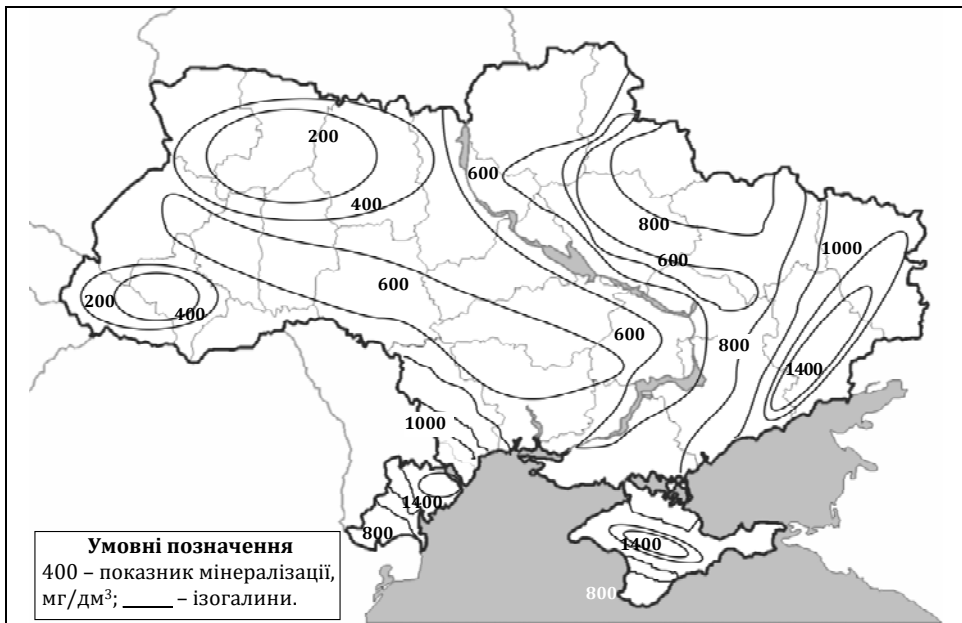


Рис. 3.2. Узагальнене схематичне відображення зміни мінералізації річкових вод України, мг/дм^3

У хімічному складі великих річок – Дніпра, Дністра, Південного Бугу, Сіверського Дінця також спостерігається гідрохімічна зональність: збільшення за течією сульфатів і хлоридів лужних металів. Однак вона не узгоджується так чітко з межами фізико-географічних зон як зональність хімічного складу вод місцевого стоку. У гірських районах країни зональність практично не простежується, води річок прісні гідрокарбонатно-кальцієві. Зональність хімічного складу та мінералізації річок зберігається під час усіх періодів року, у середньому за рік і багаторіччя як у природних умовах, так і за впливу антропогенних чинників.

3.3. Район басейну Вісли

Поверхневі води басейну Західного Бугу (басейн Вісли) характеризує гідрокарбонатно-кальцієвий склад, що пов'язано зі значним поширенням на водозборі гіпсоносних карбонатних порід. Гумідний тип клімату та переважання низхідних потоків у ґрунтах спричинюють невисокий вміст у воді розчинених іонів. Загальна *мінералізація* вод басейну становила в середньому близько 500 мг/дм³, що практично не різнилося від багаторічних значень. Для річкових вод басейну Західного Бугу взаємозв'язок мінералізації води з витратами річок обернений. Зміни мінералізації води не мають закономірного характеру. Найменші абсолютні значення мінералізації Західного Бугу становлять 412,0 мг/дм³ (1963), а найбільші – 804,0 мг/дм³ (1988) (рис. 3.3). Загалом простежується певна зміна середньорічних значень мінералізації в межах три-, чотирирічних періодів. У коливаннях середньорічних значень мінералізації Західного Бугу можна виділити два періоди: з 1961 до 1988 р., що характеризувалися зростанням середньорічних значень мінералізації з 345,0 до 804,0 мг/дм³ (мінералізація зросла у 2,3 рази), а також із 1988 до 2010 р., період спаду значень мінералізації з 804,0 до 480,0 мг/дм³ (зменшення у 1,7 рази). Протягом 1994–1999 рр. вона знизилась від 525,0 до 480,0 мг/дм³, що пояснювалось змінами водності. У 2001–2002 рр. сума розчинених іонів зросла майже до 560 мг/дм³, після чого знову почала зменшуватись. У цей самий час зменшувались і витрати води. Найвірогідніше, таке явище пов'язано з антропогенним впливом, і збільшення мінералізації води в 2001–2002 рр. було спричинено переважно підвищенням концентрацій сульфатних іонів, відносний вміст яких становив 17,0 % порівняно із 8,0–10,0 % у попередні роки.

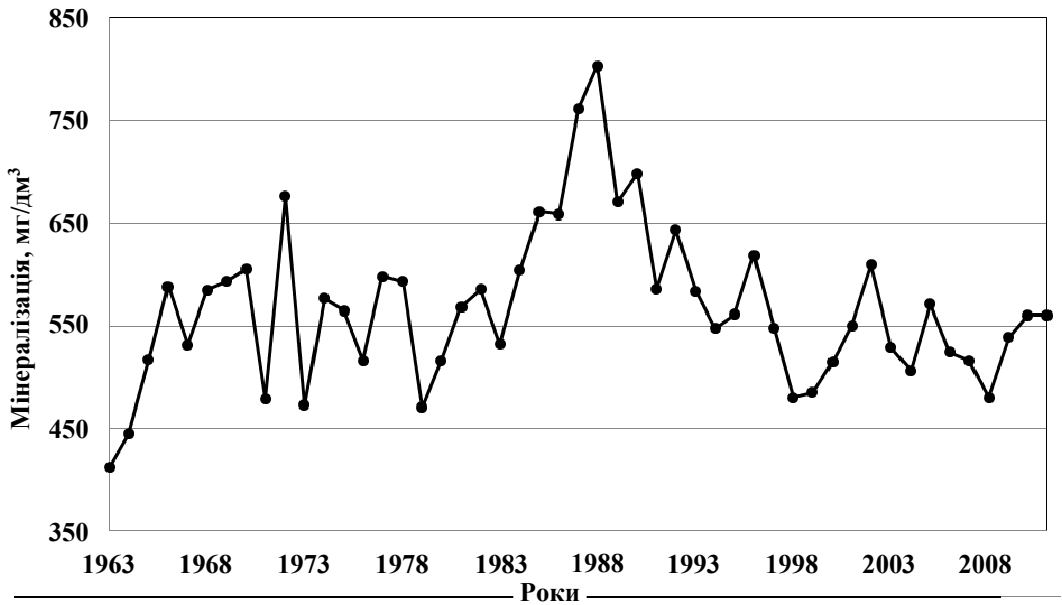


Рис. 3.3. Середньорічні значення мінералізації води р. Західний Буг – м. Кам'янка-Бузька, мг/дм³

Максимальні значення мінералізації води (понад 600,0 мг/дм³) зафіксовано у воді Полтви (нижче від місця скидання стічних вод м. Львів), середньорічна мінералізація води тут становила 570,0 мг/дм³. Розрахунки показали, що Полтва значно впливає на хімічний склад води Західного Бугу, формує 66,0 % іонного стоку Західного Бугу у створі м. Кам'янка-Бузька та 28,0 % – на перетині кордону з Польщею і Білоруссю.

Зміни середньорічних значень мінералізації води під час різних фаз водності також характеризуються певними закономірностями. Найменші значення мінералізації Західного Бугу спостерігаються в період *весняного водопілля*. Із 1961 до 1972 р. спостерігалось незначне зростання середньорічних значень мінералізації, із 1972 до 1988 р. – стрибок мінералізації, а з 1988 до 2011 р. – знову її зменшення.

У період *літньо-осінньої межени* найбільше абсолютне значення мінералізації Західного Бугу становило 786,0 мг/дм³ (1988), найменше – 443,0 мг/дм³ (1964). У загальному плані значення мінералізації в період літньо-осінньої межени коливалося від 494,0 до 680,0 мг/дм³.

Для *зимової межени* абсолютна максимальна величина показника мінералізації для Західного Бугу становить 850,0 мг/дм³ та є більшою, ніж для літньо-осінньої межени. Найменше значення мінералізації в цей сезон було зафіксовано 1977 року – 410,0 мг/дм³. Зміни досліджуваного показника за 1964–1988 рр. свідчать про збільшення значення мінералізації, а з 1988 до

2011 р. простежується її повільне зменшення. Взагалі за цей період мінералізація знизилася із 778,0 до 646,0 мг/дм³.

Для річкових вод басейну Західного Бугу з 1998 р. характерна тенденція до підвищення значення рН. Наприклад, якщо середньорічне значення рН 1994 року становило 7,2, то 2000 – 8,2. Проте з 2001 року значення рН почало зменшуватись і 2004 року становило 7,5.

Сезонний розподіл концентрації кисню, значення біхроматної окиснюваності та біохімічного споживання кисню (БСК₅) у басейні Західного Бугу характеризувалися взаємозумовленим режимом, що пов'язано із вмістом органічних речовин, які забруднюють річкові води басейну. Уміст кисню загалом створював умови для формування окиснювальної обстановки, проте відбувалися часті випадки зниження його концентрацій до < 2,0 мг/дм³. Це явище не залежало від пори року та є характерним для вод річок Полтва (нижче від м. Львів) і Західний Буг (нижче від місця впадання Полтви), що спричинено витратанням O₂ на окиснення органічних речовин. Насичення води Полтви киснем у всі сезони року не перевищувало 24,0–29,0 %, що фактично свідчить про його дефіцит.

Уміст мінеральних сполук азоту у поверхневих водах басейну Західного Бугу після зниження в 1994–1997 рр. знову почав підвищуватись і 2004 року в середньому становив 2,1 мгN/дм³. Серед різних форм азоту переважає його амонійна форма, відносна частка якої становить 88,0 %. Тенденція до поступового підвищення концентрацій характерна як для амонійної, так і нітритної форм азоту, що дозволяє припустити постійне забруднення поверхневих вод господарсько-побутовими стічними водами.

Межі коливань вмісту NH₄⁺ суттєві – від 0,18 і майже до 7,0 мг N/дм³ (17 ГДК). Найбільші строкові та середньорічні значення характерні для Полтви, води якої завдають значного забруднення Західному Бугу.

Уміст NO₂⁻ змінювався від 0,11 до 0,64 мг N/дм³ (5,5 та 32,0 ГДК відповідно). Слід зазначити, що підвищені концентрації NO₂⁻ у воді Західного Бугу спостерігаються зазвичай в усі пори року, що вказує на прискорення процесів деструкції органічних решток в умовах повільнішого окиснення нітритних іонів до нітратних і свідчить про забруднення річки.

Уміст мінерального фосфору у поверхневих водах басейну Західного Бугу значно змінюється. Якщо на початку 1994 року середня його концентрація була 0,13, то 2004 – уже 0,34 мг P/дм³ за коливань від 0,015 до 2,27 мг P/дм³. Найвищі концентрації фосфатів характерні для вод Полтви (нижче від м. Львів) та Західного Бугу (нижче від місця впадання Полтви). За вмістом фосфору протягом цілого року води р. Полтва належить до категорії "дуже забруднених".

Уміст органічних речовин, оцінений за непрямими показниками ХСК, знижується. Серед специфічних речовин токсичної дії варто вказати на

значне зменшення вмісту у воді фенолів і нафтопродуктів. Загалом за десятиліття концентрація нафтопродуктів зменшилась у 30 разів – у середньому з 0,18 до 0,006 мг/дм³, проте й досі забруднення вод басейну Західного Бугу нафтопродуктами залишається високим, оскільки в 76,0 % випадків показники ГДК були перевищені. Найбільші концентрації нафтопродуктів спостерігалися у воді Полтви, вплив якої виявляється на всій протяжності Західного Бугу.

Для СПАР характерна інша тенденція – після періоду тривалого зниження концентрацій 2002 року їхній вміст підвищився до 0,04 мг/дм³, яким залишається і досі. Максимально забрудненими були води самої Полтви та на місці її впадання в Західний Буг, де вміст СПАР в 1,5–2,0 рази перевищував ГДК.

Уміст *важких металів* у річкових водах басейну Західного Бугу мав тривалу тенденцію до зменшення, що характерна для всіх поверхневих вод України. 2004 року середньорічні концентрації таких металів, як мідь, цинк і хром (VI) становили 4,7, 12,5 та 5,6 мкг/дм³ відповідно. Уміст Fe (загальне) та Mn за цей період зменшився вдвічі: 0,09 мг/дм³ та 19,2 мкг/дм³ відповідно. Проте рівень забруднення вод цими сполуками залишається високим. Найвищі середні концентрації заліза спостерігались у воді річки Дуга, міді – у воді річок Солокія та Рата. Води Полтви найбільше забруднені сполуками мангану та цинку.

3.4. Район басейну Дунаю

До прибережної ділянки Чорного моря щорічно зі стоком річок надходить близько 310,0 км³ вод, серед яких частка Дунаю – 206,0 км³. Українська ділянка басейну Дунаю, що становить 5,7 % від його площі та на якій формується 2,7 % річкового стоку, включає річки Закарпаття (Тиса, Латориця, Тересія, Черемош), басейн річки Прут і нижню частину Дунаю разом з його дельтою.

Промивний режим ґрунтів басейну визначає невисоку *мінералізацію* води, яка в річках Уж, Ріка, Латориця не перевищує 200,0 мг/дм³. У воді Тиси мінералізація підвищується до 250,0–300,0 мг/дм³ (рис. 3.4), а найбільших значень сума розчинених солей досягає у воді річок Серет, Прут, Черемош, нижньої частини Дунаю – 330,0–370,0 мг/дм³. У багаторічному аспекті зміна мінералізації води має складний характер. У найзагальнішому вигляді можна стверджувати про її поступове зниження протягом останнього десятиліття. Наприклад, якщо 1994 року середній вміст розчинених солей у воді нижньої частини Дунаю становив 405,0 мг/дм³, то в 2004 – він дорівнював 348,0 г/дм³. Характерно, що коливання величини сумарного вмісту іонів збігалося з напрямком зміни водності. Водночас сезонні коливання витрат і мінералізації води мали закономірний характер: збільшення водності вело до зменшення вмісту

суми розчинених солей. Максимальна мінералізація зазвичай спостерігається взимку, а мінімальна – у періоди найвищого підйому рівнів води – навесні або влітку. Через високу швидкість течії річки не спостерігається стратифікація мінералізації за глибиною та в поперечному перерізі. Дослідження багаторічної динаміки залежності вмісту *головних іонів* від витрат води показало, що тільки концентрація кальцію зумовлена іншими чинниками, вірогідно скиданням стічних вод, забором води для поливу тощо.

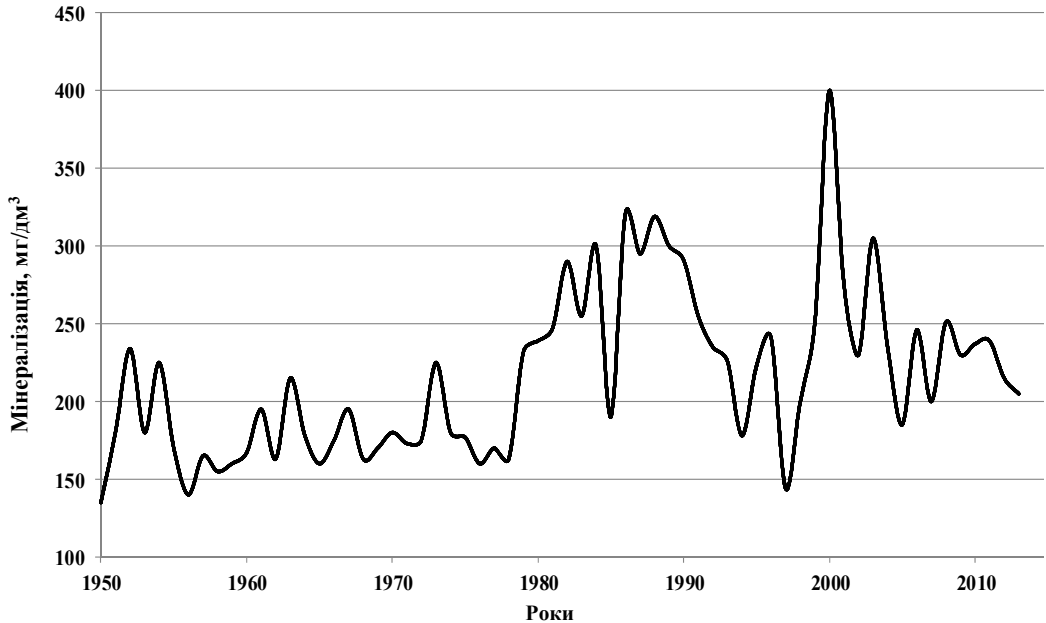


Рис. 3.4. Багаторічні зміни мінералізації води р. Чорна Тиса – м. Рахів, мг/дм³

У гірських районах стік формується в зимово-весняний період із талого снігу та за рахунок частих дощів зливого характеру. Під час весняного водопілля проходить близько 50,0 % річного стоку. У гірській частині Карпат цілий рік відбуваються паводки, тому на карпатських річках розрізняють роки з переважанням весняного водопілля, з переважанням паводків у літньо-осінній період і з безперервними паводками протягом року.

У гірській частині Карпат танення снігу починається наприкінці березня і продовжується до травня, водопілля на річках ускладнюється дощами та проходить за кілька фаз.

Поверхнево-схилові води, які надходять до руслової сітки, характеризуються мінімальною мінералізацією у межах 37,0–207,0 мг/дм³ і загальною твердістю 0,8–1,5 ммоль/дм³. В іонному складі переважають іони HCO_3^- і Ca^{2+} . Води – гідрокарбонатного класу групи кальцію.

Після закінчення танення снігу в горах відбувається інфільтрація вод поверхневого стоку в товщу ґрунтів. Надходження до руслової сітки інфільтраційних вод, а також підсилення ґрунтового живлення річок на спаді водопілля дещо підвищують концентрацію іонів у водах гірських річок. Величини мінералізації води в них у деяких випадках сягають 180,0–220,0 мг/дм³. Склад води при цьому залишається практично незмінним, гідрокарбонатного класу групи кальцію.

На гірських річках басейну Дунаю літня межень дуже слабо виражена. Тут протягом літнього періоду відбувається серія зливових паводків, що призводить до значного розбавлення руслових вод ґрунтовими водами, які стікають з гір. Унаслідок інфільтрації зливових вод (у тріщинуваті та пухкі породи) розбавляються підземні води, які живлять річки, що зумовлює відносно невисоку мінералізацію річкових вод у літній період. За багаторічними даними у більшості річок у межах гірських водозборів максимальні величини мінералізації коливаються в межах 120,0–200,0 мг/дм³, незначно перевищуючи мінералізацію у період водопілля. В іонному складі річкових вод, як і під час водопілля, переважають HCO_3^- і Ca^{2+} .

Більш висока мінералізація характерна для води річок Ріки, Ріпник і Студеної, до долин яких виходять джерела вуглекислих мінеральних вод. Величини мінералізації у літній період сягають 230,0–320,0, а в зимову межень – 260,0–360,0 мг/дм³. Загальна твердість коливається у межах 2,2–4,9 ммоль/дм³. Склад води – гідрокарбонатно-кальцієвий. Переважає вміст HCO_3^- і Ca^{2+} .

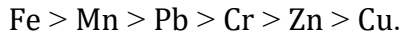
У річках гірської частини водозбору Пруту в межінь формуються води переважно гідрокарбонатно-кальцієвого складу з мінералізацією в межах 140,0–360,0 мг/дм³ і загальною твердістю 2,0–4,0 ммоль/дм³. Літньо-осіння межінь часто переривається зливами, які розбавляють і змінюють склад річкових вод.

Води річок лівобережної частини басейну Пруту значно мінералізовані. Величини мінералізації досягають 1,8 г/дм³, а загальної твердості – 10,0–12,0 ммоль/дм³.

Прямий зв'язок з атмосферою та фотосинтетичні процеси забезпечують наявність у воді *кисню*, вміст якого звичайно змінюється у вузьких межах – 5,0–15,0 мг/дм³, що відповідає 35,0–170,0 % насичення. Найнижчі показники насичення води киснем характерні для води р. Уж біля Ужгорода в теплу пору року, проте явище дефіциту кисню не спостерігалось.

Для води р. Дунай характерний високий вміст *завислих речовин* мінерального походження, що поряд із гідродинамічними умовами річки відіграє значну роль у процесі самоочищення водного середовища. Для річкових вод з високою каламутністю характерні адсорбційні процеси на зависях. Переважну роль у винесенні токсикантів відіграють дрібнодисперсні часточки глинистої

природи. Наприклад, важкі метали за їхнім вмістом у завислих формах води Дунаю розташовано в такій послідовності:



Уміст *мінерального азоту* у поверхневих водах басейну Дунаю практично стабільний і змінюється в межах від 0,93 до 1,1 мг N/дм³. Найбільші концентрації мінерального азоту, що в середньому становили 1,46 мг N/дм³, характерні для вод нижньої частини Дунаю.

Уміст амонійної форми азоту доволі високий у водах річок Закарпаття – Кам'янки, Ужа, Тиси, Латориці, що здебільшого спричинено впливом населених пунктів, розташованих нижче за течією, від яких концентрації NH₄⁺ зростали у 2–9 разів. Усього в досліджуваному басейні спостерігалось понад 40,0 % випадків перевищення вмісту у воді норм, передбачених для питного користування. Це, в основному, стосувалося вод річок Тиса (м. Чоп), Уж (м. Ужгород), Латориця (м. Свалява), де строкові концентрації амонійного азоту перевищили 3,0 мг N/дм³ і коливалися в межах 7–8 ГДК.

У водах нижньої частини Дунаю серед різних форм азоту переважала його окиснена форма – NO₃⁻, а рівень концентрацій нітритів, максимум яких спостерігався в лютому, визначався надходженням їх із верхніх ділянок річки та з поверхні водозбору.

Уміст *мінерального фосфору*, що є показником евтрофікації води, практично не змінювався за останній час, і в середньому перебував на екологічно безпечному рівні – 0,05 мг P/дм³. Найвищі концентрації мінерального фосфору спостерігалися у воді приток – р. Латориця (м. Свалява), де влітку його вміст досягнув 0,9 мг P/дм³, та Уж (м. Перечин) – 0,3 мг P/дм³.

Уміст *органічних речовин* за показником ХСК становив 19,1 мг O/дм³. Це, найвірогідніше, пов'язано із впливом стічних вод, оскільки в останній час водний стік у басейні Дунаю значно зменшився, а витрати стічних вод, навпаки, збільшилися у 2,5 рази. Максимальні значення ХСК, що відповідають категорії "дуже брудних вод", спостерігалися у воді закарпатських річок нижче від населених пунктів.

Середні концентрації фенолів і СПАР тривалий час практично не змінювалися і становили відповідно 0,004 і 0,02 мг/дм³. Максимальні значення вмісту фенолів (20,0–30,0 ГДК) було виявлено у воді річок Тиса, Латориця та Уж нижче від населених пунктів, а загалом зафіксовано близько 80,0 % випадків перевищення їхньої ГДК. Для СПАР кількість таких перевищень трохи більше за 1,0 %, а найвищі концентрації (3,0–4,0 ГДК) зафіксовано у воді річки Латориця нижче від міст Мукачеве та Свалява.

Уміст нафтопродуктів у середньому становив 0,05 мг/дм³, однак межі коливань цього інгредієнта значні – від повної відсутності до 1,0 мг/дм³. Максимальні концентрації (18,0–19,0 ГДК), що відповідали категорії "слабко забруднених вод", характерні для вод річок Тиса і Прут у межах населених пунктів.

Поведінка таких показників токсичної дії, як *важкі метали*, у водах Дунаю істотно різниться. Для міді та хрому (VI) тривалий час спостерігалась стабілізація їхнього вмісту у воді, що 2004 року становив відповідно близько 8,0 та 2,1 мкг/дм³. Максимальні концентрації цих елементів характерні для вод річок Закарпаття у створах, розташованих нижче від міст. Наприклад, уміст міді в річках Закарпаття часто сягав 30,0–40,0, а хрому (VI) – 18,0–27,0 мкг/дм³. Максимальні концентрації заліза, що становили 2,4 ГДК, виявлено у водах річок Прут (нижче від м. Яремча) і Латориця (нижче від Мукачєвого та Сваляви). Найбільшу кількість мангану виявлено у воді р. Серет (нижче від м. Сторожинець) – у середньому 227,0 мкг/дм³, або 23,0 ГДК, де його вміст у 10–20 разів перевищує концентрації мангану в інших річках басейну.

Сполуками цинку найбільш забруднені води р. Черемош і Серет, де його середньорічні концентрації перевищували 70,0 мкг/дм³, а окремі строкові дані сягали 20,0–40,0 ГДК.

Річка Прут (довжина 910,0 км, площа басейну 27,5 тис. км²) бере початок на північно-східному схилі Карпат біля підніжжя гори Говерла, протікає в південно-східному напрямку і впадає в Дунай. За її морфологічними та гідрологічними особливостями в її басейні виділяють три ділянки: верхню – гірську та передгірську (від витоків до м. Чернівці), середню (від м. Чернівці до с. Скуляни) та нижню (від с. Скуляни до гирла).

Формування стоку і хімічного складу води Пруту відбувається, головним чином, у межах верхньої його ділянки, де Прут і його притоки, особливо праві, мають режим гірських річок. Притоки середньої й нижньої ділянки Пруту – мілкі з незначними витратами, тому на живлення річки суттєвого впливу не мають. Однак у середній і нижній течії під впливом підземних вод лівобережної частини басейну вода Пруту збагачується сульфатами та натрієм.

На верхній і середній ділянках річки мінералізація води слабка і помірна, інколи – підвищена. Склад води впродовж усієї річки зазвичай гідрокарбонатно-кальцієвий. Про сезонні зміни в гідрохімічному режимі свідчать коливання мінералізації води в межах 150,0–800,0 мг/дм³. У верхній частині басейну, на замикаючому створі біля Чернівців, у період весняного водопілля мінералізація води коливається від 200,0 мг/дм³ у багатоводні роки – до 380,0 мг/дм³ – у маловодні. У складі іонів домінують HCO_3^- і Ca^{2+} . У межень величини мінералізації в багатоводні роки досягають 300,0 мг/дм³, а в маловодні – 430,0 мг/дм³. У середній частині мінералізація води збільшується, досягаючи в межень багатоводного та маловодного років 420,0 і 560,0 мг/дм³ відповідно. У нижній течії річки гідрохімічний режим певною мірою визначає вплив високомінералізованих сульфатно-натрієвих підземних вод лівобережної частини басейну: збільшення концентрації сульфатних іонів до 220 мг/дм³ та іонів натрію і калію – до 130,0 мг/дм³. Мінералізація води під час водопілля коливається від 390,0 до

560,0 мг/дм³. Під час межені величини мінералізації води змінюються в межах 445–860 мг/дм³. Переважають іони HCO_3^- і Ca^{2+} .

Упродовж усієї річки вода характеризується помірною твердістю. У період весняного водопілля та літніх паводків величини загальної твердості коливаються в межах 1,8–5,0 ммоль/дм³. У межень на верхній ділянці (до Чернівців) величини загальної твердості не перевищують 2,1–3,6 ммоль/дм³, на середній і нижній – досягають 5,9.

3.5. Район басейну Дністра

У басейні Дністра хімічний склад поверхневих вод формується за різних ґрунтово-геологічних і кліматичних умов. У гірській частині річки протікають серед піщано-глинистих порід флішу, піщаників, аргілітів, бідних на розчинні солі, підзолистих і лісних буроземних ґрунтів. Літологічний склад порід, характер ґрунтів і велика кількість атмосферних опадів обумовлюють незначну мінералізацію річкових вод.

Наявність у передгір'ї Карпат (в області Передкарпатського прогину) дуже мінералізованих підземних вод і соляних родовищ (Солотвинське родовище кам'яної солі) у деяких випадках впливає на склад річкових вод, обумовлюючи збільшення концентрації у воді хлоридів і сульфатів. Завдяки підвищеній вологості в більшості випадків мінералізація річкових вод не перевищує 300,0 мг/дм³. За складом переважаючих іонів вони належать до гідрокарбонатно-кальцієвих вод.

Інші умови впливають на формування хімічного складу води лівих приток Дністра в межах рівнинного ландшафту Західного лісостепу. У північно-західній частині її (Розточчі) на хімічний склад поверхневих вод впливають третинні відклади, багаті на карбонати та гіпс, і відклади більш давнього віку. У деяких випадках джерела сульфатних і сірководневих вод дрениуються в долини річок, у ложа ставків і водосховищ. Східна частина басейну Дністра (Зубра, Луга, Свирж, Гнила Липа, Нараївка, Золота Липа) є горбистою рівниною Волино-Подільської височини (Опілля), що утворена товщею осадових порід палеозойського, мезозойського і третинного віків. Формування хімічного складу вод тут відбувається під впливом помірного зволоження та значного поширення мергелів, вапняків і гіпсоангідритів. Хімічний склад води в річках і водоймах переважно гідрокарбонатно-кальцієвий із загальною мінералізацією близько 500,0 мг/дм³.

Значний розвиток карсту серед вапняків сприяє збагаченню підземних вод іонами кальцію та гідрокарбонатів. Чимало джерел таких вод дають початок багатьом лівим притокам Дністра. У нижній течії цих річок також

дренуються водоносні горизонти гідрокарбонатних вод підвищеної мінералізації, що сприяє збільшенню мінералізації річкових вод.

У нижній частині басейну Дністра (Реут, Ікель, Бик і Ботна) є горбистий, дуже порізаний, підвищений район (Кодри). Річки Ікель, Бик, Ботна починаються в Кодрах, а Реут – на південній лісостеповій околиці Волино-Подільського плато. Середні та нижні частини водозборів цих річок розташовані в степовій зоні. Формування хімічного складу води в нижній частині басейну Дністра, на території Молдови, відбувається під впливом недостатнього зволоження та поширення порід різного ступеня розмитості: у Кодрах – піщано-глинистих; у північно-степовій зоні – піщано-глинистих і глинистих сульфатно-натрієвого і гідрокарбонатного засолення; у південно-степовій зоні – піщано-глинистих сульфатно-хлоридного засолення. В окремих місцях на правобережжі Дністра, у нижній течії, зустрічаються потужні пласти сарматських вапняків і мергелів. Хімічний склад води у верхів'ях річок – гідрокарбонатний, а в нижній течії – гідрокарбонатно-сульфатний, сульфатно-гідрокарбонатний.

Мінералізація та головні іони. Середня мінералізація води в басейні Дністра невисока і коливалась від 286,0 до 481,0 мг/дм³, проте межі внутрішньобасейнових змін є значними – від 100,0 до 1000,0 мг/дм³ і більше. Це пов'язано з багатоманітністю підстильної поверхні в басейні Дністра, унаслідок чого сформувалися значні просторові відмінності. У гірській частині басейну річки течуть серед бідних на розчинні солі піщано-глинистих порід, що за великої кількості атмосферних опадів обумовлює малий ступінь мінералізації води (р. Бистриця, Ломниця, Свіча). Наявність у передгір'ї Карпат високомінералізованих підземних вод і соляних родовищ спричинює підвищення вмісту розчинених солей у воді правобережних приток (р. Тисьмениця). Мінералізація води лівих приток обумовлена розвитком карстових процесів у вапнякових і сульфатних породах, що сприяє збагаченню вод гідрокарбонат-іонами та кальцієм (р. Серет, Коропець, Золота Липа). У басейні Дністра за мінералізацією води можна виділити чотири групи річок. Найменш мінералізовані (сума іонів до 200,0 мг/дм³) річки Бистриця, Свіча, Лужанка. У водах річок Славська, Опор, Ворона, Стрий сума розчинених солей коливається в межах 200,0–300,0 мг/дм³. Від 300,0 до 400,0 мг/дм³ змінюється мінералізація води у Дністрі, Сереті, Коропці, Стрв'язі, Золотій і Гнилій Липі. Високою мінералізацією різняться Тисьмениця, води якої належать до солонуватого типу (середня річна сума іонів становить близько 2000,0 мг/дм³).

У басейні Дністра взагалі стік формується у зимово-весняний період (лютий-березень) унаслідок танення снігу та випадання дощів, а також у теплу пору року під час дощів зливового характеру. У гірській частині басейну Дністра протягом усього року спостерігаються паводки, тому тут розрізняють роки з переважанням весняного водопілля та роки з перева-

жанням паводків у літньо-осінній період; роки з безперервними наводками протягом року.

У гірській частині Карпат у басейні Дністра танення снігу починається найчастіше наприкінці березня і продовжується до травня. Водопілля на річках ускладнюється випаданням дощів і проходить у кілька фаз.

Води поверхнево-схилового стоку, які надходять до руслової сітки під час водопілля, мають мінімальну мінералізацію в межах 37,0–207,0 мг/дм³ і загальну твердість 0,8–1,5 ммоль/дм³. В іонному складі переважають гідрокарбонати та кальцій.

Мінералізація вод за територією збільшується у напрямку на південь. У водах *весняного водопілля*, що формуються на схилах Волино-Подільського плато, мінімальні величини мінералізації наявні в пік водопілля та коливаються в межах 170,0–300,0 мг/дм³, загальна твердість становить 1,5–3,6 ммоль/дм³. Серед іонів переважають гідрокарбонати та кальцій.

У південній степовій частині басейну Дністра, у річках Реут і Ботна, мінералізація води в цей період коливається в межах 430,0–660,0 мг/дм³, загальна твердість становить 3,4–5,6 ммоль/дм³. У складі тут переважають HCO_3^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ і Ca^{2+} . На правобережжі Дністра виділяються річки азонального лісостепового району (Кодр, Ікель, Пожарна та Бик). У період водопілля мінералізація води в них становить 420,0–545,0 мг/дм³, загальна твердість – 4,3–5,9 ммоль/дм³.

Перехідний період *від водопілля до межні* більш чітко виражений у гідрологічному та гідрохімічному режимах рівнинної частини басейну Дністра та дуже слабо – на гірських річках Карпат на водозборах зі значним розвитком карсту (у верхньо-крейдових і третинних вапняках); мінералізація води в перехідний період збільшується до 400,0–500,0 мг/дм³. Переважають іони HCO_3^- і Ca^{2+} .

У південній лісостеповій частині басейну Дністра, й особливо в степовій його частині, перехідний період від водопілля до межні дуже короткий. Оскільки тут немає стійкого снігового покриву та промерзання ґрунту є неглибоким, то інфільтраційні води, які надходять до руслової сітки на спаді паводків з перезвожених ґрунтів, значно підвищують мінералізацію руслових вод. Останні вже протягом квітня засолюються до меж, що характеризують період межні.

Літня межень у гірській частині басейну Дністра слабо виражена. Тут протягом літнього періоду відбувається серія зливових паводків, що призводять до значного розбавлення руслових вод водами ґрунтово-поверхневого стоку. Унаслідок інфільтрації зливових вод у тріщинуваті та пухкі породи розбавляються також і підземні води, що живлять річки. Це зумовлює відносно невисоку мінералізацію річкових вод у літній період – 120,0–200,0 мг/дм³, що незначно перевищує її в період водопілля. В іонному складі

річкових вод переважають HCO_3^- і Ca^{2+} . У передгірській частині басейну Дністра в нижній течії його правих приток, які пересікають Передкарпатську депресію, формуються води переважно гідрокарбонатно-кальцієвого складу. Мінералізація змінюється у межах 200,0–400,0 мг/дм³. Поряд із цим у районах дренавання високомінералізованих підземних вод зустрічаються малі річки, склад води яких часто відповідає хлоридному класу (Клодниця, Свіча тощо). У лівих притоках Дністра, які протікають серед карбонатних порід Розточчя, склад води характеризується різко вираженою перевагою HCO_3^- ; мінералізація досягає 400,0–500,0 мг/дм³. Поряд із цим у малих річках, які дренують водоносні горизонти тортону, зустрічаються води сульфатного складу з мінералізацією до 800,0 мг/дм³ (Нараївка, Гнила Липа).

У річках, які протікають південними схилами Подільського плато і пересікають Товтровий кряж, мінералізація води сягає 700,0–800,0 мг/дм³ (Смолрич, Мурафа, Марківка, Кам'янка). Загальна твердість річкових вод – 5,6–9,2 ммоль/дм³. Склад води переважно гідрокарбонатно-кальцієвий (у р. Молокша – гідрокарбонатно-магнієвий).

У річках, які впадають у Дністер південніше р. Марківка, спостерігаються підвищені концентрації сульфатів і хлоридів (SO_4^{2-} – 170,0 мг/дм³, Cl – 200,0 мг/дм³), але домінують HCO_3^- і Ca^{2+} . Лише на обмежених ділянках під впливом напірних сульфатних вод у річковій сітці та ставках формуються води вираженого сульфатного складу.

Річки південної степової правобережної частини басейну Дністра (Реут і Ботна) мають мінералізацію вод від 1,5 до 10,0 г/дм³ за загальної твердості 10,0–30,0 ммоль/дм³. Склад води в Реуті – сульфатно-натрієвий і сульфатно-гідрокарбонатно-натрієвий, а в Ботні – сульфатно-хлоридно-натрієвий і хлоридно-магнієво-натрієвий.

У Кодрах формуються води з мінералізацією 1,1–1,6 г/дм³, загальна твердість становить 7,5–16,7 ммоль/дм³. Склад води гідрокарбонатно-сульфатний.

Зимова межень найбільш чітко виражена в гірській частині басейну Дністра, де завдяки стійкому льодовому покриву руслові води ізольовані від впливу атмосферних опадів, і живлення їх відбувається цілковито за рахунок підземних вод. У цей період мінералізація річкових вод досягає 260,0–330,0 мг/дм³, а загальна твердість – 2,9–3,8 ммоль/дм³. Співвідношення іонів таке саме, що й у літню межень. У передгір'ях нижньої течії річок спостерігається більш висока мінералізація річкових вод (300,0–530,0 мг/дм³), а в лівих притоках Дністра, на схилах Подільського плато, вона досягає 500,0–600,0 мг/дм³; загальна твердість збільшується до 4,7–7,3 ммоль/дм³. Склад води в річках – гідрокарбонатно-кальцієвий, за винятком річки Молокша, води якої належать до гідрокарбонатного класу групи магнію – кальцію.

Таблиця 3.2 демонструє загальні відомості про мінералізацію та вміст головних іонів у водах річок басейну Дністра за гідрологічними сезонами.

Річка Дністер (довжина 1362,0 км, площа басейну – 72,1 тис. км²) бере початок на північних схилах Карпатських гір із джерел, які виходять на західному схилі гори Розлуч, тече в південно-західному напрямку та впадає в Чорне море через Дністровський лиман. Залежно від умов живлення, фізико-географічних і кліматичних особливостей Дністер поділяють на три ділянки: Верхній – Карпатський (від витоку до с. Нижнів), середній чи Волино-Подільський (від с. Нижнів до м. Дубоссари) і нижній (від м. Дубоссари до гирла).

Формування гідрохімічного режиму Дністра визначається її гідрологічним режимом. Величини мінералізації води та співвідношення домінуючих іонів змінюються за течією. У верхній частині басейну в період весняного водопілля мінералізація коливається від 200,0 мг/дм³ у багатоводні роки до 245,0 мг/дм³ у маловодні. Домінують іони HCO_3^- і Ca^{2+} . У межень величини мінералізації в багатоводні та маловодні роки досягають 260,0 і 460,0 мг/дм³. Переважають іони HCO_3^- і Ca^{2+} . На середній ділянці річки у формуванні стоку Дністра беруть участь майже всі ліві притоки зі схилів Волино-Подільського плато. Тут у період межені мінералізація в багатоводні роки становить 460,0 мг/дм³, у маловодні – 685 мг/дм³. Домінують іони HCO_3^- і Ca^{2+} .

У нижній течії річки в період весняного водопілля мінералізація води в багатоводні та маловодні роки змінюється незначно – у межах 220,0–230,0 мг/дм³. Переважають іони HCO_3^- і Ca^{2+} . У період літньо-осінньої й зимової межені максимальна мінералізація води становить 430,0 мг/дм³ у багатоводні роки та 630,0 мг/дм³ – у маловодні. Переважають іони HCO_3^- і Ca^{2+} .

Упродовж усієї річки вода характеризується помірною жорсткістю. У період водопілля та літніх паводків у верхній течії річки величини загальної твердості коливаються в межах 2,4–3,9 ммоль/дм³. У середній і нижній течії річки загальна твердість у паводок не перевищує 4,5, а в період межені – 6,1 ммоль/дм³.

Кисневий режим у річках басейну стабільний, коливання концентрацій кисню відповідають сезонним закономірностям. Наближення до критичної ситуації (4,0 мг/дм³) неодноразово відмічали в зимовий період у воді Тисмениці в районі м. Дрогобич.

Уміст *мінерального азоту* коливався у річках басейну у межах 0,45–2,60 мг N/дм³. Мінімальні значення спостерігались у воді Дністровського лиману, максимальні – у р. Тисмениця в районі м. Дрогобич.

Серед різних форм мінерального азоту домінують амонійні сполуки. Винятком є лише води річки Ломниця та Дністровського лиману, де в балансі мінерального азоту переважає азот нітратів.

Таблиця 3.2

Концентрації головних іонів і величин мінералізації води р. Дністер (мг/дм³)

Головна річка чи її притоки	НСО ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	Мінералізація
<i>Весняна повінь</i>							
р. Дністер, верхня частина	136,0	38,0	30,0	50,0	10,0	14,0	286,0
р. Дністер, середня частина	169,0	64,0	41,0	61,0	13,0	31,0	365,0
р. Дністер, нижня частина	204,0	110,2	54,2	71,0	26,1	40,0	481,1
Гірські притоки р. Дністер	120,1	61,1	115,3	39,5	13,2	84,2	427,2
Притоки середньої частини р. Дністер	232,8	30,3	28,1	71,9	11,8	17,7	400,5
<i>Літньо-осіння межень</i>							
р. Дністер, верхня частина	196,4	30,5	44,7	64,9	11,7	23,6	371,7
р. Дністер, середня частина	182,3	54,8	41,3	58,4	12,5	34,7	411,9
р. Дністер, нижня частина	188,42	85,83	43,86	59,08	24,72	43,2	445,1
Гірські притоки р. Дністер	146,4	32,7	48,2	46,4	11,4	30,2	315,3
Притоки середньої частини р. Дністер	256,4	23,0	28,6	77,2	11,4	17,2	413,9
<i>Літньо-осінні паводки</i>							
р. Дністер, верхня частина	179,5	17,4	28,4	54,8	9,4	15,0	304,4
р. Дністер, середня частина	184,5	53,3	40,3	57,4	11,2	31,1	404,5
р. Дністер, нижня частина	166,4	95	51	48,8	26,7	38	387,9
Гірські притоки р. Дністер	126,3	48,1	75,9	43,7	9,4	53,9	357,3
Притоки середньої частини р. Дністер	235,8	40,9	25,4	77,7	11,6	15,1	406,5
<i>Зимова межень</i>							
р. Дністер, верхня частина	215,7	42,6	51,8	71,6	11,4	34,8	427,9
р. Дністер, середня частина	199,2	52,6	43,5	67,1	12,7	23,7	420,1
р. Дністер, нижня частина	234,55	101,78	59,21	62,04	28,5	40,1	520,0
Гірські притоки р. Дністер	141,4	51,7	65,7	48,2	11,8	52,2	371,0
Притоки середньої частини р. Дністер	299,3	25,8	31,1	92,3	13,7	18,3	480,5

У басейні Дністра спостерігається забруднення вод *мінеральним фосфором*. 2004 року середній вміст мінерального фосфору ($P_{\text{мін}}$) досяг $0,11 \text{ мг Р/дм}^3$, що вдвічі перевищувало екологічно безпечний рівень. Максимальні середні значення вмісту фосфатів спостерігалися у воді р. Тисмениця ($0,46 \text{ мг Р/дм}^3$) і Серет ($0,36 \text{ мг Р/дм}^3$). У воді інших річок середній вміст $P_{\text{мін}}$ був значно менший і коливався в межах $0,01\text{--}0,14 \text{ мг Р/дм}^3$.

Уміст *органічних речовин* у поверхневих водах басейну становив у середньому $37,8 \text{ мг О/дм}^3$ (за ХСК). Загалом за період 1994–2004 р. спостерігалася стійка тенденція до збільшення ХСК. У басейні виявлено істотні відмінності рівнів забруднення води органічними речовинами. Найменш забрудненим виявилось Дністровське водосховище ($8,8 \text{ мг О/дм}^3$). Лише незначна частина води річок мала 2004 року середнє значення ХСК до $30,0 \text{ мг О/дм}^3$ (р. Свіча, Стрв'яз, Бистриця Солотвинська). Річки Ломниця, Опор, Дністер і Славська мали середнє значення ХСК у межах $30,0\text{--}40,0 \text{ мг О/дм}^3$. У більшій частині річок рівень забруднення вод органічними речовинами оцінювалося у $40,0\text{--}50,0 \text{ мг О/дм}^3$. Максимально забрудненою була вода р. Тисмениці – понад $70,0 \text{ мг О/дм}^3$.

У компонентному складі органічних речовин переважають низькомолекулярні сполуки аліфатичної природи.

Динаміка вмісту *фенолів* не мала закономірного характеру. Середній вміст їх 2004 року зріс порівняно з 2003 роком утричі й досяг $0,028 \text{ мг/дм}^3$ (близько 3 ГДК), а межі коливань становили до $0,036 \text{ мг/дм}^3$. Найбільш забрудненими фенолами є води річок Лужанка та Стрв'яз – 10 і 7 ГДК відповідно. Максимальні значення (30–36 ГДК) спостерігалися в річках Тисьмениця (м. Дрогобич) та Золота Липа (с. Бережани), що зумовлено скидом неочищених стічних вод. Ці речовини досить швидко окиснюються до низькомолекулярних кислот, а в лужному середовищі беруть участь у реакції конденсації з утворенням гумінових кислот. Прості одноатомні феноли руйнуються протягом трьох діб, а такі багатоатомні феноли, як гідрохінон і пірогалол, є стійкими до біохімічного окиснення.

Велику загрозу для поверхневих вод становлять СПАР, які спричинюють спінювання води, утруднюють осадження зависей, уповільнюють процеси мінералізації органічних речовин. У басейні значно вирізняється р. Лужанка, де встановлено найбільше забруднення води СПАР – $0,42 \text{ мг/дм}^3$. У воді інших річок їхні середні концентрації коливалися в межах до $0,07 \text{ мг/дм}^3$.

Несприятливою є ситуація щодо вмісту *нафтопродуктів*. Хоч загалом спостерігається тенденція до зменшення їхнього вмісту у воді, середній рівень забруднення 2004 року залишався на рівні попередніх років ($0,1 \text{ мг/дм}^3$). У р. Золота Липа та Серет рівень середньорічних концентрацій є найвищим і становить 5 і 4 ГДК відповідно. Найбільш забруднені ділянки річок приурочені до міських агломерацій.

Поверхневі води басейну Дністра значно забруднені *важкими металами*. 2004 року кількість перевищень ГДК для міді й цинку (за рибогосподарськими вимогами) становила 54,0 і 74,0 % відповідно. Для таких металів, як манган і хром (VI) відзначено практично повне забруднення поверхневих вод – 97,0 % перевищення ГДК. Водночас спостерігалися певні позитивні тенденції в динаміці забруднення металами. Наприклад, для заліза та хрому (VI) встановлено статистично значущу тенденцію до зменшення їхнього вмісту у воді за останнє десятиліття, що становить два та чотири рази відповідно. Уміст міді, мангану та цинку практично не змінився. Найбільш забрудненими сполуками міді є води річок Бистриця Надвірнянська, Ломниця, Коропець.

Уміст мангану коливався у широких межах: 3,0–348,0 мкг/дм³. Максимальні значення спостерігалися у воді річок Ломниця, м. Калуш (4,0–35,0 ГДК) та Опор, м. Сколе (3,0–11,0 ГДК).

Внутрішньорічні зміни концентрацій важких металів не мають закономірного характеру, що свідчить про переважне їхнє надходження за рахунок техногенного чинника.

Середній вміст цинку 2004 року в поверхневих водах басейну Дністра становив 20,5 мкг/дм³. Найбільш забрудненими цинком були води річок Ломниця та Опор, де середній вміст металу сягав близько 130,0 мкг/дм³ (13 ГДК), а його максимальні концентрації в цих річках – 16,0 і 35,0 ГДК відповідно.

3.6. Район басейну Південного Бугу

Умови формування хімічного складу річкових вод. Басейн Південного Бугу розташований переважно в області Українського кристалічного масиву, і лише нижня його течія та найбільша притока – Інгул – проходять Причорноморською низовиною. У верхній частині басейну кристалічні породи залягають близько до поверхні, місцями виходячи на поверхню у долинах річок. Кристалічний фундамент у верхній і середній частинах представлено гнейсами, гранітами та магматитами, третинні відклади – пісками харківського, київського та канівського ярусів. У межах Причорноморської низовини долини річок складені вапняками верхньотретинного віку, покриті червонобурими глинами і товщею лесових відкладів.

У тріщинах кристалічних порід і продуктах їхнього руйнування у північній частині басейну містяться підземні води гідрокарбонатного складу з мінералізацією, яка не перевищує 500,0 мг/дм³. Такою самою помірною мінералізацією та гідрокарбонатно-кальцієвим складом характеризуються води водоносних горизонтів палеогену. У південній частині басейну (південніше м. Первомайськ) підземні води, які залягають у вапняках і доломі-

тах пліоцену та дренуються ерозійною сіткою, відрізняються більш високою мінералізацією – 1,0–3,0 г/дм³. В їхньому складі збільшується вміст сульфатів і хлоридів. Вони належать до сульфатно-кальцієвих, а в самій нижній частині (Гнилий Єланець, Громоклія) – до хлоридно-натрієвих.

Ґрунти басейну Південного Бугу неоднорідні. У верхній його частині переважають чорноземи глибокі малогумусні легко- і середньосуглинисті, а також світло- і темно-сірі опідзолені чорноземи середньо- і важкосуглинисті.

Мінералізація та вміст головних іонів. Різноманітність із півночі на південь ґрунтово-геологічних, кліматичних та інших умов обумовлює відповідні зміни хімічного складу річкових вод. До Первомайська мінералізація річкових вод не перевищує 1,0 г/дм³, склад води – гідрокарбонатно-кальцієвий. У притоках Південного Бугу, нижче від Первомайська, у межений період мінералізація вод сягає 2,0 г/дм³, за складом води – гідрокарбонатно-сульфатно-магнієві чи сульфатно-хлоридні натрієві.

У басейні Південного Бугу стік формується в основному в зимово-весняний період через танення снігу та випадання дощів, а також улітку за рахунок злив. У басейні в період весняного водопілля може проходити від 50,0 до 80,0 % річного стоку.

У Південному Бузі до Сабарова (Вінниця), у річках Бужок, Іква, Рів, Соб мінералізація води *під час водопілля* коливається від 180,0 до 300,0 мг/дм³, твердість – від 2,3 до 3,2 ммоль/дм³. Переважають іони HCO_3^- і Ca^{2+} , тобто води належать до гідрокарбонатного класу групи кальцію.

У річках Савранка, Синиця, Кодима, Синюха, Гірський Тікич, Гнилий Тікич, Велика Вись та Інгул у верхній течії до м. Кропивницький під час водопілля мінералізація змінюється в межах 180,0–380,0 мг/дм³, твердість – 2,3–3,8 ммоль/дм³. Домінують іони HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} . Вода належить до гідрокарбонатного класу групи кальцію.

У притоках нижньої течії Південного Бугу – річках Мертвовода, Чичиклія та в гирловій ділянці Інгулу мінералізація води коливається у ширших межах – 220,0–400,0 мг/дм³, твердість – 2,3–4,0 ммоль/дм³. Вода належить до гідрокарбонатного (чи змішаного гідрокарбонатно-сульфатного) класу групи кальцію (чи кальцію-магнію). У річках Гнилий Єланець і Громоклія у воді переважають HCO_3^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Na^+ і K^+ . Вода належить до змішаного гідрокарбонатно-сульфатного класу.

Оскільки у верхній частині басейну Південного Бугу поширено чорноземні та сірі опідзолені ґрунти, то інфільтраційні води, які надходять до руслової сітки в період максимального зволоження на спаді водопілля, вносять відносно невелику кількість солей, переважно гідрокарбонатів кальцію та магнію. У річковій сітці вище від Сабарова (Вінниця) та у верхній течії річки Інгул у перехідний період формуються води з мінералізацією

380,0–470,0 мг/дм³ гідрокарбонатного класу групи кальцію. Переважають іони HCO_3^- , Ca^{2+} .

У південній, степовій частині басейну, де в ґрунтовому покриві переважають південні, важко- та середньосуглинисті солонцюваті чорноземи, у річках Мертвовод, Чичикля та нижній течії річки Інгул мінералізація води змінюється в ширших межах – від 400,0 до 980,0 мг/дм³, твердість – 4,0–9,7 ммоль/дм³. Води належать до гідрокарбонатного (чи гідрокарбонатно-сульфатного) класу групи кальцію. Переважають іони HCO_3^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Na^+ і K^+ . У річках Гнилий Єланець і Громокля вміст у воді HCO_3^- зменшується до 12,0–19,0 %; вода належить до гідрокарбонатного чи сульфатного класу групи кальцію чи натрію.

Річки басейну Південного Бугу в *літню та зимову межені* живляться майже винятково підземними водами. За хімічним складом тріщинні води належать до групи слабомінералізованих гідрокарбонатно-кальцієвих (мінералізація близько 500,0 мг/дм³). У деяких місцях (м. Хмельник) мінералізація цих вод досягає 2,0–3,0 г/л. У південній частині басейну на склад руслових вод впливають підземні хлоридно-натрієві води.

Відповідно до зміни хімічного складу підземних вод із півночі на південь змінюється склад руслових вод. У Південному Бузі (до Сабарова), Бужку, Ікві, Рові та Собі мінералізація води коливається від 670,0 до 800,0 мг/дм³, твердість – від 5,6 до 7,0 ммоль/дм³. Переважають іони HCO_3^- , Ca^{2+} . Вода належить до гідрокарбонатного класу групи кальцію. У річках Савранка, Синиця, Кодима, Синюха, Гірський Тікич, Гнилий Тікич, Велика Вись і верхів'ї Інгулу (до м. Кропивницький) мінералізація води змінюється в межах 650,0–1000,0 мг/дм³, твердість – 6,5–9 ммоль/дм³. Переважають іони HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} і Na^+ . Вода належить до гідрокарбонатного класу групи кальцію–магнію–натрію.

Південніше, у річках Мертвовод, Чичикля і нижній течії Інгулу (с. Новогорожене), мінералізація води досягає 1,0–2,0 г/дм³, твердість – 9,0–16,0 ммоль/дм³. Концентрація Cl^- збільшується до 100,0–240,0 мг/дм³ і SO_4^{2-} – 210,0–355,0 мг/дм³. Води належать до змішаного гідрокарбонатно-сульфатно-хлоридного класу групи натрію–кальцію–магнію. У пониззі басейну в річках Гнилий Єланець і Громокля концентрації хлоридів і сульфатів досягають 500,0–600,0 мг/дм³. Відносний вміст HCO_3^- зменшується. У складі катіонів переважають Na^+ і Mg^{2+} .

Річка Південний Буг (довжина 792,0 км, площа басейну 63,7 тис. км²) бере початок біля с. Холодець Хмельницької області на підвищеній частині Волино-Подільського плато. Тече із північного заходу на південний схід і впадає в Бузький лиман, що з'єднаний Дніпровським лиманом із Чорним морем. Річка протікає двома геоморфологічними областями: у верхній і середній частинах – Волино-Подільською та Придніпровською височинами, у нижній – Причор-

номорською низовиною. Південний Буг дуже зарегульований, що впливає на гідрохімічний і гідрологічний режими. Склад води змінюється як за течією у просторовому відношенні, так і в часовому аспекті. Приклад багаторічних коливань мінералізації річки Південний Буг – смт Олександрівка подано на рис. 3.5. Найменша мінералізація води – під час весняного водопілля. У верхній течії в період водопілля мінералізація коливається в межах 180,0–310,0 мг/дм³, залежно від водності року, твердість – 2,3–2,9 ммоль/дм³. Серед іонів домінують HCO_3^- , Ca^{2+} . У меженний період на цій ділянці мінералізація досягає 570,0 мг/дм³, твердість – до 6,0 ммоль/дм³.

У середній течії в період водопілля мінералізація води коливається в межах 260,0–450,0 мг/дм³, твердість – 2,8–3,8 ммоль/дм³. Переважають іони HCO_3^- і Ca^{2+} . У меженний період мінералізація досягає 730,0–800,0 мг/дм³, твердість – 8,4 ммоль/дм³. Переважають іони HCO_3^- , Ca^{2+} , Na^+ і K^+ .

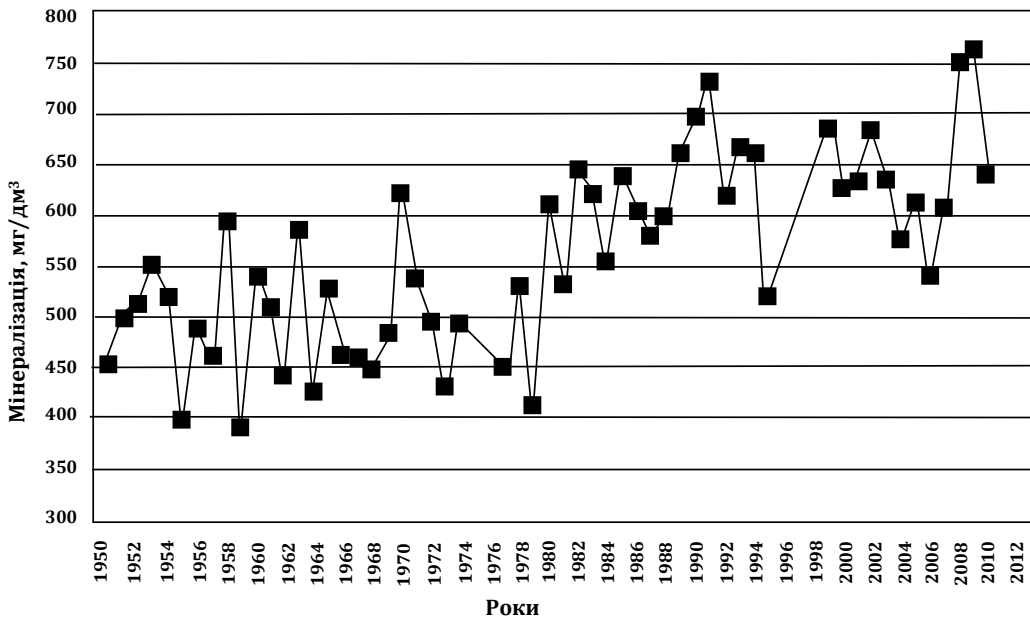


Рис. 3.5. Багаторічні зміни мінералізації води р. Південний Буг – смт Олександрівка, мг/дм³

У нижній течії в період повені мінералізація коливається від 260,0 до 620,0 мг/дм³, твердість – 2,8–6,0 ммоль/дм³. Переважають іони HCO_3^- і Ca^{2+} . Збільшення мінералізації води Південного Бугу відбувається унаслідок збільшення концентрації всіх іонів сольового складу (табл. 3.3). При цьому відносний вміст у воді від водопілля до межені та за довжиною річки HCO_3^- і Ca^{2+} зменшується. Це пояснюється надходженням до річки підземних гідро-

карбонатних вод кальцієво-магнієво-натрієвого складу із тріщинуватих порід кристалічного масиву, які залягають в основі великої частини басейну Південного Бугу. Значення рН поверхневих вод басейну Південного Бугу за останнє десятиліття коливалося у вузьких межах – 7,71–7,94. Значення рН води в річках басейну доволі різні. Наприклад, води більш мінералізованих річок є слабколужними, у середньому їхнє рН > 8 (Чорний Ташлик, Синюха, Кодима, Савранка). Це пояснюється зміщенням карбонатної рівноваги. В інших річках води нейтральні. За довжиною Південного Бугу значення рН води розподілені нерівномірно.

Таблиця 3.3

Зміна за течією середньорічної мінералізації води та вмісту головних іонів у воді р. Південний Буг (мг/дм³)

Іони	Пункт спостережень			
	Хмельницький	Вінниця	Первомайськ	Олександрівка
НСО ₃ ⁻	337,8	335,8	340,5	348,0
SO ₄ ²⁻	56,0	48,8	76,0	81,3
СІ ⁻	62,5	40,0	47,0	43,8
Ca ²⁺	80,3	85,8	81,8	83,3
Mg ²⁺	28,7	22,8	32,3	31,8
Na ⁺	28,8	21,3	34,0	38,5
K ⁺	15,0	11,5	18,8	18,0
Сума іонів	611,0	563,5	629,8	644,5

Показник рН досить підвищується на ділянці між Вінницею та Первомайськом, що корелює зі зниженням вмісту у воді СО₂, а в нижній частині на ділянці смт Олександрівна – м. Нова Одеса підвищення рН можна пояснити впливом нагінних явищ.

Для вод Південного Бугу невластивий високий вміст *мінеральних сполук азоту*, який 2004 року становив 0,9 мг N/дм³. Проте слід зазначити широкий інтервал коливання N_{мін} – від 0,1 до 10,7 мг N/дм³. Максимальні значення зафіксовано у створі нижче від м. Хмельницький.

Для досліджуваного басейну характерна десятилітня тенденція до певного зниження вмісту мінеральних форм азоту, що виявляється в основному за рахунок приток – річок Інгул, Кодима, Рів, Чорний Ташлик. У руслі основної річки вміст N_{мін} збільшується, що зумовлено впливом стічних вод великих міст, зокрема Хмельницького. У багатоводні роки (1996–1997, 1999–2001 та 2003) у воді переважає нітратна форма азоту, у маловодні – амонійна. Середній вміст іонів NH₄⁺ найвищий у воді Південного Бугу – 0,76 мгN/дм³, що становить близько 2 ГДК і відповідає категорії якості "помітно забруднених вод". Максимальний вміст амонійного азоту відзначався нижче від м. Хмельницький (до 27 ГДК).

Уміст *мінерального фосфору* у поверхневих водах басейну був найбільшим 1996 року – 0,23 мг Р/дм³, із того часу він зменшився практично вдвічі й утримується таким протягом останнього часу. 2004 року середній вміст Р_{мін} становив 0,13 мг Р/дм³. Основне забруднення річок басейну мінеральним фосфором визначається впливом річок Інгул і Південний Буг, у воді яких середні концентрації Р_{мін} відповідно дорівнюють 0,22 і 0,14 мг Р/дм³. Максимальні концентрації зафіксовано нижче від м. Хмельницький (1,7–3,4 мг Р/дм³) та Кропивницький (0,5 мг Р/дм³).

Уміст *органічних речовин*, що оцінювався за окиснюваністю води (ХСК), порівняно невисокий і за останнє десятиліття майже не змінювався. У багатководні роки в компонентному складі домінували сполуки гумусової природи, а в маловодні – аліфатичні сполуки, продукти метаболізму гідробіонтів. Найбільші середньорічні значення ХСК спостерігалися в невеликих річках Рів і Соб, де вони перевищували 30,0 мг О/дм³, що відповідає "помітно забрудненим водам". Значно забруднені органічними речовинами були також води р. Інгул і Південний Буг – у середньому відповідно 22,8 і 27,4 мг О/дм³. У цих самих річках у створах нижче від м. Кропивницький (Інгул) і нижче від м. Вінниця та Хмельник (Південний Буг) спостерігались і максимальні значення ХСК. Оцінювання тривалості забруднення р. Південний Буг органічними речовинами показали, що практично півроку його води належать до різних категорій забруднення (від "слабко забруднених" до "брудних").

Через наявність у воді органічних токсичних сполук (*феноли, СПАР, нафтопродукти*) знижується вміст розчиненого у воді кисню за рахунок його витрат на окиснення цих речовин, що відповідно призводило до погіршення якості води.

Уміст фенолів у річках басейну протягом останнього часу утримується практично на стабільному рівні. 2004 року їхні середні концентрації становили 0,0016 мг/дм³, що в 1,6 раза перевищує ГДК. Найбільш забрудненими цим компонентом є води р. Інгул (біля м. Кропивницький; 0–10 ГДК), Бужок (2–40 ГДК) і Південний Буг (біля м. Хмельник і Хмельницький; 0–5 ГДК).

Із 1999 року в басейні Південного Бугу істотно поліпшується ситуація щодо забруднення нафтопродуктами, середні концентрації яких 2004 року становили 0,016 мг/дм³ порівняно з 0,25 мг/дм³ 2003 року, перевищень ГДК не спостережено. Найвищі їхні середньорічні концентрації виявлено у р. Чорний Ташлик (0,043 мг/дм³), Мертвовод (0,032 мг/дм³), Кодима та Синюха (0,030 мг/дм³). У водах Південного Бугу основне забруднення нафтопродуктами спостерігалось у нижній частині на ділянці м. Первомайськ – м. Нова Одеса.

Середні значення СПАР протягом 1994–2004 рр. практично залишалися на рівні 0,03 мг/дм³, за винятком 1995 і 1996 рр., коли їхній вміст зріс від-

повідно вдвічі-утричі. Максимальний вміст СПАР спостерігався у воді Інгулу (біля м. Кропивницький) – 0,09 мг/дм³ (межі коливань – 0,01–0,17 мг/дм³) і Бужка, де їхній середній вміст досяг 0,05 мг/дм³ (межі коливань – 0,02–0,08 мг/дм³). Істотним був вміст СПАР у воді Південного Бугу (нижче від м. Хмельницький).

Однією з найбільших проблем Південного Бугу є забруднення його вод сполуками *важких металів*. Найбільші середньорічні концентрації (мкг/дм³): міді (29), мангану (11) та цинку (31) виявлено в Інгулі в районі м. Кропивницький. А максимальні строкові концентрації досягали (мкг/дм³): 99 – для міді, 29 – для мангану та 89 – для цинку. Характерно, що вміст цих металів у воді Інгулу був вищим, ніж в інших річках басейну в 5–10 разів. Підвищений вміст важких металів спостерігався також у воді Південного Бугу нижче від м. Хмельницький і Вінниця.

Забруднення хромом (VI) в основному виявлено в річках Рів (5 ГДК) і Південний Буг (6 ГДК).

3.7. Район басейну Дніпра

Умови формування хімічного складу річкових вод. Водні ресурси басейну Дніпра становлять близько 3/4 водних ресурсів України (довжина Дніпра – 2285 км, площа басейну – 503,5 тис. км²). Басейн у межах країни розташований в різних геоструктурних регіонах і ландшафтних зонах. Дніпро протікає західним крилом Дніпровсько-Донецької западини, пересікає Український кристалічний масив і гирловою ділянкою проходить північно-західною частиною Причорноморської западини.

Ліві притоки Дніпра протікають майже впродовж усієї Дніпровсько-Донецької западини; праві притоки – річка Прип'ять та її праві притоки – у межах Прип'ятського прогину та Волино-Подільського плато. Річки Тетерів, Ірпінь і Рось пересікають Український кристалічний масив і в нижній течії протікають південно-західним схилом Дніпровсько-Донецької западини. В області кристалічного масиву розташовано також верхів'я річки Інгулець, а його пониззя – у північній частині Причорноморської западини.

Північна частина басейну Дніпра в межах України розташована в зоні змішаних лісів (Полісся). Середня частина басейну від м. Києва до м. Запоріжжя пересікає лісостепову зону, а південна частина – від м. Запоріжжя до гирла розташована в степовій зоні. У різних частинах басейну Дніпра умови формування хімічного складу вод є різними, залежно від літологічного складу гірських порід, кліматичних умов, ступеня засолення ґрунтів.

У північній частині басейну в межах правобережного Полісся долини річок прорізають відносно малопотужні товщі водно-льодовикових відкладів, під якими залягають кристалічні породи докембрію. У багатьох місцях граніти виходять на поверхню. Залягання близько до поверхні твердих кристалічних порід і значна кількість опадів обумовлюють значну заболоченість території Центрального Полісся (Ровенська та Житомирська області), що спричиняє накопичення у водах річок і водойм органічних речовин болотного походження.

У Західному (басейни р. Тур'я, Стохід, Стир) і Східному Поліссі (басейн р. Десна) корінні породи Українського кристалічного щита залягають глибоко та покриті великою товщею осадових порід верхньокрейдової й третинної систем із включенням потужних водоносних горизонтів. Карстові води мергельно-крейдових відкладів сенонських і сенотуронських горизонтів живлять багато річок і сприяють збагаченню їх гідрокарбонатами кальцію та магнію.

Значна кількість опадів у верхній частині басейну Дніпра сприяє добрій промитості ґрунтів і відносній бідності поверхневих вод мінеральними сполуками. З іншого боку, значне поширення боліт сприяє збагаченню поверхневих вод органічними речовинами, тому у водах наявні підвищені концентрації заліза та мангану.

Для правобережних приток Прип'яті характерне зменшення мінералізації води та збільшення її колірності вниз за течією річок в міру пересікання Прип'ятської низовини.

У лісостеповій частині басейну Дніпра виділяють три основні геоморфологічні області: правобережну підвищену рівнину; лівобережну підвищену рівнину; низовинне Середнє Придніпров'я. У нижній частині Середнього Придніпров'я вздовж лівих берегів річок Сейм і Десна та лівобережних приток Дніпра – річок Трубіж, Сула, Псла, Ворскла, а також у долині річки Тясмин – на правобережжі ґрунтовий покрив представлено солонцюватими включеннями, які містять підвищену кількість розчинених солей; соди, сульфатів і хлоридів.

Ґрунтовий покрив північної частини лівобережного Подніпров'я на північ від лінії Переяслав – Прилуки засолений гідрокарбонатами, південної – сульфатами та хлоридами. Характер ґрунтів лісостепової зони басейну Дніпра впливає на гідрохімічний режим його приток. На більшій частині території в русловій сітці переважають помірно мінералізовані гідрокарбонатні води; у воді лівобережних приток Дніпра наявна підвищена кількість карбонатів і гідрокарбонатів натрію та магнію (р. Супій, Оржиця, гирлові ділянки р. Сула та Ворскла), а південніше від Ворскли – сульфатів і хлоридів (р. Орель і Самара).

Хімічний склад ґрунтових вод, які живлять річки басейну Дніпра, дуже різноманітний. У басейні річок Прип'ять і Десна річковою сіткою дренуються

підземні води гідрокарбонатно-кальцієвого складу. Таким самим складом і мінералізацією (до $1,0 \text{ г/дм}^3$) характеризуються ґрунтові води в басейнах річок Рось і Тясмин. У нижній частині басейну, між річками Сула, Псла та Ворскла, та в лівобережній частині водозбору річки Оріль наявні ґрунтові води різноманітного складу: гідрокарбонатно-кальцієві з мінералізацією до $1,0 \text{ г/дм}^3$; сульфатно-кальцієві; сульфатно-натрієві (інколи хлоридно-сульфатні) з мінералізацією $> 3,0 \text{ г/дм}^3$.

У басейнах річки Самара та її приток Вовчої й Конки в живленні річок беруть участь ґрунтові води сульфатно-кальцієвого та сульфатно-натрієвого складу, а також води хлоридно-сульфатно-натрієвого складу із загальною мінералізацією від $3,0$ до $10,0 \text{ г/дм}^3$. Нижче від м. Дніпродзержинськ, на правобережжі в басейнах річок Сула, Базавлука, Інгулець у ґрунтових водах з мінералізацією від $3,0$ до $10,0 \text{ г/дм}^3$ яскраво виражена перевага натрію сульфатів і хлоридів.

Мінералізація та головні іони. Хімічний склад вод у *період весняного водопілля* у річках басейну Дніпра неоднорідний і змінюється залежно від кліматичних умов і характеру ґрунтового покриву. У малих річках басейну Десни під час водопілля формуються води з мінералізацією від $45,0$ до $180,0 \text{ мг/дм}^3$. Домінують іони HCO_3^- , Ca^{2+} . Величини загальної твердості не перевищують $2,0\text{--}2,2 \text{ ммоль/дм}^3$.

У правобережних притоках Прип'яті, які беруть початок на схилах волинського плато (Тур'я, Стир, Горинь, Случ), у верхній і середній течії мінералізація води під час водопілля коливається в межах $130,0\text{--}320,0 \text{ мг/дм}^3$, твердість – $2,3\text{--}2,8 \text{ ммоль/дм}^3$. Переважають іони HCO_3^- , Ca^{2+} . У нижній течії цих річок (у Подільській низовині) мінералізація води і твердість зменшуються під впливом стоку із боліт.

У малих річках, які протікають Прип'ятською низовиною (Вижівка, Стохід, Ствига, Уборть, Словечна, Желінь, Уж), мінералізація річкових вод під час водопілля змінюється в межах $23,0\text{--}86,0 \text{ мг/дм}^3$, твердість – $0,5\text{--}1,0 \text{ ммоль/дм}^3$. Для річок характерна висока колірність річкових вод, що зумовлена значною концентрацією гумінових сполук. Домінують іони HCO_3^- , Ca^{2+} .

У південних районах Центрального Полісся в річках Тетерів та Ірпінь мінералізація річкових вод під час водопілля коливається в межах $108,0\text{--}153,0 \text{ мг/дм}^3$, твердість – $1,3\text{--}1,9 \text{ ммоль/дм}^3$. Домінують іони HCO_3^- , Ca^{2+} .

У середній частині лісостепової зони басейни правобережних приток Дніпра (Рось, Ольшанка, Тясмин) характеризуються більш високою мінералізацією. Наприклад, у Росі мінералізація становить $246,0\text{--}302,0 \text{ мг/дм}^3$ за високого водопілля і досягає $462,0 \text{ мг/дм}^3$ у маловодні роки. Твердість річкових вод змінюється відповідно від $2,7$ до $3,6 \text{ ммоль/дм}^3$. Вода гідрокарбонатно-кальцієва. Переважають іони HCO_3^- і Ca^{2+} . Води лівобережних

приток Дніпра – Трубежу, Недри, Удаю (правої притоки Сули) та Остра (лівої притоки Десни) належать до гідрокарбонатно-кальцієвої чи гідрокарбонатно-магнієво-натрієвих. Мінералізація води під час водопілля зменшується до 255,0–300,0 мг/дм³, твердість – до 3,0–5,0 ммоль/дм³. Домінують іони HCO_3^- , Ca^{2+} і Mg^{2+} . Таке співвідношення іонів обумовлено засоленням водозборів цих річок карбонатами магнію та натрію (наявністю содових солончаків у долинах річок).

Мінералізація вод річок Сула, Псла, Ворскла у верхній і середній течії під час водопілля коливається у межах 120,0–214,0 – у багатоводні роки та 176–380 мг/дм³ – у маловодні; твердість вод змінюється від 1,3 до 4,2 ммоль/дм³. У маловодні роки у воді Ворскли спостерігається дещо підвищений вміст $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ (до 52,0 мг/дм³).

У річці Оріль під час високого водопілля мінералізація води становить 270,0–483,0 мг/дм³, а в маловодні роки – досягає 1,2 г/дм³, твердість вод змінюється відповідно від 2,6 до 9,5 ммоль/дм³. Вода належить до гідрокарбонатно-сульфатного класу групи кальцію з підвищеним умістом натрію та калію.

У річках Самара та Конка в роки з яскраво вираженим водопіллям мінералізація води коливається в межах від 335,0 до 560,0 мг/дм³, а твердість – від 4,0 до 6,2 ммоль/дм³. Вода належить до сульфатного класу групи кальцію – натрію чи натрію–кальцію. Домінують іони SO_4^{2-} , Ca^{2+} і $\text{Na}^+ + \text{K}^+$. У маловодні роки мінералізація води цих річок збільшується до 1,5–2,0 г/дм³, а твердість – до 11,4–16,4 ммоль/дм³. Вода належить до сульфатного чи сульфатно-хлоридного класу групи натрію.

У річках Базавлук та Інгулець у багатоводні роки в період високих паводків мінералізація води коливається від 200,0 до 530,0 мг/дм³, а твердість – від 2,2 до 4,5 ммоль/дм³. Вода належить до гідрокарбонатного класу групи кальцію. Домінують іони HCO_3^- , Ca^{2+} , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, SO_4^{2-} . У маловодні роки мінералізація води в цих річках досягає 0,9–1,1 г/дм³, твердість збільшується до 8,4–9,2 ммоль/дм³.

У перехідний період від водопілля до межени мінералізація та твердість річкових вод близькі до верхньої межі характеристик, які спостерігаються за низького водопілля. У *меженний період* зростає частка підземного живлення, причому частка підземного стоку в річному стоці річок зменшується з півночі на південь. У верхів'ях річок Стир, Горинь, Случ, Десна підземне живлення становить 20,0–50,0 % річного стоку, у верхній течії р. Сейм – 30,0 %. У межах придніпровських терас (р. Остер, Трубіж, Супій, Удай) і на правобережному плато частка підземного стоку зменшується до 15,0–20,0 % річного стоку. У верхів'ях річок Тетерів, Ірпінь, Рось і Тясмин вона перевищує 15,0 % річного стоку, а в нижній течії цих річок – 5,0–10,0 %. У річках Самара, Вовча, Оріль частка підземного стоку зменшується до 5,0 %, а у верхів'ях річок Базавлук та Інгулець – до 2,0 % річного стоку;

у нижній течії цих річок підземні води до річкової сітки майже не надходять. Збільшення ґрунтового живлення у річковому стоці зумовлює збільшення їхньої мінералізації, зміну складу річкових вод, які стають близькими за складом до ґрунтових. Ці зміни ще чіткіше, ніж у водопілля, відображають ландшафтні та ґрунтові умови малих водозборів.

У період низької літньо-осінньої межені мінералізація води в середній течії річок Тур'я, Стир, Горинь досягає 340,0–533,0 мг/дм³, у Десні та її притоках (до впадіння р. Сейм) – 233,0–580,0 мг/дм³; твердість – 3,0–7,0 ммоль/дм³. Вода належить до гідрокарбонатного класу групи кальцію. Переважають HCO_3^- і Ca^{2+} .

На цьому фоні, як і під час водопілля, виділяються малі річки, що протікають Поліською низовиною серед заболочених лісових масивів – Стохід, Уборть, Льва, Уж тощо, склад води яких формується під значним впливом боліт. У низьку межень мінералізація води в них не перевищує 160,0–200,0 мг/дм³, твердість – 1,6–2,0 ммоль/дм³. У складі іонів переважає концентрація HCO_3^- Ca^{2+} . Вода належить до гідрокарбонатного класу групи кальцію.

У річках Ірпінь і Тетерів, які протікають на межі Полісся та Лісостепу, мінералізація води в літню межень досягає 400,0–476,0 мг/дм³, твердість – 4,7–6,0 ммоль/дм³. Вода належить до гідрокарбонатного класу групи кальцію. Переважають HCO_3^- і Ca^{2+} .

У басейні Середнього Дніпра в зоні Лісостепу склад вод у межень помітно змінюється в бік збільшення концентрації гідрокарбонатів магнію та натрію. Мінералізація води в річці Рось у літню межень досягає 500,0–600,0 мг/дм³, твердість – 6,8 ммоль/дм³. Переважають іони; HCO_3^- Ca^{2+} і Mg^{2+} . Води належать до гідрокарбонатного класу групи кальцію. Вони близькі за співвідношенням іонів до вод Українського кристалічного щита.

У малих річках Середнього Подніпров'я в межень ще чіткіше, ніж навесні, відчувається вплив насичених гідрокарбонатами ґрунтів. У річках Трубіж і Недра мінералізація води досягає 600,0–765,0 мг/дм³. В іонному складі переважає HCO_3^- , одночасно відносний вміст Ca^{2+} зменшується за рахунок збільшення концентрацій Mg^{2+} і Na^+ . Води належать до першого типу гідрокарбонатного класу групи магнію–кальцію, інколи до групи натрію–кальцію.

У річках Сула, Псла, Хорол і Ворскла мінералізація води збільшується до 600–750 мг/дм³, твердість – до 6,4–7,7 ммоль/дм³. Домінують HCO_3^- , Ca^{2+} ; у воді підвищений вміст Mg^{2+} і Na^+ .

Мінералізація води річки Оріль у низьку межень досягає 1,2 г/дм³, твердість – до 10,0 ммоль/дм³. Вода належить до змішаного гідрокарбона-

тио-сульфатного чи сульфатного класу групи натрію чи кальцію. Переважають іони HCO_3^- .

У басейні нижньої частини Дніпра в річках Самара, Вовча та Конка мінералізація води в межах збільшується до 2,0–3,0 г/дм³, твердість досягає 23,0 ммоль/дм³ і більше. Вода належить до сульфатного, сульфатно-хлоридного класу групи натрію. Переважають SO_4^{2-} , Cl , $\text{Na}^+ + \text{K}$.

Мінералізація води в річках Базавлука, Інгулець (у верхній і середній частинах) у межах у різні за водністю роки досягає 0,9–1,2 г/дм³, твердість – до 10,0 ммоль/дм³. Вода належить до гідрокарбонатного (нечітко вираженого) або гідрокарбонатно-сульфатно-хлоридного класу групи натрію чи натрію-кальцію. Вода належить до хлоридного класу групи натрію.

Літньо-осіння межень на території басейну Дніпра порушується випаданням дощів та утворенням паводків, що спричинює зменшення мінералізації й твердості води.

Зимова межень у басейні Дніпра триває від двох до трьох місяців у північній частині та кількох тижнів – у південній. У верхній частині басейну взимку мінералізація річкових вод звичайно дещо вища, ніж у літньо-осінній. Те саме спостерігається й у суворі зими на притоках середньої частини Дніпра, але тут зимова межень часто переривається через відлиги і танення снігу. Тоді сніговий покрив сходить майже повністю. Хімічний склад річкових вод у період зимових паводків унаслідок надходження з площі водозборів до руслової сітки поверхнево-схилових вод близький до складу талих вод.

Річка Десна – найбільша притока Дніпра (довжина 1126 км, площа басейну 88,9 тис. км²). Водозбір – неоднорідний, у верхів'ях заболочений; у середній і нижній течіях долина проходить у крейдових відкладах, дренаючи водоносні горизонти мергельно-крейдової товщі. На формування іонного стоку річки значний вплив має річка Сейм, яка дренає підземні води верхньокрейдівих відкладів.

Вплив підземних вод, багатих на карбонати кальцію та магнію, а також значне поширення багатих на карбонати суглинків обумовлюють помірну мінералізацію та виражений гідрокарбонатний склад води річки Десна. Величина мінералізації води збільшується до гирла річки.

Середньорічні значення мінералізації вод річки Десна – м. Чернігів характеризується неоднорідними коливаннями, спостерігається тенденція до збільшення мінералізації на проміжку з 1988 до 1994 р. Середнє значення мінералізації становить 380,0 мг/дм³, максимальна мінералізація спостерігалась 1994 року та становить 494 мг/дм³, мінімальне значення мінералізації 1969 року становило 309,0 мг/дм³ (рис. 3.6).

Середньорічні значення мінералізації за період весняного водопілля відрізняються також неоднорідністю, тенденція до зростання простежується з

1988 року, що зумовлено збільшенням антропогенного навантаження на басейн. Середнє значення мінералізації – 313,0 мг/дм³, максимальне – у період весняного водопілля спостерігалися 1994 року та становило 535,0 мг/дм³, мінімальна мінералізація фіксувалася в 1974 та 1988 роках – 215,0 та 211,0 мг/дм³ відповідно.

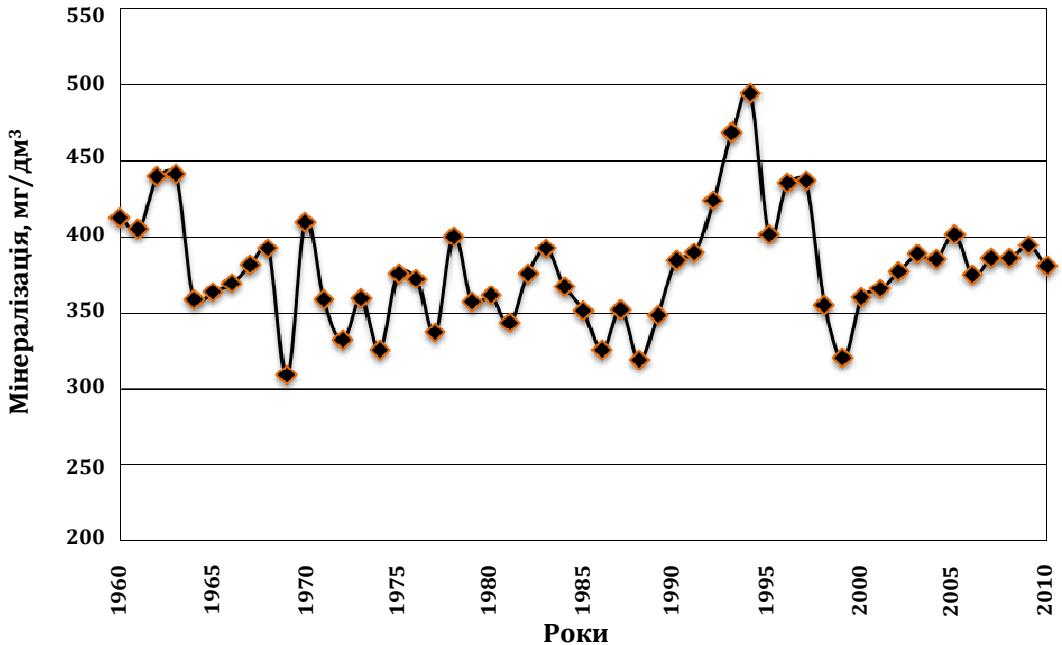


Рис. 3.6. Багаторічні зміни середньорічної мінералізації води р. Десна – м. Чернігів, мг/дм³

Середньорічні значення мінералізації в період *літньо-осінньої межени* менш схожі на попередні розподіли, оскільки тут спостерігалася більша амплітуда та частіші коливання; середнє значення – 386,0 мг/дм³, максимальне – зафіксовано 1963, 1970, 1997 років і становлять 519,0, 498,0 і 514,0 мг/дм³ відповідно; мінімальні значення становили 320,0, 318,0, 312,0 і 320,0 мг/дм³ відповідно, і були зафіксовані 1969, 1974, 1988, 1999 років. Амплітуда коливань середньорічних значень мінералізації під час *літньо-осінньої межени* на р. Десна – м. Чернігів становила 200,0 мг/дм³.

У період *зимової межени* тенденція до зростання чи спадання середньорічних значень мінералізації не простежується, оскільки значення постійно зростають і спадають, але з лінії тренду видно, що середньорічні значення у цей період обумовлені іншими чинниками, вірогідно скиданням стічних вод, забором води для поливу тощо, і зростають. Середнє значення мінералізації – 440,0 мг/дм³. Максимальні значення мінералізації зафіксовано 1962 та

1996 років і становили 566,0 і 560,0 мг/дм³ відповідно. Мінімальне значення мінералізації було зафіксовано 1999 року та становило 321,0 мг/дм³.

Високий лужний резерв деснянської води НСО₃⁻ зумовлює відносно малі амплітуди сезонних коливань рН. Найбільші значення спостерігалися в зимовий період (7,5–7,9); у період відкритого русла рН перебувають у межах 7,9–8,5.

Органічні речовини у воді Десни формуються під значним впливом вод, які стікають із заболочених водозборів. Перманганатна окисненість води в гирлі Десни коливається в різні за водністю роки від 5,0 до 12,0 мг/дм³, біхроматна – від 15,0 до 35,0 мг/дм³.

Уміст біогенних елементів у річковій воді змінюється головним чином через гідробіологічний режим річки.

Лівобережні притоки лісостепової зони (р. Сула, Псел, Ворскла). Під час *весняної повені* середнє значення величини мінералізації у воді річки Сула – 658,8 мг/дм³ (табл. 3.4), змінюється від 574,4 (м. Лубни, 0,5 км вище від міста) до 743,1 мг/дм³ (0,2 км нижче від міста). У притоці річки Удай середнє значення величини мінералізації є більшим – 729,5 мг/дм³.

У воді річки Псел середнє значення величини мінералізації під час *весняної повені* – 632,4 мг/дм³ і змінюється від 590 мг/дм³ (м. Суми, 0,5 км вище від міста) до 682,7 мг/дм³ (м. Гадяч). У воді притоки річки Хорол середнє значення величини мінералізації є більшим – 843,1 мг/дм³, змінюючись від 710,0 (м. Миргород, 0,5 км вище міста) до 976,3 мг/дм³ (м. Миргород, 4,0 км нижче від міста).

Під час *весняної повені* середнє значення величини мінералізації води річки Ворскла – 672,1 мг/дм³ і змінюється від 690,0 (с. Чернеччина, 2,0 км вище від села) до 750,3 мг/дм³ (м. Полтава, 2,3 км нижче від скиду стічних вод). У воді притоки – річці Мерла середнє значення величини мінералізації є більшим – 715,1 мг/дм³, змінюючись від 670 мг/дм³ (р. Мерла – м. Богодухів, 1,0 км вище від міста) до 739,3 мг/дм³ (р. Мерла – м. Богодухів, 1,0 км нижче від міста).

Під час *літньо-осінньої межені* середнє значення величини мінералізації води Сули – 812,0 мг/дм³ (табл. 3.4), змінюючись від 786,3 (м. Лубни, 0,5 км вище від міста) до 837,7 мг/дм³ (м. Лубни, 0,2 км нижче від міста). У воді річки Удай середнє значення величини мінералізації є більшим – 852,8 мг/дм³, змінюючись від 813,3 (м. Прилуки, 0,8 км вище від міста) до 892,2 мг/дм³ (м. Прилуки, 1,0 км нижче від міста).

У воді річки Псел середнє значення величини мінералізації під час *літньо-осінньої межені* становить 713,1 мг/дм³, змінюючись від 690,6 (м. Суми, 0,5 км вище від міста) до 731,3 мг/дм³ (м. Гадяч, 8,0 км нижче від міста). У воді притоки річки Хорол середнє значення величини мінералізації є більшим – 966,5 мг/дм³, змінюючись від 898,0 (м. Миргород, 0,5 км вище від міста) до 1035 мг/дм³ (м. Миргород, 4,0 км нижче від міста).

Таблиця 3.4

Середні, мінімальні та максимальні концентрації головних іонів і величини мінералізації води річок Лівобережного Лісо-stepу (р. Сула, Псел, Ворскла) та їхніх приток (мг/дм³)

Річка	НСО ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Сl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	Мінералізація
<i>Весняна повінь</i>							
Сула	$\frac{295,0}{253,0-338,0}$ 253-338	$\frac{81,0}{68,1-94,1}$	$\frac{91,9}{85,1-98,6}$	$\frac{69,1}{57,5-78,8}$	$\frac{23,9}{21,1-26,7}$	$\frac{97,7}{89,3-106}$	$\frac{685,0}{574,0-743,0}$
Удай	$\frac{349,0}{329-369}$	$\frac{136,0}{135-137}$	$\frac{76,0}{75,0-77,0}$	$\frac{80,5}{77,0-83,0}$	$\frac{23,1}{22,9-23,4}$	$\frac{63,4}{57,7-69,1}$	$\frac{729,0}{718,0-741,0}$
Псел	$\frac{300,0}{282,0-322,0}$	$\frac{94,2}{76,9-106}$	$\frac{75,4}{69,4-81,9}$	$\frac{77,8}{74,7-82,4}$	$\frac{19,2}{15,8-21,8}$	$\frac{62,5}{31,7-82,8}$	$\frac{732,0}{577,0-682,0}$
Хорол	$\frac{368,0}{361,0-374,0}$	$\frac{132,0}{115,0-148,0}$	$\frac{135,0}{93,0-176,0}$	$\frac{91,3}{81,4-101}$	$\frac{31,8}{24-39,7}$	$\frac{84,4}{33,4-135}$	$\frac{632,0}{577,0-682,0}$
Ворскла	$\frac{281,0}{258,0-301,0}$	$\frac{118,0}{107,0-145,0}$	$\frac{99,2}{80,9-126}$	$\frac{74,5}{66,1-94,9}$	$\frac{21,9}{16,5-22,7}$	$\frac{79,9}{55,8-96,6}$	$\frac{672,0}{618,0-750,0}$
Мерла	$\frac{320,0}{308,8-331,6}$	$\frac{114,0}{109,2-121,2}$	$\frac{96,6}{94,1-99,1}$	$\frac{66,9}{65,2-68,7}$	$\frac{24,3}{23,0-25,7}$	$\frac{92,2}{88,8-95,7}$	$\frac{715,9}{690,0-739,0}$
<i>Літньо-осіння межень</i>							
Сула	$\frac{400,0}{396,0-405,0}$	$\frac{90,6}{86,3-95,0}$	$\frac{98,9}{93,1-104,0}$	$\frac{85,9}{84,6-87,2}$	$\frac{27,9}{27,9-27,9}$	$\frac{107,0}{97,1-117,9}$	$\frac{812,0}{786,0-837,0}$
Удай	$\frac{425,0}{404,0-446,0}$	$\frac{98,2}{94,0-102}$	$\frac{92,2}{86,5-97,9}$	$\frac{90,3}{88,5-92,1}$	$\frac{33,5}{32,3-34,7}$	$\frac{113,0}{107,0-118,0}$	$\frac{852,0}{813,0-892,0}$
Псел	$\frac{340,0}{326,0-349,0}$	$\frac{97,8}{88,4-102,0}$	$\frac{80,5}{78,7-84,8}$	$\frac{90,4}{85,8-95,8}$	$\frac{22,2}{19,2-25,5}$	$\frac{81,4}{75,2-85,9}$	$\frac{713,0}{690,0-731,0}$

Річка	НСО ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	Мінералізація
Хорол	419,0 403,0-435,0	145,0 126,0-164,0	132,0 106,0-159,0	92,8 86,8-98,9	40,0 35,0-41,1	136,0 131,0-140,0	966,0 989,0-1035,0
Ворскла	364,0 357,0-382,0	108,0 99,8-118,0	88,3 80,5-94,2	91,5 85,2-105,1	21,7 20,07-24,2	100,0 73,4-110,0	774,0 753,0-795,0
Мерла	370,0 361,0-380,0	101,0 98,5-104,0	87,6 77,8-97,5	80,9 76,9-84,9	23,8 23,8-23,9	116,0 108,2-124,3	781,0 746,0-815,0
<i>Зимова межень</i>							
Сула	426,0 421,0-432,0	96,6 93,1-100,6	111,0 108,0-114,0	107,0 105,0-109,0	30,1 28,3-31,9	98,0 93,9-102,0	870,0 854,0-886,0
Удай	411,0 409,0-414,0	89,4 85,1-93,7	86,1 82,1-90,1	95,9 90,5-101	20,2 19,4-21,1	103,0 102,0-105,0	807,0 801,0-813,0
Псел	358,0 347,0-375,0	110,0 82,5-135	79,4 59,9-92,4	92,0 85,9-100,0	19,0 17,0-20,7	93,2 83,6-115,0	748,0 702,0-780,0
Хорол	468,0 437,0-499,0	166,0 147,0-184,0	151,0 128,0-174,0	122,0 115,0-128,0	43,2 37,9-48,6	101,0 93,1-108,0	1053,0 976,0-1129,0
Ворскла	364,0 353,0-378,0	112,0 104,0-119,0	81,7 63,3-96,8	100,0 95,6-105,0	27,3 19,8-42,1	79,3 56,2-99,7	766,0 724,0-822,0
Мерла	401,0 390,0-413,0	107,0 104,0-110,0	93,0 86,4-92,0	89,2 88,5-97,5	22,5 20,9-24,2	103,0 101,0-104,0	817,0 815,0-818,0

Примітка: середні значення для річок підкреслено.

За період *літньо-осінньої межені* середнє значення величини мінералізації води річки Ворскла становить 774,9 мг/дм³, коливаючись від 753,1 (м. Полтава, 2,3 км нижче від скиду стічних вод) до 795,0 мг/дм³ (с. Чернеччина, у межах села). Середнє значення величини мінералізації у воді притоки є більшим – 781,0 мг/дм³, коливаючись від 746,6 (р. Мерла – м. Богодухів, 1,0 км вище від міста) до 815,7 мг/дм³ (1,0 км нижче від міста).

У період *зимової межені* у воді річки Сула середнє значення величини мінералізації становить 870,6 мг/дм³, змінюючись від 854,7 (м. Лубни, 0,5 км вище від міста) до 886,6 мг/дм³ (0,2 км нижче від міста).

Середнє значення величини мінералізації у воді притоки річки Удай є нижчою і становить 807,5 мг/дм³, коливається від 801,2 (м. Прилуки, 0,8 км вище від міста) до 813,8 мг/дм³ (1,0 км нижче від міста).

У воді річки Псел у період зимової межені середнє значення величини мінералізації становить 748,8 мг/дм³, змінюючись від 702,3 (с. Запсілля, у межах села) до 781,0 мг/дм³ (м. Суми, 0,5 км вище від міста). Середнє значення величини мінералізації у воді річки Хорол (притоки Псла) є вищим і становить 1053,0 мг/дм³, коливаючись від 976,8 (м. Миргород, 0,5 км вище від міста) до 1129,2 мг/дм³ (4,0 км нижче від міста).

Під час зимової межені середнє значення величини мінералізації води річки Ворскла становить 766,1 мг/дм³, коливаючись від 724,7 (с. Чернеччина, 2,0 км вище села) до 822,1 мг/дм³ (м. Полтава, у межах міста). Середнє значення величини мінералізації у воді притоки становить 817,3 мг/дм³, змінюючись від 815,7 (р. Мерла – м. Богодухів, 1,0 км нижче міста) до 818,9 мг/дм³ (1,0 км вище міста).

Гідрохімічний режим, особливо головних іонів, у річкових водах обумовлений впливом низки взаємозалежних факторів, унаслідок чого фіксується часова (сезонна) мінливість вмісту гідрохімічних показників.

Річка Рось (довжина – 346,0 км, площа басейну – 12,575 тис. км²) – найбільша притока Дніпра в середній течії, яка протікає в межах Придніпровського плато. Долина річки всією протяжністю розташована в гранітах кристалічного масиву. Величина мінералізації води за багаторічний період змінюється залежно від фази водного режиму: під час весняної повені в межах 515,0–525,0, у літню межень – від 460,0 до 522,0 мг/дм³. У гирловій ділянці річки мінералізація води коливається протягом року від 292,0 до 614,0 мг/дм³ (табл. 3.5). Хімічний склад води характеризується перевагою HCO_3^- і Ca^{2+} , тобто вода належить до гідрокарбонатного класу групи кальцію.

Середньорічна концентрація гідрокарбонатних іонів – у межах від 226,0 (у 2003 р.) до 384,0 мг/дм³ (у 1999 р.). Середня концентрація цих іонів за досліджуваний період становила 313,0 мг/дм³. Залежно від фази гідрологічного режиму їхній середній багаторічний вміст змінювався від 285,0 під час літньо-осінньої межені до 368,0 мг/дм³ – під час зимової. Середньорічна концентрація сульфатних іонів змінювалася в межах від 10,0 до 60,0 мг/дм³.

Таблиця 3.5

**Концентрації головних іонів у воді р. Рось
за характерними фазами водного режиму (мг/дм³)**

Гідрологічний пост	Період	НСО ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Сума іонів
р. Рось – м. Біла Церква	Весняна повінь	330,0	33,0	29,0	68,0	25,0	28,0	6,0	517,0
	Літньо-осіння межень	285,0	30,0	32,0	57,0	26,0	26,0	6,0	460,0
	Зимова межень	336,0	36,0	33,0	72,0	25,0	27,0	7,0	554,0
р. Рось – м. Корсунь- Шевченківський	Весняна повінь	307,0	43,0	43,0	65,0	25,0	37,0	8,0	525,0
	Літньо-осіння межень	310,0	38,0	54,0	62,0	29,0	34,0	8,0	522,0
	Зимова межень	368,0	46,0	44,0	81,0	31,0	35,0	9,0	614,0

Середня концентрація сульфатних іонів – 31,0 мг/дм³. Залежно від фази гідрологічного режиму їхній середній багаторічний вміст змінювався від 30,0 під час літньо-осінньої межени до 46,0 мг/дм³ – під час зимової межени. Наявна чітка тенденція до зростання їхньої концентрації вниз за течією: вміст сульфатів за даними гідрологічного посту м. Корсунь-Шевченківський на 20,0–25,0 % вищий, ніж на гідрологічному посту м. Біла Церква. Концентрація хлоридних іонів у воді річки коливається від 15,0 до 54,0 мг/дм³, їхня середня концентрація хлоридних іонів – 38,0 мг/дм³. За фазами гідрологічного режиму концентрація хлоридів змінювалася незначно, але нерівномірно розподілялася за її поздовжнім профілем. У районі м. Біла Церква залежно від фази гідрологічного режиму середні за багаторіччя концентрації хлоридів – 29,0–33,0 мг/дм³. Аналогічні показники за даними гідрологічного посту м. Корсунь-Шевченківський змінювались у межах 42,0–54,0 мг/дм³.

Щодо катіонів варто звернути увагу на високі концентрації іонів натрію. Їхні середньорічні величини змінювались від 27,0 до 57,0 мг/дм³. Середній вміст становив 38,0 мг/дм³. За фазами гідрологічного режиму середня концентрація іонів натрію змінювалася незначно: 26,0–28,0 мг/дм³ для гідрологічного поста м. Біла Церква, 34,0–37,0 мг/дм³ – м. Корсунь-Шевченківський. Середньорічна концентрація іонів кальцію в межах м. Корсунь-Шевченківський змінювалася від 47,0 до 73,0 мг/дм³, за середньої концентрації – 61,0 мг/дм³. За фазами гідрологічного режиму середня концентрація іонів кальцію змінювалася: мінімум був характерний для періоду літньо-осінньої межени, максимум – для періоду зимової межени.

Вплив антропогенного чинника на формування стоку розчинених солей у більшості річок басейну Дніпра не перевищує 10,0 %. Істотною є роль господарської діяльності в регіонах, де розвинений гірничодобувний комплекс (р. Самара, Вовча, Інгулець), водночас у цих річках високий і природний вміст солей.

Стабільний стан основних гідрохімічних систем підтверджує також середнє значення рН води, що коливається в незначних межах. Наприклад, протягом 2001–2004 рр. середнє значення рН води змінювалось від 7,84 до 7,95. У воді Каховського водосховища та у водах річок сульфатного типу (Інгулець, Берестова, Мерла) середньорічний водневий показник перевищував 8,0, що пов'язано зі зміщенням карбонатно-кальцієвої рівноваги. На вміст іонів водню у верхніх водосховищах каскаду істотно впливає надходження гумусових речовин з басейну Прип'яті. Підвищення рН спостерігалось у воді р. Рось на всьому шляху її протікання. Якщо до 1994 р. у Росі взагалі не виявляли значень рН > 8, то протягом 1994–2004 рр. спостерігалася стійка тенденція до збільшення рН води річки (рН > 8). Подібними є й показники у воді річки Тетерів, проте тут підвищення рН в основному зумовлено впли-

вом міст. Саме у воді річки Тетерів, нижче від м. Іванків, спостерігався абсолютний максимум рН = 9,14.

Середній багаторічний вміст *розчиненого кисню* у водах басейну Дніпра становить 10,0 мг/дм³. У сезонному аспекті навесні фіксується максимум концентрації, а влітку вона спадає до мінімуму. Аналізуючи динаміку концентрації кисню за останнє десятиліття щодо басейну загалом, можна зазначити наявність статистично достовірної тенденції до незначного зменшення його вмісту у воді. Ця тенденція характерна для переважної більшості річок басейну та Київського, Кременчуцького і Кам'янського водосховищ. Однак у воді Дніпровського (Запорізького) та Каховського водосховищ, річок Прип'ять, Сула, Тетерів, Уж, Хорол, навпаки, помічено поступове збільшення вмісту кисню у воді.

У басейні Дніпра доволі часто спостерігається явище задухи, обумовлене зниженням вмісту кисню нижче від порогового рівня – 4,0 мг/дм³. Подібне може спостерігатися взимку внаслідок тривалого льодоставу або влітку через витрачання кисню на окиснення органічних речовин на фоні зменшення його розчинності з підвищенням температури води. Останнє частіше трапляється у водах з високим умістом органічних речовин унаслідок скидання стічних вод (р. Устя, м. Рівне), у неглибоких малопроточних водосховищах або на мілководних ділянках великих водосховищ (Київське водосховище – м. Страхолисса, Кременчуцьке водосховище – м. Світловодськ, Кам'янське водосховище – м. Верхньодніпровськ, Канівське водосховище – м. Київ).

Уміст у воді мінеральних форм *азоту* та *фосфору* свідчить про евтрофування водного об'єкта та його здатність до самоочищення. Зокрема, уміст мінеральних форм азоту коливався від 1,2 до 0,4–0,5 мг/дм³.

Підвищені концентрації мінеральних форм азоту звичайно спостерігаються у створах нижче від міст, що пов'язано із надходженням недостатньо очищених або неочищених стічних вод із міських каналізаційних колекторів.

Серед різних форм мінерального азоту $N_{\text{мін}}$ у поверхневих водах басейну Дніпра переважають іони амонію, проте у воді Дніпровського та Каховського водосховищ і річок Сейм і Мокра Московка домінує нітратна форма азоту.

У басейні Дніпра трапляються випадки екстремально високого забруднення (ЕВЗ) іонами N, що сягає рівня 10 гранично допустимих концентрацій. 2004 року ЕВЗ спостерігалось у воді річок Стир (нижче від м. Луцьк) та Устя (нижче від м. Рівне). Забруднення поверхневих вод іонами HCO_4^+ в основному пов'язано з антропогенним впливом. Оцінюванням антропогенної складової стоку амонійного азоту виявлено, що її абсолютна величина змінюється в широких межах, а територіальний розподіл не має закономірного характеру, оскільки склад міських стічних вод визначається не тільки якістю річкових вод, а й промисловими стічними водами, протяжністю та експлуа-

таційним станом каналізаційних мереж, кількістю населення, його харчовим раціоном, структурою використання міської території тощо.

Середньорічне значення вмісту NO_2^- у воді кожної другої річки басейну не відповідає встановленим нормативним вимогам (ГДК 0,02 мг N/дм³). ЕВЗ для N – NO_2^- відзначалося у воді річок Стир (нижче від м. Луцьк) та Устя (нижче від м. Рівне), а у воді Інгульця (нижче від м. Кривий Ріг) спостерігалися концентрації нітритного азоту, близькі до 20 ГДК, що свідчить про незадовільну ефективність очисних споруд міст.

Середній уміст мінерального фосфору у водах басейну Дніпра перебуває в межах 0,14–0,16 мг P/дм³. В Україні наразі не встановлено ГДК для мінерального фосфору, але вважається, що концентрація на рівні 0,05 мг P/дм³ є граничною для можливості запобігання порушенню екологічної рівноваги й антропогенного евтрофування водою. Цьому критерію відповідають середньорічні (2004) значення концентрацій $P_{\text{мін}}$ тільки шістьох річок – Ірша, Прип'ять, Стир, Стохід, Тур'я та Уборть. Це свідчить про загальний характер забруднення поверхневих вод басейну Дніпра сполуками фосфору.

Багатоманітність *органічних речовин*, що містяться у воді, оцінюють за непрямим показником окиснюваності, або хімічного споживання кисню (ХСК). Цей показник за 1994–2004 рр. у середньому становив 29,6 мг O/дм³, що за рівнем забруднення відповідає "слабко забрудненим водам". Характер зміни вмісту органічних речовин за зазначений період може свідчити про загальне його зниження. Проте цей процес відбувався нерівномірно. У 1994–1998 рр. ХСК значно знижувалося – від 34,0 до 25,0 мг O/дм³, а протягом 1998–2002 рр. спостерігалось збільшення окиснюваності води до 28,0–32,0 мг O/дм³. Такі зміни вмісту органічних речовин пояснюють насамперед їхнім компонентним складом. Характерною особливістю річок басейну Дніпра в лісовій і лісостеповій зонах є наявність значної кількості природних органічних речовин гумусової природи; особливо це стосується басейну річки Прип'ять. Наявність гумусових речовин (ГР) у водних екосистемах пов'язана з їхнім вимиванням із ґрунтового покриву водозборів, особливо із заболочених ґрунтів з високим умістом торфу, де вміст ГР максимальний. Проведений статистичний аналіз виявив пряму залежність між змінами водного стоку та вмістом гумусових речовин. Збільшена водність у басейні Дніпра в 1998–2001 рр. призвела до значного надходження до водної екосистеми ГР, що спричинило підвищення ХСК. 2004 року водність у басейні Дніпра знову почала підвищуватись, спричинило збільшення вмісту органічних речовин.

Для ХСК у водах басейну Дніпра характерні широкі межі коливань абсолютних величин, що 2004 року становили 3,0–80,0 мг O/дм³. Максимальне значення ХСК спостерігалось у воді Десни у створі м. Чернігів. Зна-

чення цього показника ($70,0 \text{ мг О/дм}^3$ і вище) були характерними для вод річки Тетерів (м. Житомир, м. Радомишль), Канівського водосховища в районі м. Київ, Київського водосховища, у створі м. Чорнобиль і річки Горинь. Якщо у перших двох пунктах підвищений вміст органічних речовин пов'язаний зі значним впливом міст, то у воді дніпровських водосховищ і річок басейну Прип'яті це пояснюється природними чинниками – підвищеним вмістом гумусових речовин.

За середньорічними показниками ХСК переважна більшість водних об'єктів у басейні Дніпра належить до категорії "брудних" вод різного ступеня забрудненості. Серед них 2,2 % випадків спостережень за ХСК підпадає під категорію "дуже брудні", а 14,0 % – "брудні".

Уміст *специфічних забруднювальних речовин (нафтопродуктів, СПАР, фенолів)*, що потрапляють до поверхневих вод унаслідок діяльності людини, у басейні Дніпра стабільно зменшується. Незважаючи на позитивний хід процесу, досі в басейні р. Дніпро для зазначених сполук виявляють певну кількість перевищень ГДК, що 2004 року для нафтопродуктів, СПАР і фенолів становили відповідно 2,3, 3,4 і 34,0 % випадків спостережень.

Нафтопродукти потрапляють до поверхневих вод унаслідок витoku із трубопроводів, зі стічними водами нафтопереробних заводів або змивання з поверхні водозбору. У басейні Дніпра середня концентрація нафтопродуктів зменшилася більш ніж у 10 разів – від 0,06 до $0,005 \text{ мг/дм}^3$. Найбільші концентрації нафтопродуктів на рівні 2–4 ГДК 2004 року – у воді річки Горинь (у районі м. Славути, с. Оржев) та її притоці – річці Устя (нижче від м. Рівне). СПАР, що потрапили до поверхневих вод, значно впливають на їхній хіміко-біологічний стан. Середня концентрація СПАР у басейні Дніпра істотно знизилась і 2004 року становила $0,02 \text{ мг/дм}^3$.

Максимальні разові концентрації СПАР (2 ГДК) спостерігались у воді річки Інгулець біля м. Кривий Ріг. Поодинокі випадки концентрацій СПАР на рівні 1,5–1,8 ГДК були характерні для Кам'янського (м. Верхньодніпровськ) та Кременчуцького водосховищ (м. Черкаси), річок Самара (м. Новомосковськ), Вовча (м. Васильківка), Горинь (м. Славути).

Загалом у басейні спостерігається позитивна тенденція до зменшення вмісту у воді пестицидів за останнє десятиліття, проте концентрації дихлордифенілетану (ДДЕ), що є одним із метаболітів дихлордифенілтрихлоретану (ДДТ), навпаки, збільшуються. В основному ДДЕ виявлено у воді дніпровського каскаду, а максимальні його концентрації на рівні $0,01\text{--}0,013 \text{ мкг/дм}^3$ зафіксовано в Дніпровському водосховищі в районі м. Запоріжжя та в Канівському водосховищі біля м. Київ. Слід зазначити, що ДДТ заборонено до застосування із 1970 року, однак через надзвичайну стійкість до впливу чинників зовнішнього середовища ДДТ та його метаболіти досі містяться у

різних ланках водних екосистем. Пестициди виявляють високу здатність до сорбції на завислих часточках, що сприяє їхньому виведенню із водного середовища з наступним депонуванням у донних відкладах. Дослідженнями забруднення донних відкладів дніпровських водосховищ виявлено одночасну наявність 1–7 стійких хлорорганічних пестицидів на всій протяжності дніпровського каскаду. Максимальне забруднення пестицидами виявлено в Дніпровському і Каховському водосховищах, проте знайдені концентрації не перевищували гранично допустимого рівня. Винятком було лише Дніпровське водосховище, у поверхневому шарі донних відкладів якого (нижче від м. Дніпро) вміст гептахлору був практично на рівні ГДК – $1,7\text{--}10,0\cdot 10^{-2}$ мг/кг. Вивченням вертикальної структури забруднення донних відкладів встановлено, що максимальний вміст пестицидів спостерігався у Київському і Каховському водосховищах на глибині 15,0–20,0 см. Зважаючи на швидкість мулонакопичення, можна стверджувати, що найбільше забруднення поверхневих вод пестицидами було характерним для 1994–1996 рр.

Для вод басейну р. Дніпро характерне повсюдне забруднення такими токсичними для водних екосистем елементами, як *важкі метали*. Утім варто зазначити, що за останні 10 років спостерігалася стійка тенденція до зниження вмісту важких металів у воді, середні концентрації яких за цей період зменшилися майже вдвічі. Це означає, що річки басейну Дніпра не втратили самоочисної здатності щодо важких металів. Однак ця тенденція виявляється неоднозначно. Порівняння результатів за 2004 рік з даними попереднього року свідчить про зростання середньорічних концентрацій цинку, хрому і міді, що, вірогідно, спричинено зростанням темпів виробництва.

Уміст міді в поверхневих водах басейну Дніпра коливався 2004 року в межах 0–99,0 мкг/дм³. Найбільш забруднені сполуками міді виявилися води Каховського водосховища біля м. Нікополь і Запоріжжя та р. Горинь у створі м. Славута; середні концентрації міді в зазначених водних об'єктах перевищували 10,0 мкг/дм³.

У водах р. Сула, Ворскла, Десна, Вовча, Тур'я та Кам'янського водосховища середні концентрації міді 2004 року становили 5,0–10,0 мкг/дм³, що відповідає категорії "слабко забруднених вод".

Уміст сполук мангану в поверхневих водах Дніпра доволі високий через значні кларки цього елемента в земній корі. Межа коливань його вмісту 2004 року становила 0–615 мкг/дм³. Найбільші концентрації мангану спостерігалися у воді р. Хорол нижче від м. Миргород.

3.8. Район басейну річок Причорномор'я

До району басейну річок Причорномор'я належать водотоки, розташовані між річками Дунай і Дністер, а також Дністер і Південний Буг, що впадають у Чорне море. Гідрографічна мережа району налічує 716 річок загальною довжиною 3,5 тис. км. В основному це малі річки, що майже не відіграють жодної ролі у водогосподарському балансі цієї території. Найбільшими в цьому районі є річки Когильник, Тилігул.

Формування хімічного складу вод річок у період *зимових паводків і весняного водопілля* великою мірою залежить від кількості опадів, що надходять у вигляді снігу або дощу, частоти і тривалості відлиг та інтенсивності сніготанення. За даними багаторічних спостережень мінералізація річкових вод змінюється під час паводків і весняного водопілля від 220,0 до 680,0 мг/дм³, жорсткість – від 1,8 до 6,5 мг-екв/дм³. Вода належить до гідрокарбонатного класу (рідше – сульфатного) групи кальцію другого типу – CS^{CaMgII} .

На малих річках межиріччя Дністер–Південний Буг у зимово-весняний період мінералізація води коливається в межах 189,0–740,0 мг/дм³, жорсткість – 2,0–6,5 мг-екв/дм³. Вода належить до гідрокарбонатного класу групи кальцію-натрію другого типу – CS^{CaNaII} . У маловодні роки на водозборах цих регіонів мінералізація талих вод може сягати 1,2 г/дм³, жорсткість зростає до 10,0 мг-екв/дм³.

У період *літньої й зимової межени* мінералізація коливається у межах 1,0–3,2 г/дм³, жорсткість становить 9,0–26,0 мг-екв/дм³. Вода належить до сульфатного класу групи натрію-магнію-кальцію другого типу.

У річках, що протікають на схід від річки Когильник, мінералізація вод є більш високою. Наприклад, за даними багаторічних спостережень на річках Ботна, Лунга, Киргиз-Китай мінералізація води може сягати 10,0 г/дм³, а жорсткість – 30,0 мг-екв/дм³ і більше. Вода належить до сульфатного класу, групи натрію другого або третього типу.

Мінералізація вод малих річок у межиріччі Дністер–Південний Буг (Кучурган, Малий і Великий Куяльник, Тилігул) становить 1,3–3,0 г/дм³, жорсткість – 10,0–27,0 мг-екв/дм³. Вода належить до хлоридного класу групи натрію-магнію другого або третього типу.

Концентрація *біогенних речовин* у водах малих річок і тимчасових водотоків визначається впливом різноманітних факторів, що можуть діяти в різних напрямках. Наприклад, розвиток фітопланктону та вищої водної рослинності призводить до зменшення концентрацій біогенних елементів, а мінералізація відмерлих решток – навпаки, до їхнього збільшення. Концентрація біогенних елементів у різні фази водного режиму коливається у широких межах. Приклад діапазону змін концентрацій біогенних елементів у р. Когильник у 2003–2008 рр. подано в табл. 3.6.

Таблиця 3.6

Концентрації біогенних елементів у воді р. Когильник
за 2003–2008 рр. (мг/дм³)

Іон	Пункт спостережень	
	с. Серпневе (кордон із Молдовою)	с. Новоолексіївка (пригирлова ділянка)
NO ₃ ⁻	1,5–30,0	2,0–40,0
NO ₂ ⁻	0,04–2,3	0,03–1,5
NH ₄ ⁺	0,9–1,4	0,2–1,0
PO ₄ ²⁻	0,4–7,0	0,2–1,4
Fe ³⁺	0,0–0,65	0,0–0,14

3.9. Район басейну Дону

За характером ґрунтового покриву, ландшафтними та геоморфологічними умовами на території басейну виділяють північну лісостепову частину вище від гирла Осколу, лівобережну степову (Задонецько-Донський степ), яка охоплює водозбори лівих приток Сіверського Дінця на південь від Осколу та правобережну частину між верхів'ями річок Казенний Торець і Кундрюча.

У північній лісостеповій частині басейну на схилах Середньоруської височини формування хімічного складу вод відбувається в умовах достатнього зволоження під впливом багатих карбонатами чорноземних ґрунтів і підстильних порід (карбонатних суглинистих лесів, мергелів і вапняків). Руслові води характеризуються гідрокарбонатно-кальцієвим складом і помірною мінералізацією.

У степовій частині басейну на водозборах лівих приток річки Сіверський Донець зі зменшенням коефіцієнта зволоження в напрямку з півночі на південь і південний схід збільшується ступінь засолення ґрунтів сульфатами і хлоридами. Річкові води частіше гідрокарбонатно-сульфатного та сульфатного класів із домінуючими катіонами кальцію та натрію.

У правобережній частині басейну в районі Донецького кряжу формування хімічного складу річкових вод відбувається під впливом соленосних порід. Значне розчленування місцевості сприяє дренажу водоносними горизонтами високомінералізованих вод. Річкові води тут відрізняються підвищеною мінералізацією та переважно сульфатно-хлоридним складом.

Мінералізація та головні іони. Хімічний склад води в річках і водоймах басейну річки Сіверський Донець значно змінюється за часом, залежно від переваги в їхньому балансі вод різних генетичних категорій.

У період *весняного водопілля* формування хімічного складу річкових вод залежить головним чином від інтенсивності сніготанення та висоти водо-

пілля, що, у свою чергу, обумовлюється метеорологічними чинниками. Найсуттєвіші витрати весняного водопілля на більшості річок зазвичай спостерігають у березні.

Руслові води, які формуються під час водопілля на території басейну, характеризуються значною різноманітністю за мінералізацією та співвідношенням іонів. Величини мінералізації та іонний склад вод змінюються залежно від характеру водозбору та висоти паводка. На більшій частині території мінімальна мінералізація річкових вод за найбільших витрат річок коливається в межах 120,0–300,0, а за низьких паводків сягає 370,0 мг/дм³.

Більш високою мінералізацією паводкових вод відрізняються малі річки, які стікають зі схилів Донецького кряжу, на піку водопілля мінералізація коливається від 300,0 до 1000,0 мг/дм³.

У лісостеповій частині басейну формуються руслові води гідрокарбонатного складу з яскраво вираженою перевагою іонів HCO_3^- і Ca^{2+} .

У степовій частині басейну, на південь від річки Оскіл, відносний вміст іонів HCO_3^- і Ca^{2+} зменшується. У річках Червона, Суха, Велика Кам'янка та Мала Кам'янка збільшується вміст сульфатів і хлоридів.

Крім природних чинників, на формування хімічного складу паводкових вод річок Донбасу надзвичайно великий вплив мають антропогенні чинники: скидання шахтних вод і промислових стоків з накопичувачів, розвантажування яких звичайно відбувається під час весняного водопілля. Цим можна пояснити різке збільшення концентрації сульфатів і хлоридів, що спостерігається під час максимальних витрат у період водопілля, а також значне коливання цих величин протягом багатьох років в одних і тих самих створах.

Високу мінералізацію паводкових вод можна пояснити систематичним скиданням до річок сильно мінералізованих шахтових вод річок Казенний Торець, Кривий Торець, Бахмутка та Лугань.

У правобережній частині басейну річки Сіверський Донець, на водозборах на південь від річки Берека в межень формуються води сульфатно-гідрокарбонатного, сульфатно-хлоридного та хлоридно-сульфатного складу. Рівень мінералізації досягає 2000,0–5000,0 мг/дм³, загальна твердість – 20,0–29,0 ммоль/дм³. Особливо засолені руслові води басейну річки Казенний Торець, Кривий Торець і Бахмутка. Концентрація хлоридів і сульфатів у них досягає 1000,0–2000,0 мг/дм³.

Річка Сіверський Донець (довжина 1053,0 км, площа басейну 98,9 тис. км²). Формування гідрохімічного режиму річки Сіверський Донець на різних ділянках залежить від характеру водозбору та впливу промислових стоків.

У верхів'ї біля с. Дальні Піски склад води різко виражений гідрокарбонатно-кальцієвий. Величина мінералізації в паводковий період (березень) змінюється в межах 230,0–390,0 мг/дм³ відповідно до максимальних і мінімальних

витрат річки. Домінують іони HCO_3^- і Ca^{2+} . У меженні періоди мінералізація води зростає, не змінюючи якісного складу.

За течією мінералізація річки зростає, сягаючи максимуму (1000,0–1600,0 мг/дм^3) у нижній частині. Багаторічні коливання мінералізації води річки Сіверський Донець (м. Лисичанськ) подано на рис. 3.7. У *меженний період* мінералізація зазвичай не перевищує 630,0 мг/дм^3 . Домінуючими залишаються іони HCO_3^- і Ca^{2+} . Нижче за течією річки склад води змінюється. Особливо чітко помітні ці зміни біля м. Лисичанськ, де на його формування значний вплив мають правобережні притоки річок Казенний Торець і Бахмутка, а також скидання стічних вод Рубежанського хімічного комбінату. Під час водопілля мінералізація води тут змінюється в межах 212,0–601,0 мг/дм^3 . У межень мінералізація збільшується до 626,0–997,0 мг/дм^3 .

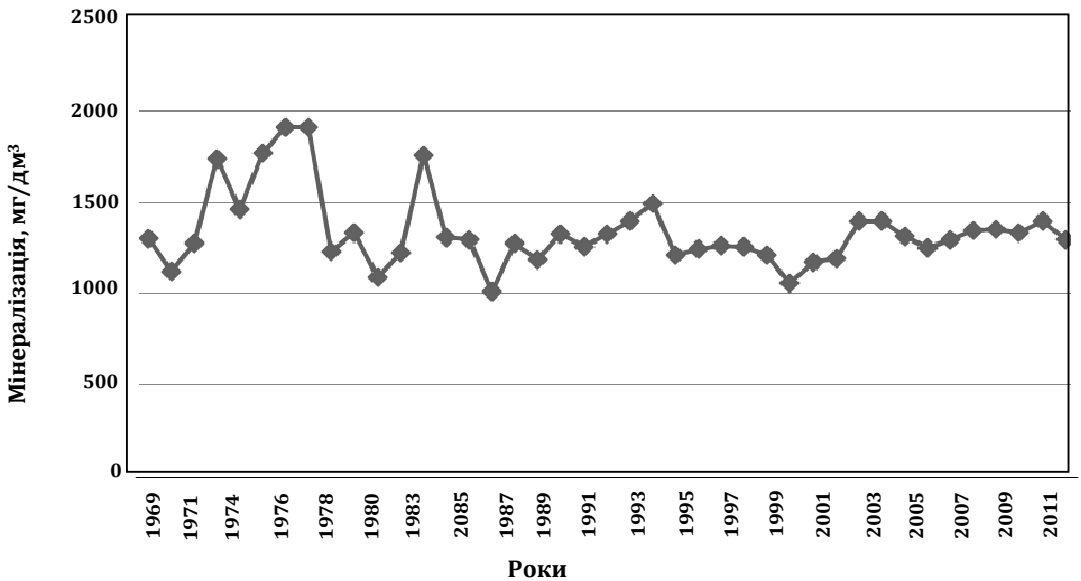


Рис. 3.7. Багаторічні зміни мінералізації води р. Сіверський Донець – м. Лисичанськ, мг/дм^3

Склад води характеризується підвищеними концентраціями сульфатів (200,0–300,0 мг/дм^3) і хлоридів (до 130,0 мг/дм^3).

Уміст біогенних та органічних речовин у воді річки Сіверський Донець також значною мірою залежить від впливу промислових стічних вод. Забруднення стічними водами приток викликає збільшення окиснюваності та концентрацій сполук азоту, заліза, фенолів тощо.

Протягом останнього періоду в басейні спостерігалася стійка статистично значуща тенденція до підвищення рН води. Якщо 1994 року цей показник становив 7,84, то 2004 – у середньому 7,96. Найвищі значення рН були у

воді високомінералізованих правобережних приток (р. Бахмут – 8,24; Кривий Торець – 8,23; Казенний Торець – 8,22).

Кисневий режим зазвичай задовільний, середня концентрація розчиненого кисню змінюється в межах 8,0–10,0 мг О/дм³. Проте траплялися непоодинокі випадки зменшення його вмісту нижче від 4,0 мг/дм³ (відповідно 33,0–40,0 % насичення). Це явище спостерігалось в літній період у річках Сіверський Донець (с. Кружилівка), Бахмут (нижче від м. Артемівськ), Лугань (нижче від м. Луганськ), Сухий Торець (нижче від смт Черкаське), Уда (нижче від м. Харків) і пов'язано зі значним витрачанням кисню на окиснення органічних речовин.

Для вод басейну Сіверського Дінця характерний високий вміст *сполук азоту*. Це пов'язано з їхнім надходженням із верхнього шару ґрунту та скидами стічних вод. У період інтенсивного індустріального розвитку (на початку 1970-х рр.) вміст у його воді мінеральних форм азоту досягав 7,0 мг N/дм³. Із початку 1990-х рр. концентрація азотовмісних речовин почала зменшуватись і досягла мінімальних значень 2000 року – 1,64 мг N/дм³. Починаючи з 2000 року, середньорічні концентрації, навпаки, дещо збільшувалися і протягом 2001–2004 рр. утримувалися на рівні 2,3 мг N/дм³. Межі коливань вмісту мінерального азоту були досить широкі й 2004 року становили 0,1–9,92 мг N/дм³. Мінімальні значення зафіксовано у водах Червонооскільського і Печенізького водосховищ, максимальні – у водах річки Уда.

Характерною особливістю басейну Сіверського Дінця є переважання у складі мінерального азоту нітрат-іонів, які надходять із засолених ґрунтів басейнів правобережних приток (Бахмут, Казенний Торець, Кривий Торець).

Річки Уда і Лопань є приймальниками комунальних вод Харкова. Уміст мінерального азоту в їхніх водах стабільно високий і 2004 року досягнув 5,4 і 3,5 мг N/дм³ відповідно. Природний стік цих річок значно менший порівняно з об'ємом стічних вод міста, що призводить до високого рівня забруднення та пригнічення природних процесів самоочищення. Негативний вплив цих річок простежується на значній ділянці Сіверського Дінця.

Аналіз даних засвідчив, що в басейні зберігається висока забрудненість поверхневих вод сполуками азоту.

Уміст *мінерального фосфору* за останнє десятиліття змінювався мало і становив 0,35 мг P/дм³. Межі коливань концентрацій фосфатів у воді річок басейну дуже широкі – від 0,005 до 3,7 мг P/дм³. Максимальні їхні концентрації зафіксовано в районі міської агломерації Харкова (р. Уда, Лопань) – відповідно 1,05 та 0,68 мг P/дм³, що характеризує їх як "дуже забруднені води".

Середньорічний вміст *органічних речовин* у поверхневих водах Сіверського Дінця досить високий і становив у середньому близько 30,0 мг О/дм³ (за ХСК). Максимальні значення спостерігалися у воді річок Уда та Лопань,

де значення ХСК практично протягом усього року відповідало категорії "брудних вод".

За останнє десятиліття значно зменшилося забруднення вод Сіверського Дінця *нафтопродуктами*. Якщо 1994 року середня концентрація нафтопродуктів у воді була $0,22 \text{ мг/дм}^3$, то 2004 (як і в попередні три роки) вона не перевищувала $0,04 \text{ мг/дм}^3$, тобто знизилась у 5,5 рази. Максимальне забруднення цими сполуками протягом десятиліття спостерігали у воді р. Біленька в межах м. Лисичанськ, де розташовано велике нафтопереробне підприємство.

Динаміка концентрацій СПАР характеризується іншою спрямованістю – їхній вміст поступово зростає, що свідчить про недостатнє очищення стічних вод. 2004 року середня концентрація цих речовин становила $0,14 \text{ мг/дм}^3$, тоді як 1994 року дорівнювала $0,8 \text{ мг/дм}^3$, а в 1998–2001 рр. – $0,2 \text{ мг/дм}^3$. Найбільш забрудненими СПАР є води р. Лугань, Борова, Біленька та Червона. Середньорічні концентрації цього інгредієнта в їхніх водах досягали 4 ГДК. Максимальні концентрації на рівні 6,0–8,0 ГДК зафіксовано у водах р. Лугань (нижче від м. Луганськ) та Борова (нижче від м. Сєверодонецьк).

Для *важких металів* характерна тенденція до зменшення їхнього вмісту у воді. Найбільш забрудненими були води річок Лопань, Казенний Торець, Кривий Торець, Сухий Торець і Біленька. Максимальні концентрації важких металів спостерігалися в районах великих промислових центрів (мг/дм^3): заліза – у річках Сіверський Донець (м. Лисичанськ – 0,02) і Лопань (м. Харків – 0,02); міді – у річках Кривий Торець (м. Дружківка; 0,02), Сухий Торець (смт Черкаськ – 0,03); мангану – у річках Лугань (м. Кіровськ; 0,6), Сухий Торець (смт Черкаське, 0,4); цинку – у річках Лопань (м. Харків; 0,34), Біленька та Сіверський Донець (м. Лисичанськ; 0,16), Бахмут (м. Артемівськ; 0,16); хрому (IV) – у річках Біленька та Сіверський Донець (м. Лисичанськ, 0,02), Кривий Торець (м. Дружківка; 0,02).

3.10. Район басейну річок Приазов'я

За характером природних умов у Приазов'ї розрізняють:

1) північно-східну частину, до якої входять верхня половина басейну річки Кальміус, верхні дві треті басейну річки Міус (із Кринкою) і верхня половина басейну річки Мокрий Яланчик;

2) південну частину, яка охоплює басейн середньої частини річки Кальміус, басейни річок Берда, Обіточна, Лозуватка, Корсак і верхніх приток річки Молочна;

3) південно-західну частину, яка охоплює басейни річок Молочна, Пришивашся та їхні лимани, а також передгірлові ділянки всіх річок Приазов'я.

У північно-східній частині басейну, що розташована на південно-східній околиці Донецького басейну, формування хімічного складу руслових вод відбувається за умов перемінного та недостатнього зволоження під впливом багатих на карбонати кальцію чорноземних ґрунтів. У напрямку на південь і південний захід на схилах, а також у заплавах річок збільшується ступінь засолення нижніх горизонтів чорноземних ґрунтів водорозчинними солями, головним чином сульфатами кальцію та натрію, менше – хлоридом натрію. Річкові води за складом тут переважно гідрокарбонатні та сульфатні з переважанням кальцію та натрію.

У південній частині на схилах Приазовської височини формування хімічного складу руслових вод відбувається в умовах недостатнього зволоження та засушливого клімату під впливом більш засолених сульфатами і хлоридами ґрунтів і порід. Річкові води тут зазвичай сульфатно-натрієві високої мінералізації.

У південно-західній частині на рівнині формування хімічного складу руслових вод відбувається в умовах засушливого клімату, де утворилися південні чорноземи, темно-каштанові та каштанові солонцюваті ґрунти в комплексі із солонцями, які значно засолені високорозчинними сульфатами та хлоридами натрію. Руслові води високомінералізовані, за складом хлоридно-сульфатно-натрієві.

Мінералізація та головні іони. Унаслідок танення снігу під час зимових відлиг, а також ранньою весною до річок і тимчасових водостоків надходять переважно слабкомінералізовані поверхнево-схилові води, які стікають замерзлим ґрунтом.

Під час *водопілля* руслові води верхів'їв річок Міус, Кальміус та Мокрий Яланчик за іонним складом належать до змішаного гідрокарбонатно-сульфатного класу групи кальцію з мінералізацією 300,0–500,0 мг/дм³ і твердістю 3,0–5,0 ммоль/дм³. Переважає вміст іонів HCO_3^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Na^+ + K^+ . У цей час на півдні через нестійке промерзання ґрунту до річок надходять також інфільтраційні ґрунтові води, які, перемішуючись з водами верхів'їв річок, підвищують мінералізацію руслових вод (500,0–1000,0 мг/дм³) і надають їм більш вираженого сульфатного характеру.

У південно-західній частині Приазов'я промерзання ґрунту є нестійким, короткочасним. Сніговий покрив часто сходить взимку через відлиги, і під час водопілля до річок надходять інфільтраційні високомінералізовані ґрунтові води. Мінералізація руслових вод у період зимово-весняних паводків у річках Лозуватка, Корсак і нижній течії Молочної коливається в межах 1000,0–1500,0 мг/дм³, твердість – 11,0–17,0 ммоль/дм³. Вода належить до сульфатного класу групи кальцію чи натрію. Річкові води, які формуються в період зимово-весняних паводків,

через їхню низьку та помірну мінералізацію часто акумулюються у водосховищах і ставках для господарського використання.

Після спаду весняного водопілля настає літня межень, яка триває із травня до жовтня. У *меженний період* річки живляться лише підземними водами, в основному безнапірними та напірними, меншою мірою – ґрунтовими. Незважаючи на різноманітний склад підземних вод, які живлять річки, стік у меженний період формується переважно за рахунок високомінералізованих вод сульфатного складу, а на півдні – сульфатно-хлоридного. У цей період виявляється найчіткіша зональність хімічного складу руслових вод.

У північно-східній частині, у верхніх течіях річок Міус, Кальміус і Мокрий Яланчик, руслові води належать до сульфатного класу групи натрію з мінералізацією 1500,0–2000,0 мг/дм³ і твердістю 11,0–20,0 ммоль/дм³. У південній частині, у середній і нижній течіях цих річок, а також річок Кальчик, Берда та Обіточна, у верхній і середній течіях річки Молочна мінералізація руслових вод коливається у межах 2000,0–4000,0 мг/дм³, твердість – 15,0–30,0 ммоль/дм³, вода належить до сульфатного класу групи кальцію-натрію.

У південно-західній частині, у річках Лозуватка та Корсак, у нижній течії річки Молочна мінералізація руслових вод досягає 6000,0 мг/дм³, а твердість – 25,0–60,0 ммоль/дм³.

Мінералізація вод річок Присивашся, що пересихають (на захід від річки Молочна), у літню межень досягає 15,0–26,0 г/дм³. За іонним складом ці води належать до сульфатно-хлоридного чи хлоридного класу групи натрію. На мінералізацію вод великий вплив має значне випаровування літом і незначне живлення підземними водами, унаслідок чого вони щорічно пересихають на тривалий період, утворюючи ланцюг плес з високомінералізованими водами сульфатного чи хлоридного складу. У період короткочасної зимової межени мінералізація та іонний склад вод річок близькі до складу вод у період літньої межени.

Для вод річок Приазов'я характерний досить високий показник рН, середнє значення якого – 8,0, що пояснюється підвищеною мінералізацією води та зміщенням карбонатно-кальцієвої рівноваги.

Кисневий режим загалом задовільний. Проте бувають окремі випадки зниження вмісту кисню до 4,0 мг О/дм³ у воді р. Кальміус (нижче від м. Донецька) через дію стічних вод.

Поверхневим водам Приазов'я властивий підвищений вміст *мінеральних сполук азоту*. 2004 року середня концентрація мінерального азоту становила 4,0 мг N/дм³ (межі коливань 13,6–0,91 мг N/дм³). За вмістом мінерального азоту в басейні наявні істотні відмінності. Найбільш забрудненими N_{мін} були води річок Кринка, Булавинка, Лозуватка. Максимальні концентрації N_{мі} найчастіше зафіксовано у воді річок Кальміус (нижче від

м. Донецьк) і Кринка (нижче від с. Новоселівка), що свідчить про антропогенний характер забруднення.

За період 1994–2004 рр. вміст мінеральних форм азоту в річках поступово збільшувався. Якщо на початку десятиліття вміст $N_{\text{мін}}$ у середньому становив $2,0 \text{ мг N/дм}^3$, то наприкінці – удвічі більше.

У складі мінеральних форм азоту домінувала його окиснена форма. Лише у воді р. Молочна частка нітрат-іонів була близькою до 40,0 %. Вивчення умов формування стоку сполук азоту в досліджуваному басейні показало, що нітрат-іони надходять до поверхневих вод переважно із ґрунтів.

Доволі високим у річках Приазов'я є також вміст амонійного азоту, середні концентрації якого досягають $4,0 \text{ мг/дм}^3$. У 58,0 % випадків вони перевищують граничні нормативні вимоги для вод питного використання і майже у 20,0 % – ступінь перевищення ГДК – $2,0 \text{ мг/дм}^3$. Найбільш забрудненими амонійним азотом є води річок Молочна (нижче від м. Мелітополь), Кальчик (нижче від м. Маріуполь), Булавінка (нижче від м. Єнакієве).

Для *мінерального фосфору* зафіксовано стійку тенденцію до зменшення його вмісту у воді річок цього регіону. Якщо 1994 року середня концентрація $P_{\text{мін}}$ становила $0,22 \text{ мг P/дм}^3$, то 2004 – уже $0,14 \text{ мг P/дм}^3$. Найвищі концентрації мінерального фосфору спостерігалися у воді р. Кальміус, Булавінка, Кринка.

Уміст розчинених *органічних речовин* у воді річок регіону досить істотний і 2004 року становив (за ХСК) 32 мг O/дм^3 , що за якістю відповідає категорії "помітно забруднених вод". Проте значних коливань ХСК за останній час не спостерігалось. Найбільш забрудненими розчиненими органічними речовинами були води річки Молочна (середній вміст $52,8 \text{ мг O/дм}^3$), а мінімальні концентрації відзначено у річці Вільхівка. За складом вони здебільшого представлені низько- і середньомолекулярними аліфатичними сполуками нециклічної будови. Концентрації легкоокиснюваних речовин (за БСК₅) зазвичай невисокі, 2004 року середні значення становили $2,9 \text{ мг O}_2/\text{дм}^3$.

Уміст органічних речовин техногенного походження (*фенолів, нафтопродуктів, СПАР*) за останні роки стійко зменшувався. Зміна концентрацій нафтопродуктів у воді річок регіону має стрибкоподібний характер. Із 1995 року спостерігалися піки тимчасового підвищення концентрації нафтопродуктів, абсолютна величина яких у той самий час дедалі зменшувалась. Останній такий пік було зафіксовано 2002 року. Середня концентрація нафтопродуктів 2004 року становила $0,55 \text{ мг/дм}^3$. Найбільш забрудненими цим інгредієнтом були води річок Булавінка, Кринка, Обитічна. Максимальні концентрації нафтопродуктів (6–7 ГДК) спостерігалися 2004 року у водах р. Кальміус (нижче від м. Донецьк) і Булавінка (нижче від м. Єнакієве).

Динаміка СПАР у поверхневих водах басейну не мала закономірного характеру. Проте в найзагальнішому вигляді можна зазначити зменшення їхнього вмісту у воді приблизно вдвічі протягом десятиліття. 2004 року середня концентрація СПАР становила $0,008 \text{ мг/дм}^3$. Найбільш забрудненими за середньорічними даними були води річки Молочна – $0,022 \text{ мг/дм}^3$ (2,2 ГДК), Кринка – $0,013$ (1,3 ГДК) і Міус – $0,010 \text{ мг/дм}^3$ (1,0 ГДК). У воді річок Молочна нижче від міст Мелітополь і Токмак відзначено разові підвищення концентрацій до 3,0–4,0 ГДК.

Наявність у воді *важких металів* обумовлена в основному розвитком промисловості та надходженням стічних вод. Для досліджуваних металів простежувалась тенденція до зменшення їхнього вмісту у воді річок регіону протягом 1994–2004 рр.

Концентрація міді 2004 року практично досягла фонового рівня $1,0\text{--}2,0 \text{ мкг/дм}^3$. Найбільш забрудненими міддю були води річок Булавинка і Кальміус, де середня концентрація металу становила $3,0 \text{ мкг/дм}^3$ (3,0 ГДК). У воді річки Молочна (нижче від м. Токмак) і Кальміус (нижче від м. Донецьк) спостерігалися випадки разового підвищення концентрацій до 10,0 ГДК.

Залізом найбільш забруднені річки Булавинка ($0,43 \text{ мг/дм}^3$), Молочна ($0,23 \text{ мкг/дм}^3$) і Кальміус ($0,22 \text{ мкг/дм}^3$).

Динаміка вмісту мангану має стрибкоподібний характер, однак середній його вміст 2004 року практично не відрізнявся від такого самого 1994 року. У воді річок Кальчик, Кальміус і Булавинка зафіксовано найвищі середньорічні концентрації мангану – $80,0\text{--}120,0 \text{ мкг/дм}^3$.

Найвищі середньорічні концентрації цинку зафіксовано в річках Булавинка ($91,0 \text{ мкг/дм}^3$) і Кальміус ($61,0 \text{ мкг/дм}^3$).

Середньорічний вміст хрому (VI) у річках басейну становив $4,0 \text{ мкг/дм}^3$.

3.11. Район басейну річок Криму

Умови формування хімічного складу річкових вод. Формування хімічного складу вод різних генетичних категорій на території Криму відбувається за різних ґрунтових і кліматичних умов гірських, передгірних і степових районів.

Основну роль у водному балансі річок відіграють води поверхнево-схилового та ґрунтового стоку. У живленні гірських річок Криму поверхневий стік становить $70,0\text{--}75,0 \%$.

Поверхнево-схилі води в Криму утворюються головним чином у період зимових відлиг і раннього весняного паводка. Стікаючи із крутих схилів мерзлим ґрунтом, води не встигають збагатитися розчинними речовинами.

Води ґрунтового стоку, які утворюються в період *весняних паводків*, після розмерзання ґрунтового покриву і в період літніх дощів мають більш високу мінералізацію. Із гірських схилів до річки надходить валика кількість теригенного матеріалу, збільшується кількість завислих часток у воді.

В іонно-сольовому складі помітно збільшується вміст сульфатів, клас вод змінюється з гідрокарбонатного на гідрокарбонатно-сульфатний.

У степових районах Криму, які належать до зони недостатнього зволоження з дуже засоленими ґрунтами, мінералізація ґрунтових вод у період весняно-літніх паводків змінюється в межах 455,0–2000,0 мг/дм³; домінують іони хлору та натрію.

Значному засоленню поверхневих вод у степових районах Криму сприяють кліматичні умови: високі літні температури та велике випаровування із поверхні суші та акваторії водойм; останнє зумовлює різке збільшення мінералізації води в замкнених водоймах.

У гірських районах у живленні річок беруть участь води закарстованої товщі юрських вапняків, які утворюють потужні джерела, що дають початок найбільшим річкам Криму. Характеризуються вони помірною мінералізацією – 450,0–750,0 мг/дм³; в іонному складі домінують гідрокарбонати та кальцій.

Мінералізація та головні іони. Кількість атмосферних опадів і розподіл їх протягом року, а також особливості температурного режиму зумовлюють паводковий характер гідрологічного режиму річок і достатнє промивання ґрунтів гірської частини водозборів від легкорозчинних солей. Мінералізація руслових вод у гірській частині в *зимово-весняний період* і під час злив становить (мг/дм³): 200,0–300,0 – на південних і західних схилах, 250,0–350,0 – на північних і 250,0–500,0 – на північно-східних схилах гір. Вода належить до гідрокарбонатного класу групи кальцію.

У *меженний період* (червень-жовтень) мінералізація руслових вод гірської частини річок становить (мг/дм³): 450,0–550,0 – на західних схилах гір, 450,0–650,0 – на північних, 450,0–850,0 – на південних, 550,0–750,0 – на північно-східних. Води гідрокарбонатного класу групи кальцію.

Мінералізація руслових вод у *зимовий період* (грудень-березень) становить (мг/дм³): 200,0–300,0 – нижче від західних схилів і 350,0–700,0 – нижче від північних і східних схилів. Вода належить до гідрокарбонатного та гідрокарбонатно-сульфатного класу групи кальцію.

У *літньо-осінній період* мінералізація руслових вод значно збільшується і досягає (мг/дм³): 750,0–1000,0 – нижче від західних схилів, 1000,0–1750,0 – нижче від північних і 1000,0–4000,0 – нижче від східних схилів гір. Вода належить до гідрокарбонатно-сульфатного та сульфатно-гідрокарбонатного класу, групи кальцію–магнію, сульфатного класу групи кальцію–магнію, хлоридно-сульфатного чи хлоридного класу групи натрію.

Якщо у *паводковий період*, головним чином у січні-лютому та під час злив, мінералізація води талих і дощових вод у балках і ставках Степового Криму становить (мг/дм³): 160,0–700,0, то в період висихання (березень-листопад) сягає 7500,0–28000,0 і стає хлоридно-сульфатною чи хлоридною.

При вивченні хімічного складу річкових вод Криму варто враховувати, що на більшості річок і тимчасових водотоків збудовано водосховища чи ставки, що регулюють стік. Якщо водотоки перекрито греблями, то у водосховищах (Чорноріченське, Сімферопольське, Старокримське тощо) акумулюються головним чином маломінералізовані паводкові води, і лише попуски води з них утворюють нижче гребель змішані води паводкового та меженого стоків.

Взагалі для річок Криму (за винятком Чорної) спостерігається обернена залежність ступеня мінералізації води від її витрат.

Для водних об'єктів Криму простежується стійка тенденція до істотного зниження вмісту *мінерального азоту* від 4,19 до 0,74 мг N/дм³. Причому у воді річок вміст азоту мінерального (N_{мін}) зазвичай дещо вищий, ніж у воді водосховищ. Найбільше забруднення мінеральними формами азоту характерне для річок Салгир, Малий Салгир і Бельбек, де середні концентрації N_{мін} 2004 року становили 1,40, 1,19 та 1,16 мг N/дм³ відповідно. Максимальні його концентрації виявлено у воді річки Салгир. Серед різних форм азоту в усіх водних об'єктах переважає нітратна.

Уміст *мінерального фосфору* істотно не змінюється, а середні концентрації, що перевищують екологічно прийнятну норму (0,05 мг P/дм³), зафіксовано у воді Північнокримського каналу, річок Ускут і Салгир (відповідно 0,11; 0,06 та 0,05 мг P/дм³). Максимальні концентрації в окремих випадках сягали рівня 0,15–0,19 мг P/дм³ (Північнокримський канал). Разом більш як у 20,0 % випадків спостережень концентрації перевищували 0,05 мг P/дм³, що відповідає різному ступеню забруднення вод.

Уміст розчинених *органічних речовин* за період 1990–2010 рр. не змінювався та 2004 року в середньому дорівнював 11,5 мг O/дм³ (за ХСК), а межі коливання були 32,5 (Північнокримський канал) – 5,3 мг O/дм³ (Аянське водосховище). Найбільші середньорічні значення вмісту розчинених органічних речовин зафіксовано в Північнокримському каналі, річках Таракташ і Салгир – відповідно 18,1; 13,5 та 13,2 мг O/дм³.

Для поверхневих вод Криму встановлено істотне підвищення вмісту нафтопродуктів, які потрапляють до водних об'єктів регіону переважно внаслідок змивання з території населених пунктів. Середній уміст нафтопродуктів у поверхневих водах Криму 2004 року становив близько 0,045 мг/дм³. Високі концентрації цих речовин спостерігались у воді річок Альма, Салгир, Дерекойка, Малий Салгир у створах нижче від населених пунктів.

Феноли в поверхневих водах Криму практично відсутні. Уміст СПАР у 2003–2004 рр. почав зростати, 2004 року їхня середня концентрація досягла $0,006 \text{ мг/дм}^3$, а максимальна, що спостерігалася у річках Салгир і Біюк-Карасу, у 10 разів перевищила середні показники. Найбільші середньорічні значення СПАР характерні для річок Салгир ($0,015 \text{ мг/дм}^3$, або 1,5 ГДК), Малий Салгир ($0,007 \text{ мг/дм}^3$), Біюк-Карасу ($0,007 \text{ мг/дм}^3$) і Північнокримського каналу ($0,010 \text{ мг/дм}^3$, або 1 ГДК).

Концентрації *важких металів* у водах річок Криму є найнижчими серед усіх поверхневих вод України, що зумовлено відносно низьким рівнем промислового розвитку регіону. Проте насторожує той факт, що концентрації міді, мангану та цинку протягом 1994–2004 рр. збільшувалися, і тільки вміст заліза залишався стабільним. Найбільший вміст міді та хрому (VI) спостерігався у річці Малий Салгир – відповідно $5,0$ і $3,0 \text{ мкг/дм}^3$, а мангану та цинку – у Північнокримському каналі – відповідно $12,0$ і $74,0 \text{ мкг/дм}^3$.

Контрольні запитання

1. Що зумовлює наявність гідрохімічної зональності у річкових водах України?
2. В яких межах змінюється мінералізація річкових вод на території України?
3. Чому річкові води гірських країн мають переважно низьку мінералізацію?
4. Чим обумовлена висока мінералізація води в річках степової зони?
5. Що викликає порушення кисневого режиму (зниження концентрацій розчиненого кисню) у рівнинних річках України?
6. Чим небезпечні високі концентрації біогенних речовин (мінеральні сполуки азоту та фосфору) у річкових водах?
7. Для вод яких річкових басейнів характерні високі концентрації органічних речовин?
8. Назвіть характерні концентрації важких металів у річках.

4. ГИРЛОВІ ДІЛЯНКИ РІЧОК

Гирлова область – це особливий географічний об'єкт, що охоплює район впадіння річки у водойму та має специфічний природний комплекс, структура та формування якого регулюються гирловими процесами: взаємодією та змішуванням вод річки і водойми (моря, озера), відкладанням і перевідкладанням річкових і частково морських наносів.

Гирлову область річки поділяють на дві частини: *гирлову ділянку* (із дельтою, якщо вона є), де переважає річковий гідрологічний режим, але активно впливає море; і *гирлове узмор'я*, де переважає морський гідрологічний режим, але активно впливає річка. Гирлову ділянку річки та гирлове узмор'я розділяє морський край дельти, а якщо дельти немає – вершина лиману.

Район Північно-західного Причорномор'я є типовим прикладом системи ріка–лиман–море (рис. 4.1). Він охоплює найбільші річки Чорноморського басейну (Дунай, Дніпро, Дністер і Південний Буг), найбільші відкриті лимани Причорномор'я (Дніпровський, Дністровський і Бузький), а також значну частину найбільш опріснених вод північного заходу Чорного моря. У табл. 4.1 і 4.2 подано характеристику цих водойм.



Рис. 4.1. Система ріка–лиман–море в межах Північно-західного Причорномор'я

Таблиця 4.1

Характеристика річок Північно-західного Причорномор'я

Річка	Довжина (км)	Площа водозбору (тис. км ²)	Середньорічна витрата (м ³ /с)	Середній стік (км ³)
Дунай	2857,0	817,0	6430,0	203,0
Дніпро	2200,0	503,0	1650,0	52,0
Дністер	1362,0	72,0	320,0	10,0
Південний Буг	806,0	63,7	108,0	3,4

Таблиця 4.2

Характеристика відкритих лиманів
Північно-західного Причорномор'я
і північно-західної частини Чорного моря

Водний об'єкт	Довжина	Ширина	Глибина	Площа	Об'єм
	(км)		(м)	(км ²)	(км ³)
Дніпровський лиман	62,0	4,0–18,0	4,0–8,0	710,0(982,0*)	2,5(4,15*)
Дністровський лиман	42,0	4,0–12,0	2,0–2,5	360,0	1,0
Бузький лиман	100,0	0,5–5,0	2,0–9,0	85,0	0,3
Північно-західна части- на Чорного моря			до 50,0	27000,0	800,0

* Після створення каскаду ГЕС на Дніпрі.

4.1. Гирлова ділянка Дунаю

Загальна характеристика. Характерною особливістю внутрішньорічкового розподілу стоку нижнього Дунаю є відносно мала його мінливість у різні сезони та роки, що свідчить про високий ступінь зарегульованості річки. Наприклад, у березні-липні в середньому щомісячно протікає 9,0–12,0 % річного стоку, у серпні-лютому – 6,0–8,0, під час весняного водопілля – близько 80,0–85,0. Середньорічна витрата Дунаю в гирлі становить 6430,0 м³/с, що відповідає стоку 203,0 км³. Максимальні витрати за більш як 100 років не перевищували 20000,0 м³/с, мінімальні – 1100,0–1400,0.

У пониззі Дунаю спостерігаються згінно-нагінні зміни рівнів, зумовлені дією вітрів відповідних напрямків, сили і тривалості (особливо на ділянці до м. Вилкове).

Дунай несе велику кількість завислих речовин. Твердий стік у середньому досягає 75,5 млн т за рік, а бували роки, коли він сягав максимальних величин – 178,0 млн т на рік. Більша частина цього стоку виноситься через Кілійський рукав (близько 58,8 млн т/рік). Середня річна мутність дунайської води становить близько 320,0 г/м³, що більш ніж у 20 разів перевищує середню мутність дніпровської води (1,5 г/м³).

Унаслідок м'якої зими тривалість льодових явищ у пониззі Дунаю невелика – 37–44 дні (із першої декади січня – до першої декади березня). Льодостав утворюється лише під час суворих зим. Дунай протікає територіями ФРН, Австрії, Чехії, Словаччини, Угорщини, Сербії, Хорватії, Болгарії, Румунії, України. Українська ділянка розташована між гирлом останньої притоки Дунаю (р. Прут) та Чорним морем. Лівий берег Дунаю є державним кордоном між Україною та Румунією.

Ця ділянка річки за протяжністю (130,0 км) доволі велика і становить 20-ту частину всієї її довжини; за гідрологічними та гідрохімічними характеристиками – різноманітна. У цій самій нижній безпритоковій ділянці річки підсумовується весь гідрологічний (водний і твердий) і гідрохімічний стік річки, який вноситься до Чорного моря.

Характерною особливістю цієї ділянки є також розгалужена дельта Дунаю, площа якої становить 2500,0 км³. За формою вона нагадує рівнобічний трикутник, висота та основа якого – близько 80,0 км. Поверхня є величезною болотистою низовиною. Майже всю територію дельти займають плавні, порізані в усіх напрямках мережею численних проток та озер.

Дельта Дунаю починається дещо вище від м. Ізмаїл біля Ізмаїльського Чаталу, де річка поділяється на два рукави: лівий – Кілійський і правий – Тульчинський. За кілька кілометрів Тульчинський рукав знову поділяється на два рукави: лівий – Сулинський і правий – Георгіївський. Кілійський рукав (довжина 117,0 км), яким проходить кордон України з Румунією, є найбільш водоносним – ним стікає 67,0 % загального стоку Дунаю; Сулинським рукавом – лише 6,0, Георгіївським – 24,0 %.

Біля м. Вилкове (18,0 км вище від гирла) Кілійський рукав розгалужується на численні рукави, які впадають у Чорне море та, у свою чергу, утворюють дельту Кілійського рукава площею 195,0 км².

Найбільш значними і суднохідними серед них є Старостамбульське (Велике) та Очаківське гирла. Першим – протікає 52,0 %, другим – близько 41,0 % стоку Кілійського рукава.

Хімічний склад води. Мінералізація дунайської води змінюється протягом року в межах від 230,0 до 350,0–400,0 мг/дм³. На ділянці Рені–Вилкове на мінералізацію води не мають суттєвого впливу ні Прут, ні Чорне море.

Концентрації окремих іонів дунайської води коливаються (мг/дм³): Ca²⁺ – 40,0–60,0 (узимку до 75,0); Mg²⁺ – 5,0–20,0; Na⁺ + K⁺ – від 5,0 до 20,0–25,0; Cl⁻ – від 10,0 до 25,0–30,0; SO₄⁻ – від 15,0 до 3,05–40,0 і HCO₃⁻ – 140,0–200,0 (узимку до 245,0). Карбонатних іонів зазвичай у дунайській воді немає. Таким чином, згідно із класифікацією Алекіна, дунайська вода належить до гідрокарбонатного класу групи кальцію.

Твердість дунайської води змінюється в межах від 2,6 до 6,2 ммоль/дм³, тобто є помірно твердою.

Основним чинником, що зумовлює сольовий режим Дунаю в його нижній ділянці, є гідрологічний режим цієї річки. Збільшення водного стоку річки, яке відбувається теплої пори року, обумовлюється надходженням зверху маломінералізованої (головним чином, талої й дощової) води; холодної пори року приплив такої води значно зменшується, що спричиняє підвищення мінералізації води.

Нагони солоної морської води до гирлової ділянки Дунаю незначні, що є результатом великих витрат цієї річки. Хоч нагінні підйоми рівня у пониззі Дунаю не дуже часті, вони інколи сягають значних розмірів і виявляються на великій віддалі від гирла річки.

Уміст кисню в дунайській воді коливається від 8,0 до 12,0 мг/дм³, що відповідає 75,0–95,0 % насичення. У холодну пору року його концентрація вища. Величина рН у пониззі Дунаю становить 7,6–8,4.

Вузькі межі коливання насичення води киснем і невисокі значення рН води вказують на невелику інтенсивність процесів фотосинтезу в дунайській воді, що зумовлено слабким розвитком фітопланктону. Згідно із гідробіологічними дослідженнями причиною є велика швидкість течії води та її мутність.

Уміст біогенних елементів у дунайській воді коливається (мг/дм³): амонійний азот – 0,02–0,6; нітрити – 0–0,03; нітрати – 0,1–1,0; фосфати – 0,01–0,1–0,2; кремній – 1,0–2,0–6,0–8,0.

Іонний стік Дунаю, що розрахований О.М. Алмазовим для середнього за водністю року для пункту м. Рені, становить (тис. т): Ca²⁺ – 10231,0; Mg²⁺ – 2152,0; Na⁺ + K⁺ – 2578,0; Cl⁻ – 3268,0; SO₄²⁻ – 5562,0; HCO₃⁻ – 35586,0; сума іонів – 59377,0 (у т. ч. для Кілійського гирла – 39347,0).

Стік біогенних речовин Дунаю (тис. т): NH₄⁺ – 44,53,0; NO₂⁻ – 2,19; NO₃⁻ – 95,05; PO₄²⁻ – 12,64; Si – 784,46; сума – 939,77.

4.2. Гирлова ділянка Дністра

Загальна характеристика. Дністер – одна з великих річок Північного Причорномор'я. Морфометричні характеристики річки подано в табл. 4.1. Басейн Дністра поділяють на три частини: *верхню* – Карпатську (від витoku до м. Нижнів – 262,0 км); *середню* – Волино-Подільську частину (від м. Нижнів до м. Дубоссари в Молдові – 724,0 км) і *нижню* (від м. Дубоссари до гирла – 342,0 км).

Верхня ділянка річки живиться, головним чином, численними карпатськими притоками, середня – лівобережними притоками з Волино-Подолії, нижня є транзитною, оскільки притоки, що впадають у Дністер, суттєво не впливають на стік річки.

Найбільша кількість річного стоку Дністра (у середньому 56,0 %) спостерігається в літньо-осінні місяці, весняне водопілля (березень-квітень) становить 26,0 % річного стоку. Найменша кількість стоку (у середньому 18,0 %) припадає на зимовий період (грудень-лютий).

Оскільки стік Дністра формується під впливом різних за характером і питомою вагою в живленні річки частин басейну, то це спричинює нестійкий гідрологічний режим: у коливанні її витрат і рівнів немає чітких закономірностей, що повторюються з року в рік. Із цієї причини в різні роки стік річки може розподілятися за сезонами року по-різному, унаслідок чого розподіл значно різнитиметься від сезонних пропорцій. Тому виділяють три основні типи внутрішнього розподілу стоку Дністра:

- 1) переважання весняного водопілля та порівняно невеликі паводки протягом року;
- 2) слабковиражене весняне водопілля та переважання паводків у літньо-осінній період;
- 3) безперервне чергування паводків, однаково великих як нвесні, так і в літньо-осінній період.

У нижній частині Дністра в нього впадають лише дві невеликі притоки, які не впливають на його водність. Це правобережна притока річки Ботна (між Бендерами і Тирасполем) і лівобережна – річки Кучурган, яка впадає через Кучурганський лиман у рукав Дністра – Турунчук. Рукав відокремлюється від Дністра на 150,0 км вище від гирла біля с. Чобручі й на 22 кілометрі впадає в оз. Біле, яке з'єднується протокою з основним руслом річки. Нижче від оз. Біле починається дельта Дністра, яка вдається на 9,0 км углиб північно-західної частини Дністровського лиману. Крім основного русла Дністер з'єднується з лиманом і побічною короткою (до 3,0 км) та вузькою (65,0 м) правобережною протокою (гирлом) Турунчук Суровцева, яка відходить від русла на 13,0 км вище від гирла і впадає у лиман у північно-східній його частині.

Згінно-нагінні коливання рівнів води зумовлені більшою мірою впливом вітру на водну поверхню Дністровського лиману, а не річки.

Льодові явища в пониззі Дністра нетривалі та нестійкі. У середньому кількість зим з нестійким льодовим покривом досягає 46,0 %. У деякі роки річка залишається вільною від льодового покриву протягом усієї зими. Біля с. Маяки кількість днів із льодоставом становить у середньому 52.

Дністер несе велику кількість завислих речовин, середньорічний стік яких сягає 2,5 млн т. Середня мутність води (г/м^3) становить 250,0, зменшуючись у нижній ділянці, у період весняного водопілля у гирловій ділянці – до 150,0, улітку – до 22,0.

Хімічний склад води. Мінералізація дністровської води в пониззі коливається в межах 220,0–490,0, підвищуючись до 560,0–680,0 мг/дм^3 . Порівняно з дунайською дністровська вода більш мінералізована. Нижні

межі мінералізації води в обох річках майже однакові – 220,0–230,0 мг/дм³, але верхні значно відрізняються: для дунайської води – 400,0, дністровської – 680,0 мг/дм³.

Коливання мінералізації води та вмісту основних іонів пов'язані головним чином з гідрологічним режимом річки. Найменша мінералізація спостерігається у березні-квітні – 220–340,0 мг/дм³, улітку її амплітуда вища – 290,0–470,0, восени ще підвищується – 290,0–470,0, сягаючи максимуму взимку – 490,0 мг/дм³.

Відповідно до змін загальної мінералізації дністровської води змінюються і концентрації основних іонів (мг/дм³): Ca²⁺ – 40,0–100,0; Mg²⁺ – 10,0–40,0; Na⁺ + K⁺ – 10,0–45,0; SO₄²⁻ – 35,0–95,0; Cl⁻ – 15,0–75,0; HCO₃⁻ – 110,0–345,0. Карбонатів у дністровській воді зазвичай немає. Оскільки домінуючими є HCO₃⁻ і Ca²⁺, то вода в пониззі Дністра належить до гідрокарбонатного класу групи кальцію.

Незважаючи на те, що в пониззі Дністра систематично спостерігаються згінно-нагінні явища, які охоплюють значний відрізок річки, навіть біля с. Оланешти (84,0 км від гирла) солоня вода при цьому до гирла річки не потрапляє. Наприклад, мінералізація води на найнижчій ділянці гирла – с. Маяки – така сама, як і на ділянці, розташованій вище (с. Оланешти – м. Бендери).

Уміст розчиненого кисню у воді коливається в межах 5,0–13,0 мг/дм³, що становить 65,0–100,0 % насичення, однак ні дефіциту, ні перенасичення ним дністровської води не спостерігається. У цьому відношенні пониззя Дністра не відрізняється від понизь інших річок Причорномор'я, що зумовлено, з одного боку, нетривалим льодоставом, під час якого кисень міг би використовуватися на окисні процеси, з іншого – відносно невеликим розвитком фітопланктону, який міг би продукувати кисень і перенасичувати ним воду.

Значення рН води на нижній ділянці Дністра коливається у порівняно вузьких межах – 7,8–8,5; більш низькі значення спостерігаються холодної пори року, більш високі – теплої.

Уміст біогенних елементів у дністровській воді змінюється в межах (мг/дм³): азот амонію – 0,0–1,0, нітритів – 0,0–0,04, нітратів – 0,01–1,5; фосфатів – 0,01–0,1, кремнію – 1,5–10,0; заліза – 0,1–0,3 (інколи не виявляється).

Іонний стік Дністра в середній за водністю рік становить (тис. т): Ca²⁺ – 622,0, Mg²⁺ – 161,0, Na⁺ + K⁺ – 239,0, Cl⁻ – 343,0, SO₄²⁻ – 595,0, HCO₃⁻ – 1882,1, сума іонів – 3824,0.

Близько половини іонного стоку Дністра припадає на гідрокарбонатний іон (1,0–1,5 млн т/рік), значним є також стік Ca²⁺ і SO₄²⁻ (0,3–0,5 млн т).

Стік біогенних речовин з водою Дністра (тис. т): NH₄⁺ – 1,74; NO₂⁻ – 0,28; NO₃⁻ – 4,21; PO₄³⁻ – 0,42; Si – 42,69.

4.3. Дністровський лиман

Загальна характеристика. Довжина Дністровського лиману становить 42,0 км, найбільша ширина (напроти с. Молога) – близько 12,0 км, найменша (на південь від м. Білгород-Дністровський) – 4,0 км. Площа лиману визначається по-різному – від 330,0 до 400,0 км². Глибини лиману незначні: у середньому 1,8–2,0 м, у північній частині дещо більші – до 2,5 м. Об'єм води в лимані не перевищує 1,0 км³.

У південній частині лиману, поблизу його західного берега, є вузька (близько 300,0 м) і глибока (8,0–10,0 м) протока – Цареградське гирло, якою лиман з'єднується з Чорним морем. Інша південна частина лиману відокремлена від моря вузьким (0,5 км) і довгим (понад 9,0 км) піщано-черепашниковим пересипом.

Річка Дністер впадає в північно-східну частину лиману. Язик річкової дельти висувається далеко вглиб лиману (більш ніж на 9,0 км), розділяючи його вершину на дві затоки: широку – західну та вузьку – східну (Карагольську). У верхів'я лиману на північній захід від гирла річки впадає також невеликий (завдовжки 3,0 км) рукав Дністра – Турунчук Суровцева, що відгалужується від річки нижче від с. Маяки.

Східний і західний береги лиману порівняно круті та обривисті, заввишки близько 10,0 м. Північний берег низинний, дуже заболочений. Дельта Дністра також дуже заболочена.

Вода Дністровського лиману відрізняється значною мутністю, яка досягає 190,0 г/м³, що зумовлено стоком Дністра, який несе майже під час усіх сезонів значну кількість завислих часток. Підвищену мутність води також спричиняє скаламучення на дні ґрунту – мулу і піску, яке через мілководність лиману відбувається навіть за незначного хвилювання.

Середньомісячні температури води в лимані коливаються від $-0,1$ °C (узимку) до $+24,3$ °C (улітку), досягаючи інколи 28,6 °C.

Суцільним льодовим покривом лиман покривається лише під час особливо суворих зим. Товщина льоду не перевищує 20,0–30,0 см, тривалість льодоставу – 2,5–3,0 місяці. Найчастіше лід на лимані швидко тане, причому танення спостерігається кілька разів протягом зими.

Рівень води в лимані часто коливається під впливом вітрів, інколи коливання рівнів у лимані досягають 40,0 см на добу. У цих випадках причиною зміни рівнів є згінно-нагінні вітри постійних напрямків і значної сили.

Одночасно, поряд із дією вітрів, на рівневий режим лиману значний вплив має і стік Дністра. Випадки різкого та значного падіння рівнів спостерігаються частіше, ніж випадки підйому. При цьому в більшості випадків підйоми рівнів у лимані викликані стоком води з річки, тоді як спади не пов'язані з річковим стоком, а відбуваються під впливом згінних вітрів, що спостерігаються частіше, ніж нагінні.

Навесні в Дністровському лимані спостерігається сильна течія від річки до моря, в інші сезони течія мінлива і залежить від напрямку вітру над лиманом.

У гирлі лиману течії бувають дуже значними: за північно-східних вітрів швидкості з лиману в море досягають 2,0 м/с, за сильних вітрів південних румбів з моря до лиману – 0,45 м/с.

Хімічний склад води. На акваторії Дністровського лиману зустрічаються солоні води Чорного моря та прісні води Дністра. Через значну протяжність лиману солоність води закономірно змінюється вздовж осі, поступово збільшуючись у бік моря. Ці зміни значно залежать від періоду року. Наприклад, навесні, коли стік Дністра великий, у гирлі лиману солоність може сягати 300,0 мг/дм³; коли ж стік Дністра зменшується, морська вода заходить углиб лиману і солоність води в лимані досягає 10800,0–17300,0 мг/дм³.

Неоднаковою є солоність води лиману й біля різних берегів: біля східного – лиман більш засолений (інколи в три-п'ять разів). Наприклад, у той час, як біля с. Шабо (західний берег) спостерігалась солоність (мг/дм³): 750,0, біля східного – (с. Роксолани) вона становила близько 3000,0. Нерівномірність у розподілі солоності лиману зумовлена тим, що струмінь прісної води, який витікає з річки та поширюється углиб лиману, перетинає його поперек і притискується, головним чином, до західного берега, відтискуючи при цьому більш солону воду не тільки на південь, але й до східного берега.

Розподіл солоності води Дністровського лиману прямо залежить від гідрологічного режиму. При цьому через нестійкий гідрологічний режим Дністра, для якого максимальний стік може спостерігатись у різні місяці року, нестійким є й режим солоності води лиману. Особливо різкі сезонні зміни солоності спостерігаються в південній частині лиману, менш значні – у середній і зовсім невеликі – у північній.

Річковий стік Дністра є не єдиним, хоч і одним з основних чинників, що зумовлюють сольовий режим лиману. Другим чинником є згінно-нагінні вітри, які викликають приплив до лиману морської води. Унаслідок цього можуть значно порушуватись установлені закономірності зміни солоності. Інтенсивність нагінних явищ зменшується з поширенням їх від моря до гирла річки, що можна проілюструвати на прикладі. Під час одного з нагонів спостерігались такі концентрації хлору у воді (мг/дм³): південна околиця м. Білгород-Дністровський – 9000,0; північна околиця м. Білгород-Дністровський – 7000,0; с. Сухолужжя – 4800,0; с. Молога – 3800,0. Тривалість нагонів до північної частини лиману не перевищує 10 днів, а в середньому становить три-п'ять днів.

Оскільки Дністровський лиман є мілководною водоймою, то вітри викликають перемішування всієї товщі його води. Тому вода зазвичай в усій товщі має однакову солоність. Однак під час нагонів вертикальний розподіл солоності в лимані різко змінюється. До лиману з моря надходять великі маси со-

лоної води, які під впливом вітрів швидко перемішуються з опрісненою водою до південної частини водойми, унаслідок чого в південній частині лиману солоність товщі води вирівнюється.

У середній частині, навпаки, з'являється різка вертикальна стратифікація солоності, що зумовлена значно меншою інтенсивністю нагонів, тут солона вода поширюється, головним чином, по дну лиману, лише частково перемішуючись з верхніми опрісненими шарами води. У північній частині лиману, куди звичайно солона вода під час нагонів не доходить, зберігається гомогенна опріснена вода, тому в середній частині лиману під час нагонів "язики" солоної води в природних шарах води більш поширені на північ, ніж у поверхневих, тоді як у південній і північній частинах лиману цього не спостерігається.

У північній частині лиману, де мінералізація води не перевищує 800,0–1000,0 мг/дм³, частка річкової води перевищує 95,0–98,0 % і під час значних нагонів зменшується. У середній і південній частинах вона залежить від величини стоку річки і нагінних явищ з моря. Наприклад, за значного весняного водопілля частка річкової води в усьому лимані може становити 90,0 %, а під час нагонів у південній частині вже морська вода становить 90,0 %, у середній – від 30,0 до 75,0 %. Частіше за все (тобто за низьких витрат Дністра та відсутності нагонів), у районі гирла лиману об'єм морської води становить 80,0 %, у створі Шабо – Роксолани – близько 20,0, у створі Білгород-Дністровський – Овідіополь – 5,0–10,0 %.

Разом зі зміною загальної солоності води Дністровського лиману відбувається й зміна концентрацій у ній окремих іонів, а також їхнє співвідношення залежно від району лиману, сезону року та згінно-нагінних явищ.

Зі збільшенням впливу морських вод відповідно збільшується вміст кожного з головних іонів у воді лиману. Динаміка цих змін така сама, що й динаміка загальної солоності.

Винятком є лише HCO_3^- , середні концентрації якого в чорноморській і дністровській воді не дуже відрізняються (табл. 4.3).

Таблиця 4.3
Уміст основних іонів у чорноморській і дністровській воді

Іони	Гирлова ділянка Дністра		Північно-західна частина Чорного моря	
	мг/дм ³	%	мг/дм ³	%
Ca ²⁺	40,0–100,0	29,2	263,0	2,14
Mg ²⁺	10,0–40,0	12,0	677,0	8,81
Na ⁺ + K ⁺	10,0–45,0	8,8	5756,0	39,05
Cl ⁻ + Br ⁻	15,0–75,0	8,9	10081,0	44,99
SO ₄ ²⁻	35,0–95,0	12,0	1374,0	4,53
HCO ₃ + CO ₃	110,0–345,0	29,1	187,0	0,48
Мінералізація	220,0–680,0	100,0	18338,0	100,0

Сезонні зміни вмісту кисню у воді в основному зумовлені зміною температури: у холодну пору року його вміст збільшується до 10,0–13,0, у теплу – знижується до 7,0–10,0 мг/дм³. Водночас на нагромадження кисню у воді впливає фотосинтез водних рослинних організмів. Тому в літні місяці в деяких районах лиману (особливо прибережних) спостерігається перенасичення води киснем (116,0–124,0 %).

У воді річки, особливо в літній час, насиченість киснем води менша (70,0–90,0 %), ніж у лимані. Скоріше за все, це також пов'язано із фотосинтезом водних організмів, для розвитку яких у лимані через його мілководність і добре прогрівання є сприятливіші умови, ніж у річці. Завдяки цим умовам, а також достатньому перемішуванню вертикальної стратифікації вмісту кисню у воді немає.

Рівень рН води в Дністровському лимані мало відрізняється в різних його районах і коливається в межах 8,1–8,6, інколи підвищуючись до 8,9. Ці межі є вищими, ніж у Чорному морі (8,2–8,4).

Морська вода містить значно більше біогенних речовин, ніж річкова. Однак у Дністровському лимані вміст біогенних речовин частіше значно вищий, що свідчить про надходження їх до лиману головним чином із річковою водою. Біогенні речовини у воді Дністровського лиману містяться в таких концентраціях (мг/дм³): NH_4^+ – 0,0–0,4; NO_2^- – 0,0–0,02; NO_3^- – 0,0–1,0; PO_4^{3-} – 0,0–0,08; Si – 1,0–5,0. Для динаміки біогенних речовин характерна велика залежність їхнього вмісту від гідрологічного режиму лиману, рівня стоку річки та кількості морської води, яка надходить до лиману.

4.4. Гирлова ділянка Південного Бугу

Загальна характеристика. Південний Буг не має розгалуженого гирла, тому визначення межі переходу річки в Бузький лиман певний час було дискусійним. Нині цю межу чітко визначено – це місце злиття річок Інгул і Південний Буг. Морфометричні характеристики Південного Бугу див. у табл. 4.1.

Басейн Південного Бугу розташований у двох фізико-географічних областях: верхня і середня його частини – на Волино-Подільській височині, нижня – на Причорноморській низовині. Живлення річки відбувається за рахунок талих вод, головним чином у весняний і частково зимовий періоди, а також дощових опадів в інші періоди року. Підземне живлення річки порівняно невелике.

Основна маса води надходить до Південного Бугу через притоки до верхньої й середньої частин річки. У пониззі річки приплив невеликий: річки, які впадають (Мертвовод, Чичиклія, Гнилий Єланець), мають незначні витрати – близько 1,0–2,0 м³/с. У верхній і середній частинах басейну умови жив-

лення найбільш сприятливі: тут випадає велика кількість опадів теплої пори року, і втрати на випаровування через невисокі температури незначні. Однак із просуванням до гирла умови живлення погіршуються: кількість опадів зменшується, а втрати на випаровування різко зростають. Тому в літньо-осінній період приплив води до південної частини басейну дуже малий і відповідно значно збільшується питома вага талих вод у живленні нижньої ділянки річки, досягаючи 80,0 % і більше (тоді як у верхній ділянці басейну вона становить 50,0 %).

Таким чином, внутрішній розподіл стоку в пониззі річки характеризується різким збільшенням стоку в період весняного водопілля (березень, інколи квітень) і зменшенням його літньої пори; восени та взимку рівні й витрати можуть підвищуватися за рахунок дощових паводків. Наприклад, за багато-річний період стік у березні-квітні біля смт Олександрівка становив близько 50,0 % річного, а в серпні-вересні лише 8,0 %. Середньорічна витрата тут становить 86,0 м³/с.

Характерною особливістю гідрологічного режиму гирлової ділянки Південного Бугу є згінно-нагінні коливання рівнів, які особливо значні в самому гирлі річки – біля м. Нова Одеса та майже не відчуваються вище біля смт Олександрівка (142,0 км від гирла), хоч повторюваність їх незначна.

Оскільки гирлова ділянка Південного Бугу розташована в підпорі Бузького лиману, що зв'язаний з Дніпровським лиманом, рівневий режим її значною мірою визначається цим самим режимом лиманів. Унаслідок цього в період весняного водопілля на Дніпрі, коли цей підпір особливо значний, рівень води підвищується не тільки на самому Дніпрі в Дніпровському лимані, але й у Бузькому лимані, тому й у гирлі Південного Бугу. Оскільки максимуми весняного водопілля на цих річках не збігаються, то часто біля м. Нова Одеса спостерігаються два максимуми підвищення рівня.

Температура води в гирловій ділянці за рік коливається від 0,2 °С у лютому до 21 °С – у липні. Замерзає річка в середині грудня, звільнюється від льоду – у березні.

Твердий стік Південного Бугу невеликий. Середня мутність становить 50,0 г/м³.

Хімічний склад води. Перші дослідження хімічного складу вод у пониззі Південного Бугу, проведені О.М. Алмазовим у 1952–1957 рр., показали, що мінералізація змінюється в межах 348,0–780,0 мг/дм³ і має зворотну залежність від водності. Домінуючими іонами були (мг/дм³): кальцій – 45,0–115,0, магній – 10,0–40,0, сума натрію і калію – 16,0–50,0, хлориди – 15,0–50,0, сульфати – 20,0–75,0, гідрокарбонати – 186,0–530,0. Відносний вміст іонів (%): кальцій – 26,0, магній – 14,0, сума натрію і калію – 10,0, сульфатів – 6,0, хлориди – 6,9 і гідрокарбонати – 38,0. У поодиноких випадках вода містила HCO_3^- – близько 50,0 мг/дм³; лише кілька разів – 100,0–130,0 мг/дм³.

Концентрація інших компонентів хімічного складу води змінювалась у межах (мг/дм³): перманганатна окисненість – 5,0–13,0; NH_4^+ – 0,5–1,30; NO_3^- – 0,01–2,0; PO_4^{3-} – 0,01–2,0; залізо – 0,1–0,6. Іонний стік Південного Бугу в лиман становив $1,1 \times 10^3$ т/рік.

Дослідженнями Л.О. Журавльової в 1980-ті роки встановлено, що мінералізація води в річці дещо підвищилась, складнішою стала залежність між її мінералізацією та водним стоком. Певною мірою змінився відносний вміст іонів у бік зменшення гідрокарбонатів і збільшення сульфатів, хлоридів, магнію. Збільшилася кількість випадків нагону води із Бузького лиману до гирла річки та вмісту у воді хлоридного іона. Під час нагонів уміст хлоридів може досягати 100,0–300,0 мг/дм³.

Причина таких змін – не тільки в загальному підвищенні солоності води в Дніпровсько-Бузькому лимані, але й у певній вітровій ситуації в регіоні. Тут часто спостерігаються сильні західні та східні вітри (понад 16,0 м/с). Потрапляючи через жолоб судноплавного каналу до Бузького лиману, морська вода внаслідок дуже повільного водообміну в лимані застоюється біля дна і за нагінних південних вітрів, рухаючись, є постійним джерелом підвищення солоності води в гирлі та пониззі річки. Солоність води в Бузькому лимані вища, ніж у Дніпровському.

4.5. Гирлова ділянка Дніпра

Загальна характеристика. Гирлова ділянка Дніпра поширюється від нижнього б'єфу греблі Каховського водосховища до дніпровської дельти, яка межує з Дніпровським лиманом, вище від м. Херсон.

У Дніпро впадає його остання притока – річка Інгулець, що має малі середньорічні витрати (7,9 м³/с), які становлять 0,3 % від середньорічного дніпровського стоку. У лиман Дніпро впадає трьома основними рукавами – Рвач, Бакай і Конка.

У гирловій ділянці річка має широку заплаву – 3,0–7,0 км. Тут розташовані численні озера, протоки, рукави, що утворюють плавні. Вони займають 2/3 площі дельти, озера і протоки – 1/3. Рукавами плавні діляться на масиви Херсон-Білозерський, Кардашинський, Великий Потьомкінський, Голопрістанський і Касперовський. Дельта Дніпра закінчується в лимані окремими островами і затоками.

Середній багаторічний стік Дніпра, за багатьма даними, становив близько 50,0–54,0 км³/рік. Після введення Каховського водосховища, а згодом й інших водосховищ каскаду та вилучення води на зрошення (канали Північно-кримський і Дніпро – Донбас, Інгулецька зрошувальна система) середній стік річки в її нижній течії досяг 42,0–44,0 км³/рік.

Зарегулювання водного стоку Дніпра призвело не тільки до зниження його об'єму, але й до внутрішнього перерозподілу. За стоку до 50,0 км³/рік пік весняного водопілля стає згладженим, його об'єм зменшується, а зимової межени, навпаки, збільшується. Характерний гідрограф весняного водопілля рівнинних річок у нижній частині Дніпра спостерігається лише в багатоводні роки (понад 50,0 км³/рік).

Максимальні весняні витрати води після зарегулювання, порівняно з періодом 1929–1954 рр., скоротились із 25100,0 (у 1931 р.) до 9440,0 м³/с (у 1970 р.), а в теплий період року – від 325,0 (у 1935 р.) до 83,0 м³/с (у 1965 р.).

До зарегулювання режим стоку мав значні сезонні коливання. Після спорудження Каховського водосховища і всього дніпровського каскаду вони зменшилися, але збільшилися його короткочасні коливання, зумовлені роботою ГЕС. Попуски чи скиди води до Нижнього Дніпра нерівномірні за об'ємом і тривалістю, що призводить до ускладнення режиму рівнів, інтенсифікації процесів засолення, погіршення умов розвитку рибного господарства, судноплавства та водопостачання. Амплітуда коливань витрат води за рахунок добового регулювання може сягати 500,0–1000,0 м³/с. У літньо-осінній період витрати води протягом доби можуть змінюватись удвічі-втричі.

Уся заплава Дніпра від греблі Каховського водосховища до лиману характеризується наявністю численних озер і невеликих лиманів. Це такі водойми, як лимани Собоцький, Казначейський, Фроловський, Кардашинський, Микільський, Збур'євський, озера Біле, Безмен, Нижньосолонецьке, Бублиця, Галка, Краснюково, затоки дельти Глаголь, Проріжанська, Бакайська та ін. Глибини водойм незначні (0,5–1,5 м), винятками є Микільський і Кардашинський лимани, о. Біле та Безмен, глибина яких досягає 2,0–4,0 м. Глибина проток, які з'єднують ці водойми з основним руслом річки, змінюється залежно від впливу на них згінно-нагінних явищ.

Усі водойми на 60,0–70,0 % покриті заростями вищої водної рослинності, різноманітної за видовим складом. Відмираючи, рослинність розкладається на дні та покриває його тонким шаром чорного мулу.

У заплавах водоймах режим рівня залежить від величини попусків води з Каховського водосховища до нижньої частини Дніпра. Рівень води у водоймах біля греблі при цьому може змінюватись на 0,7–1,0 м, що несприятливо впливає на рибне господарство. Униз за течією вплив скидів слабне, але збільшується роль нагонів.

Хімічний склад води. Зарегулювання стоку Дніпра незначно вплинуло на рівень мінералізації, але згладило амплітуду сезонних коливань і порушило залежність її від величини річкового стоку. Остання збереглася лише на ділянці від греблі Каховського водосховища до м. Херсон. Зник різкий мінімум мінералізації води в період весняного водопілля, літній максимум перемістився в основному на осінь. Таким чином, сезонні коливання мінераліза-

ції визначають внутрішній перерозподіл стоку, що зумовлений режимом роботи Каховської ГЕС.

Мінералізація води нижньої частини Дніпра в період 1951–1954 рр. змінювалась від 150,0 до 470,0 мг/дм³. Спостереження 1990–2000 рр. показують, що вона стала дуже мінливою і залежно від величини стоку становить 240,0–1200,0, а в період посиленних нагінних явищ у гирлі річки може підвищуватись навіть до 13000,0–15000,0 мг/дм³.

У нижній частині Дніпра протягом року вода гідрокарбонатно-кальцієва. Лише за нагонів морської води до гирла річки (с. Кізомис) вона переходить у хлоридно-натрієву. Уміст основних іонів у воді змінюється за течією від греблі Каховського водосховища протягом року (табл. 4.4). У напрямку гирла вміст кальцію та гідрокарбонатів зменшується, а натрію та хлоридів – зростає. Це збільшує вплив нагінних течій на засолення гирлової ділянки Дніпра.

Таблиця 4.4

Зміна вмісту основних іонів у воді вниз за течією
нижньої частини Дніпра (мг/дм³)
(у чисельнику – від, у знаменнику – до)

Район досліджень	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	CH ₃	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻
м. Нова Каховка	12,0	17,0	7,1	79,3	19,5	13,6
	72,1	68,0	48,6	366,1	75,6	113,6
с. Садове	16,0	2,8	8,7	79,3	16,2	19,8
	64,1	57,6	57,6	372,1	210,9	142
м. Херсон	20,0	10,0	14,5	79,3	11,3	25,6
	142,0	50,3	23,2	366,1	165,8	164,0
с. Кізомис	16,0	15,5	23,0	79,3	64,3	12,0
	142,9	86,9	266,6	439,3	440,7	1200,0

Згінно-нагінні зміни мінералізації води нижньої частини Дніпра відзначалися і до зарегулювання, хоч набагато рідше. Ще О.М. Алмазов підкреслював, що нагін солей біля м. Херсон до зарегулювання був рідкісним явищем, яке частіше спостерігалось на відстані 10,0–15,0 км уверх від лиману.

Співробітниками Інституту гідробіології АН України в 1980-ті роки було встановлено збільшення засолення вод гирлової ділянки Дніпра. Основними причинами цього явища є не тільки певна гідрометеорологічна ситуація (атмосферна діяльність, що зумовлює розвиток нагінних вітрів, близькість Чорного моря), яка залишилась тією самою, а й скорочення річкового стоку, нерівномірний режим роботи Каховського водосховища, що спричинив внутрішньорічний перерозподіл цього стоку та розвиток компенсаційної природної течії з моря до гирла. Ця течія розвивається під час тривалих (дві-три доби і більше) скидів Каховського водосховища, які перевищують 1000,0 м³/с, і згінних східних і північно-східних вітрів, що мають найбільшу повторюва-

ність і тривалість у цьому районі. Компенсаційні солоні течії проникають у дельту Дніпра і далі вверх проти течії річки.

Уміст розчиненого кисню у воді гирлової ділянки Дніпра становить 1,0–18,0 мг/дм³, чи 10,0–180,0 % насичення. Максимальні його концентрації спостерігаються навесні в період розвитку процесу фотосинтезу. Одночасно відмічаються високі значення рН води. Другий максимум умісту кисню у воді спостерігається взимку, коли за низьких температур води збільшується розчинність кисню. Улітку його концентрація зменшується внаслідок споживання в процесі деструкції органічних речовин, на які багата вода. У цей період збільшується вміст у воді вуглецю(IV) оксиду (40,0–60,0 мг/дм³).

Вплив зарегулювання стоку Дніпра на стан газового режиму виявився у зниженні концентрації розчиненого у воді кисню та збільшенні вуглецю(IV) оксиду. Це результат як зміни режиму стоку та його скорочення, так і збільшення впливу антропогенних чинників.

Основними чинниками формування режиму біогенних речовин у воді нижньої частини Дніпра є місцеві гідрометеорологічні умови, а також життєдіяльність рослинних і тваринних організмів у воді. Стічні води населених пунктів і підприємств народного господарства впливають на вміст і розподіл біогенних речовин уздовж течії річки, тому виділяються ділянки з підвищеним вмістом біогенних речовин – біля м. Херсон, а також рукав Конка.

Характерною особливістю режиму розчинених мінеральних сполук азоту в зоні нижньої частини Дніпра є постійна наявність усіх його трьох форм. Сприятливий в основному газовий режим у річці та інтенсивність процесів самоочищення підвищують активність розкладання накопиченої органічної речовини та окиснення амонійного азоту в нітритний і нітратний.

Уміст амонійного азоту у воді становить 0,02–1,82 мг/дм³, але на окремих ділянках (біля м. Херсон і с. Кізомис) інколи досягає 2,0–2,44 мг/дм³. Найбільші його концентрації спостерігаються влітку, а в місцях, які перебувають під впливом стічних вод, – протягом року; найменші – навесні, у дельті – взимку.

Концентрація нітритного азоту становить 0,005–0,50 мг/дм³. Уміст нітратного азоту змінюється у великих межах 0,021–3,0 мг/дм³, поступово зменшуючись від весни до осені. Найбільшим умістом відрізнявся район біля м. Херсон, вище і нижче від міста його концентрація була нижчою.

Зарегулювання стоку Дніпра призвело до збільшення вмісту мінеральних форм азоту в нижній частини Дніпра. Це стало результатом не тільки збільшення антропогенного впливу на режим гирлової ділянки річки, але й підвищення їхнього вмісту у скидах Каховського водосховища. Однак завдяки інтенсивності процесів самоочищення в нижній частині Дніпра вміст усіх форм мінеральних сполук азоту не перевищує норм ГДК на всій нижній ділянці річки.

Уміст розчиненого мінерального фосфору у воді Нижнього Дніпра становить 0,0–0,820 мг/дм³. Його немає навесні, у період розвитку фітопланктону

та вищої водної рослинності, зарості якої часто наявні вздовж берегів річки. Навесні скрізь спостерігається однорідний розподіл фосфору як за течією, так і за глибиною (0,0–0,05 мг/дм³). Улітку з'являються локальні ділянки підвищеного вмісту фосфору, в основному біля м. Херсон. Зарегулювання стоку Дніпра збільшило вміст мінерального фосфору у воді нижньої течії річки.

Концентрації заліза у воді, як і мінеральних форм фосфору, характеризуються значними коливаннями (0,0–1,0 мг/дм³).

Сезонна динаміка розподілу перманганатної окиснюваності характеризується тим, що найбільшого рівня вона досягає навесні, у період максимального поверхневого стоку (до 37,0 мг/дм³ у районі м. Херсон), а на зиму поступово зменшується до мінімальних значень – 2,9–4,0 мг/дм³.

Мінералізація води в заплавах водоймах близька до такої самої в нижній частині Дніпра (270,0–1300,0 мг/дм³). Підвищення її значення спостерігається в лиманах Дідовому (підтік ґрунтових вод), Микільському та Кардашинському (ґрунтові та стічні води), озерах Білому та Безмен (нагони морської води).

Усі водойми мають різний іонний склад води. Водойми із впливом ґрунтових вод відрізняються підвищеним вмістом іонів натрію, калію, сульфатів і хлоридів, а дельтові – хлоридів.

У воді заплавах водойм найбільших концентрацій досягає HCO_3^- , але збільшення мінералізації води пов'язано з підвищенням вмісту Cl^- і SO_4^{2-} , а при досягненні її 700,0 мг/дм³ і більше вони переважають. Зміна співвідношення іонів відбувається за зниження рівня води в Дніпрі та водоймах, що залежить від витрати води в Дніпрі (менше 1000,0 м³/с). Для дельтових водойм характерні більші коливання вмісту сульфатних і хлоридних іонів.

Уміст розчиненого кисню у воді водойм нижньої частини Дніпра протягом року змінюється від 0,0 до 26,0 мг/дм³, чи від 0,0 до 32,0 % насичення. Процеси фотосинтезу планктону та вищої водної рослинності значною мірою підвищують вміст кисню у воді, доводячи поверхневий шар до стану перенасичення. Рівень рН змінюється від 6,0 до 9,3. Уміст біогенних елементів у воді водойм нижньої частини Дністра та їхній режим близькі до таких самих у річковій воді.

4.6. Дніпровсько-Бузький лиман

Загальна характеристика. Дніпровсько-Бузький лиман є найбільшим лиманом північно-західного Причорномор'я. Його межі визначаються на сході дельтою Дніпра, на заході – Кінбурнською протокою, на півночі – місцем злиття річок Інгул і Південний Буг. Його площа становить 928,0 км², об'єм води – 4,15 км³, найбільша довжина – 63,0 км, ширина – 15,0 км, середня глибина – 4,5 м.

Умовно лиман поділяють на чотири райони: *східний* – від дельти Дніпра до створу мис Станіслав – о. Янушів, площею 139,0 км² та об'ємом 0,64 км³; *центральний* – від створу мис Станіслав – о. Янушів до створу мис Аджигіол – с. Геройське, площею 361,0 км² та об'ємом 1,77 км³; *західний*, що обмежений із заходу Кінбурнською протокою, а зі сходу – створом мису Аджигіол – с. Геройське, площею 198,0 км² та об'ємом 0,79 км³. *Бузький лиман* є четвертим районом, його площа становить 230,0 км², об'єм – 0,89 км³, довжина – 35,0 км, ширина – 2,0–6,0 км, середня глибина – 5,0 м.

Дніпровсько-Бузький лиман – мілководна водойма, глибина якої – до 2,0 м, займає в ньому 40,0 % площі, а 4,0–6,0 м – 50,0 %. Найбільш глибока частина лиману – судноплавний канал, що з'єднує порти Миколаєва та Херсона з Чорним морем. Тут глибина досягає 8,0–9,0, а в окремих місцях – 12,0–18,0 м.

Дніпровсько-Бузька гирлова ділянка розташована в зоні взаємодії холодних повітряних мас, які рухаються з північного заходу, північного сходу і теплих субтропічних та атлантичних мас. У зимовий період найчастіше спостерігаються північні та північно-східні вітри, які для цього регіону вважаються згінними, улітку переважають вітри західного і південного напрямку – нагінні.

Сніг зазвичай випадає в грудні, але частими є відлиги, тому стійкий льодостав – дуже рідкісне явище. Навіть у суворі зими біля берега та у плавнях спостерігаються численні проталини – результат виходу ґрунтових вод чи утворення мікроклімату в заростях вищої водної рослинності.

Дніпровсько-Бузький лиман мілководний, тому води в ньому швидко прогріваються та охолоджуються. Середня температура води в жаркі місяці становить 23,0–24,0 °С, в озерах дніпровських плавнів вона може досягати 30,0–32,0 °С. Вітрове хвилювання вирівнює температуру води з глибиною, установлюючи гомотермію. Винятком є лише глибоководна зона судноплавного каналу.

Хімічний склад води. Режим солоності води в лимані формується під впливом кількох чинників, основними з яких є стік Дніпра та гідрометеорологічні умови в регіоні, що зумовлюють ступінь інтенсивності впливу на нього Чорного моря. Постійна взаємодія двох, різних за фізичними і хімічними характеристиками, водних мас, а також їхнє змішування спричинюють своєрідне горизонтальне та вертикальне розподілення солоності за акваторією водойми, сезонне та міжрічні її коливання.

Основні чинники, які визначають режим солоності, здійснюють різний вплив на нього в різних районах лиману. Наприклад, вплив річкового стоку слабшає від східного району до західного, а Чорного моря – збільшується. Бузький лиман з уповільненим водообміном має завжди підвищену солоність, і коливання її набагато менші, ніж у Дніпровському.

Чорне море постійно впливає на солоність води в Дніпровсько-Бузькому лимані. Солоність води в північно-західній частині протягом року становить 9,0–18,0 ‰. Солоніша, з більшою густиною вода проникає до лиману дном судноплавного каналу у вигляді клину, а потім, просуваючись углиб, під

впливом вітрового хвилювання переміщується з водою лиману, збільшуючи її солоність. Просування клину солоної води вглиб лиману залежить від величини попусків води з Каховського водосховища до нижньої частини Дніпра, а також від метеорологічних умов.

Зрозуміло, що найбільший вплив морської води відчувається в західному районі. Центральний – розміщується на стику трьох водних мас: морської, дніпровської й Бузького лиману. За тривалих нагінних ситуацій солоні вода проникає спочатку до Дніпровського лиману, а потім – до гирла Дніпра. Найбільш опрісненим районом є східний, що перебуває під постійним впливом стоку Дніпра.

У *Бузькому лимані* розподіл солоності інший. У північній його частині розпріснювальний вплив має стік Південного Бугу, а в південній – Дніпровського лиману. Утворений підпір води з півночі та півдня створює умови для застоювання у центральній частині водойми солоної води, яка надійшла під час нагонів.

Кількість чинників і різний вплив їх за акваторією лиману приводять до того, що солоність води східного району в 3–5 разів нижча, ніж у центральному, і в 7–10 разів – ніж у західному. У придонному шарі ця різниця може досягати 13–20-кратного значення.

У Дніпровсько-Бузькому лимані в основному спостерігається пряма стратифікація солоності води. У період нагону морської води водна маса розчленовується на два густинні шари, що різні за фізичними і хімічними характеристиками, напрямком течій: верхній, опріснений, тече в бік моря; нижній, придонний, солоний – у бік річки. Така стратифікація доволі стійка, але під впливом вітру та мілководь вона порушується.

За скидів води з Каховського водосховища понад 1000,0–1500,0 м³/с відбувається розпріснення поверхневого шару всього лиману, а за збільшення її до 2000,0 і більше опріснюється вся акваторія водойми. За нагонів розподіл солоності інший: морська вода спочатку заповнює заглиблення дна та придонний шар, а потім і шари, що залягають вище, відтісняючи прісну воду до берегів.

Вилучення та зарегулювання річкового стоку підвищують солоність води як загалом у лимані, так і в окремих його районах. Наприклад, у Бузькому лимані солоність збільшилась із 2704,0 (1965) до 3573 мг/дм³ (1983). Через зниження піку весняного водопілля на Дніпрі внаслідок зарегулювання його стоку каскадом водосховищ максимум солоності води перемістився в основному з осені на літо, а весняний мінімум підвищився (у центральному районі від 950,0 до 1670,0 мг/дм³).

Загалом попуски Каховського водосховища до нижньої частини Дніпра ще достатньо великі, тому темпи засолення гирлової області Дніпра та Південного Бугу поки незначні. За період 1960–1990 рр. солоність змінилася від 1,92 до 3,10 ‰. Нині засолення лиману відбувається внаслідок скорочення

та внутрішньорічного перерозподілу стоку Дніпра, частіших випадків нагону морської води за рахунок розвитку не тільки нагінних явищ, але й компенсаційних течій, спричинених режимом роботи Каховської ГЕС.

Концентрація розчиненого кисню у воді лиману змінюється у широких межах – 0,0–30,8 мг/дм³. Найбільший його вміст спостерігається у мілководній зоні, де наявний широкий пояс заростей вищої водної рослинності, фотосинтез якої сприяє насиченню поверхневого шару води киснем до 300,0%. Водночас, у центральних глибоководних районах воно не перевищує 170,0–190,0%. У придонних шарах насичення води киснем у першому випадку знижується до 120,0, а в другому – до 20,0%. Максимальні концентрації кисню у воді спостерігаються у заростях занурених видів рослин у період найбільш інтенсивного їхнього розвитку (початок липня). У глибоководній зоні навесні та на початку осені, коли за штильової погоди відбувається спалах розвитку діатомових водоростей, вони становлять 20,0–22,0 мг/дм³. Навесні, у період розвитку процесів фотосинтезу, одночасно зі збільшенням вмісту кисню у воді рН підвищується до 8,8–9,2.

Згінно-нагінні явища мають суттєвий вплив на динаміку газового складу. Приплив морської води розчленовує водну товщу на два шари: опріснений – зверху, солоний – знизу. Густинна різниця їх перешкоджає водообміну та аерації придонного шару. Тому в період нагону та компенсаційних течій спостерігаються значні вертикальні й горизонтальні градієнти вмісту кисню у воді. Вони можуть досягати 10,0 мг/дм³, причому в західному районі, що постійно контактує з Чорним морем, градієнти збільшуються, а у східному – зменшуються.

Уміст вуглецю(IV) оксиду у воді лиману змінюється в межах 0,0–25,0 мг/дм³. Максимальні значення – у заростях макрофітів у період їхнього розкладання, мінімальні – у період інтенсивного розвитку процесів фотосинтезу в рослинних організмах.

У воді лиману наявний сірководень. Товщина шару, заражена сірководнем, у Дніпровському лимані становить 2,0 м, а в Бузькому – 3,0–4,0 м, причому навесні він не виявляється.

За рівнем вмісту біогенних елементів у воді Дніпровсько-Бузький лиман належить до високопродуктивних водойм. Основними джерелами їхнього надходження є річковий стік, життєдіяльність гідробіонтів, донні відкладення і стічні води підприємств промисловості та сільського господарства.

Перемішування в лимані двох різних водних мас створює складну картину динаміки біогенних елементів. Поверхневий шар, за винятком місць виходу стічних вод, унаслідок посиленого споживання рослинними і тваринними організмами менш багатий на біогенні елементи, ніж придонний. До останнього вони постійно надходять унаслідок процесу розкладання органічних речовин, які накопичуються протягом тривалого вегетаційного періоду.

Значним умістом біогенних елементів у воді відрізняються західний і центральний райони лиману. Перший – за рахунок згінних явищ, через нього проходить стік з інших районів, а другий – через його розташування на стику трьох водних мас: річкової, морської й з Бузького лиману.

Згінно-нагінні явища порушують закономірності розподілу біогенних речовин акваторією та глибиною лиману. Під час згонів їхній вміст у воді збільшується, під час нагонів – знижується. У місцях застоювання морської води, у заглибинах дна, де є анаеробні зони, відбувається нагромадження амонійного азоту і мінерального фосфору – продуктів відновлювальних процесів.

Лиман має добре виражені біологічні цикли, які значно впливають на сезонну динаміку вмісту біогенних речовин. На початку вегетаційного періоду, з розвитком водних рослинних організмів, вміст біогенних речовин може знизитися до нуля. Улітку, зі збільшенням інтенсивності процесу розкладання органічних речовин, концентрація їх зростає, а потім, восени, знов падає через збільшення споживання осінніми видами гідробіонтів. Однак восени вміст біогенних елементів усе ж залишається високим, оскільки через посилення циркуляції водних мас відбувається їхнє збагачення за рахунок донних відкладень і збільшеного забруднення стічними водами підприємств, населених пунктів і водного транспорту. Існують значні концентрації біогенних елементів у воді також і в зимовий період унаслідок зменшеного їхнього споживання, збільшення забрудненості стічними водами та зниження процесів самоочищення.

У табл. 4.5 подано середні річні концентрації біогенних елементів у різних районах Дніпровсько-Бузького лиману за багато років до і після зарегулювання. За роки зарегулювання майже вдвічі підвищився вміст у воді амонійного і нітратного азоту, мінерального фосфору та заліза. Це саме стосується й органічних речовин: перманганатна окисненість у поверхневому шарі лиману становила 2,1–2,8 мг/дм³, біля дна – 1,6–28,8 мг/дм³.

Таблиця 4.5

Середні річні концентрації біогенних елементів у різних районах Дніпровсько-Бузького лиману (1 – до, 2 – після зарегулювання стоку Дніпра, мг/дм³)

Район лиману	NH₄⁺	NO₃⁻	PO₃⁴⁻	Fe_{заг}
Східний	0,44	0,34	0,123	0,12
Центральний	0,75	0,49	0,104	0,13
Західний	0,62	0,40	0,101	0,11
Бузький	0,56	1,54	0,074	0,10
1	0,0–1,0	0,0–1,50	0,0–0,60	0,0–0,60
2	0–2,57	0,0–2,50	0,0–0,88	0,0–0,10

Через зазначені процеси засолення Дніпровсько-Бузького лиману викликає певний інтерес формування його водного та сольового балансів.

Поверхневий стік у лиман складається зі стоку річок (%): Дніпра – 93,5, Південного Бугу – 5,7, Інгулу – 0,5, Інгульця – 0,3. Сумарний річковий стік може змінюватись у межах 28,0–82,0 км³/рік. У табл. 4.6, 4.7 подано водний і сольовий баланси лиману. Якщо припустити можливість, подальшого скорочення річкового стоку до гирлової ділянки Дніпра, то це може призвести до зміни абсолютних величин складових балансу і співвідношення його прибуткової й видаткової статей. Лиман поступово може перетворитися на затоку Чорного моря з морською солоністю води.

Таблиця 4.6

**Сезонні показники складових водообміну
Дніпровсько-Бузького лиману з Чорним морем (км³)**
(за Л.О. Журавльовою)

Складова	Зима	Весна	Літо	Осінь	Рік
Прісна вода	11,62	17,65	8,29	7,0	44,56
Стік у море	14,12	21,18	10,32	8,69	54,31
Приплив з моря	1,78	1,40	2,65	4,28	10,11

Таблиця 4.7

**Сезонна та річна мінливість складових водного та сольового обміну
Дніпровсько-Бузького лиману з Чорним морем**
(за Л.О. Журавльовою)

Сезон	Водний обмін (км ³)			Сольовий обмін (10 ⁶ т)		
	Приплив	Стік	Різниця	Приплив	Стік	Різниця
Зима	1332	14,12	-0,80	21,80	30,60	8,80
Весна	19,19	21,18	-2,0	18,02	45,96	-27,94
Літо	11,27	10,32	0,95	31,60	22,30	9,30
Осінь	11,42	8,69	2,73	50,36	18,85	31,51
За рік	55,20	54,31	0,88	121,78	117,71	4,07

Контрольні запитання

1. Що зумовлює низьку мінералізацію гирлової ділянки р. Дунай?
2. Що викликає перенасичення води киснем у Дністровському лимані до 116,0–124,0 %?
3. Назвати основні закономірності просторового розподілу мінералізації води в Дніпровсько-Бузькому лимані.
4. Що визначає сезонну динаміку вмісту біогенних речовин у водах лиманів?
5. Що спричиняє збільшення концентрації амонійного азоту та мінерально-го фосфору в придонних ділянках акваторії лиманів?

5. ВОДОСХОВИЩА І СТАВКИ

Розглянемо основні великі водосховища України – водосховища дніпровського каскаду та на р. Дністер, з'ясуємо роль основних іонів, розчинених газів, біогенних елементів та органічних речовин у формуванні якості їхніх вод.

5.1. Чинники, що впливають на формування гідрохімічного режиму водосховищ

Формування гідрохімічного режиму водосховищ відбувається як під впливом зовнішніх чинників, так і внутрішньоводоймових процесів. До перших належить стік річок, які живлять водосховища, характер ґрунтів і рослинності водозбору, сухі й вологі атмосферні опади, антропогенний чинник. Роль останнього починається із самого процесу зарегулювання річки, коли змінюється режим природного водотоку. Антропогенний чинник охоплює також промислові та господарсько-побутові стічні води, які потрапляють до водойм. Роль і питома вага кожного із них специфічна для кожного водосховища, значною мірою вони визначаються ґрунтовими та кліматичними умовами, ступенем розвитку промисловості та сільського господарства на території водозбору.

Водосховища дніпровського каскаду розташовані в трьох природних зонах: мішаних лісів (Київське), лісостепу (Канівське і частково Кременчуцьке), степу (Кременчуцьке, Кам'янське, Дніпровське і Каховське). На рис. 5.1 подано схему каскаду дніпровських водосховищ, а в табл. 5.1 – гідроморфометричні характеристики.

Роль поверхневого стоку у формуванні режиму особливо відчутна у верхньому водосховищі (Київському), де акумулюється стік майже всіх великих приток дніпровського басейну – річок Березина, Сож, Прип'ять, що формується в умовах вологого гумідного клімату, густої гідрографічної мережі, заліснення і заболочення водозбору. Униз за каскадом роль цього чинника поступово зменшується: якщо в Київському водосховищі річковий стік становить 28,9, то в Канівському – 11,0 км³ (за рахунок р. Десна), в інших – менше 0,1 км³. Одночасно зростає роль внутрішньоводоймових процесів у формуванні гідрохімічного режиму водосховищ.



Рис. 5.1. Схема каскаду дніпровських водосховищ

Для водосховищ характерна неоднорідність умісту багатьох інгредієнтів за поздовжньою віссю, акваторією та глибиною, яка відрізняє їх від річки. Гідрохімічні режими водосховищ, що розташовані на північ і на південь, малопроточних і проточних різняться. Неоднакові вони й для різних за водністю років. Однак іонний склад, на відміну від біогенних та органічних сполук, помітних змін не відчуває.

Таблиця 5.1

Основні гідроморфометричні характеристики дніпровських водосховищ

Показник	Водосховища					
	Київське	Канівське	Кременчуцьке	Кам'янське	Дніпровське	Каховське
Рік заповнення	1965	1974	1961	1964	1932, 1951	1956
Площа водозбору (тис. км ²)	загальна	336,0	383	425,0	463,0	482,0
	прилегла	239,0	97,0	47	42,0	38,0
НПР (м)	103,0	91,5	81,0	64,0	51,4	16,0
Спрацювання до РМО* (м)	1,5	–	5,25	–	2,9	3,3
Площа дзеркала (км ²)	922,0	675,0	2250	567	410,0	2150,0
Площа дзеркала при РМО (км ²)	670,0	–	1180	–	200,0	1920,0
Об'єм водосховища (км ³)	3,73	2,62	13,5	2,45	3,30	18,2
Об'єм водосховища при РМО (км ³)	2,56	–	4,5	–	2,47	11,4
Коефіцієнт ємності (%)	3,5	–	18,6	–	1,6	12,8
Довжина вздовж осі (км)	110,0	123,0	149	114,0	129	230,0
Ширина (км) найбільша середня	12,0	8,0	28,0	8,0	7,0	25,0
	8,4	5,5	15,1	5,1	3,2	9,3
	13,1	22,4	9,9	22,4	40,3	24,7
Коефіцієнт видовженості						

*РМО – рівень мертвого об'єму.

Показник	Водосховища					
	Київське	Канівське	Кременчуцьке	Кам'янське	Дніпровське	Каховське
Глибина (м) найбільша середня	14,5 4,0	21,0 3,9	20,0 6,0	16,0 4,3	53,0 8,0	24,0 8,5
Коефіцієнт глибоководності	0,48	0,71	0,40	0,84	2,50	0,91
Периметр, км	520	510	800,0	258	250,0	900,0
Коефіцієнт розвитку берегової лінії	4,83	5,54	8,43	4,24	3,48	9,22

Примітка. НІР – нормальний підпірний рівень; РМО – рівень мертвого об'єму; коефіцієнт ємності – відношення середнього об'єму водосховища до середньорічного водного стоку; коефіцієнт видовженості $\frac{L}{B_{\text{сер}}}$; коефіцієнт глибоководності

$$\frac{H_{\text{сер}}}{B_{\text{сер}}}; \text{ коефіцієнт розвитку берегової лінії } \frac{P}{2\sqrt{F_n}}, \text{ де } L - \text{ довжина водосховища, км; } H_{\text{сер}} \text{ і } B_{\text{сер}} - \text{ середня глибина і ширина, м;}$$

P – периметр, км; F – площа водного дзеркала, км².

Усі показники наведено при НІР.

Водосховища дністровського каскаду. Річка Дністер зарегульована трьома гідроелектростанціями, дві з яких – на території України (Дністровська ГЕС-1, Дністровська ГЕС-2) та одна – на території Республіки Молдова (Дубоссарська ГЕС). Дністровське водосховище-1 (головне) – водосховище Дністровської ГЕС-1 розташовано в межах Тернопільської, Хмельницької, Чернівецької й Вінницької областей України і є верхнім за розміщенням у каскаді. Гребля ГЕС розташована біля м. Новодністровськ Чернівецької області (рис. 5.2).

Будівництво Дністровської ГЕС-1 розпочалося 1973 року, 1981 – уведено в експлуатацію два перші гідроагрегати потужністю по 117,0 МВт кожний. 1983 року Дністровська ГЕС-1 досягла повної установленної потужності – 702,0 МВт. Висота греблі Дністровської ГЕС-1 становить 60,0 м, що дозволяє створити найбільший серед великих гідроелектростанцій України напір водосховища (різницю рівня між верхнім і нижнім б'єфами). Він становить 45,0 м. Довжина напірного фронту – 1,1 км. Розрахунковий напір – 54,0 м. Напірні споруди Дністровської ГЕС-1 утворюють Дністровське водосховище-1 довжиною 194,0 км із площею дзеркала при НПР 142,0 км². Повний об'єм водойми при НПР – 3,0 км³. Максимальна глибина водосховища – 54,0 м, середня – 21,0 м. Мінералізація води – 300,0–500,0 мг/дм³. Коливання рівня води у водосховищі обмежується величиною 0,5 м/добу.

У період нересту (квітень-червень) спрацювання Дністровського водосховища-1 не перевищує 0,1 м на добу, за винятком часу регулювання високих паводків. Для запобігання затоплення у нижньому б'єфі витрати води ГЕС установлені не більше 1,0 тис. м³/с (за винятком періоду пропуску паводків).

Дністровське водосховище-1 має комплексне призначення: річне регулювання стоку, вироблення електроенергії, водозабезпечення потреб населення та промисловості, розвиток зрошення, боротьба з повеннями. У літньо-осінній період воно здійснює регулювання, що компенсує стік, для забезпечення потреб водокористувачів від створу гідровузла до гирла Дністра. Узимку працює в енергетичному режимі. Щорічне передповенеve спрацювання водосховища передбачено до позначки 114,7 м. До рівня мертвого об'єму спрацювання передбачено тільки за прогнозу високого паводка. Водосховище здійснює екологічні попуски для водокористувачів на території України та Молдови.

Дністровське водосховище-2 (буферне). Нижче за течією Дністра, у 20 км від греблі Дністровської ГЕС-1 біля с. Нагоряни Вінницької області, розташована гребля Дністровської ГЕС-2, або "буферна" гребля. Головним її завданням є вирівнювання попусків із Дністровського водосховища-1 та їхнього впливу на Дністер за добового та тижневого регулювання потужності Дністровської ГЕС-1. На греблі є 12 водоскидних отворів, два з яких мають можливість плавного регулювання висоти і, відповідно, скидних витрат води.

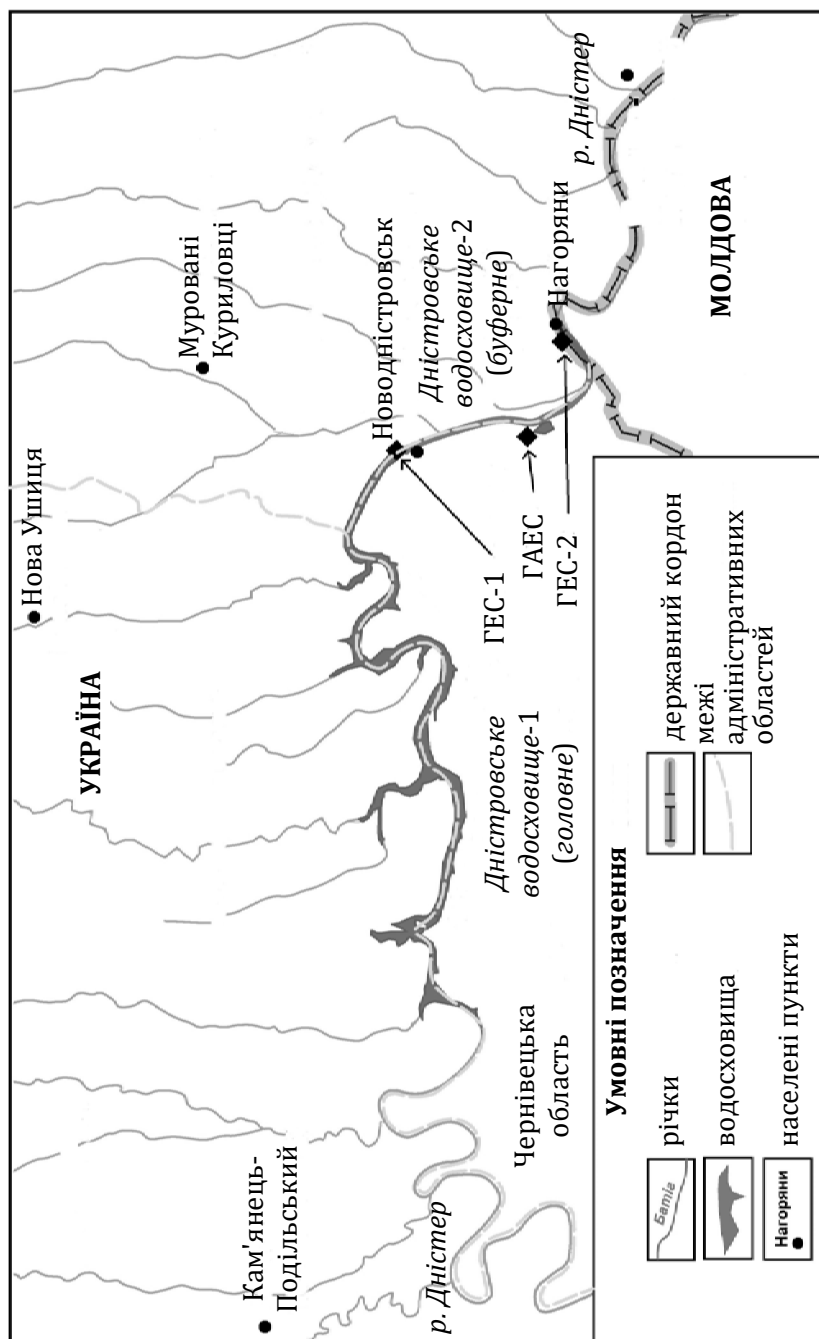


Рис. 5.2. Схема розташування дністровських водосховищ

Ліворуч водоскидної греблі побудовано невелику Дністровську ГЕС-2, потужністю 40,8 тис. кВт. Вище від греблі Дністровської ГЕС-2 утворилося Дністровське водосховище-2 (буферне) довжиною 19,8 км. Повний об'єм водойми при НПР* (72,0 м) – 37,6 млн м³, корисний – 28,4 млн м³. Площа водної поверхні при НПР становить 6,1 км². Максимальна глибина водосховища – 9,0 м, середня – 5,3 м. У літньо-осінній період Дністровське водосховище-2 працює в режимі попусків компенсування, що здійснюються із Дністровського водосховища-1 для забезпечення водокористувачів на розташованій нижче ділянці Дністра. Величини попусків визначає міжвідомча комісія залежно від фактичного припливу, очікуваного бічного припливу та потреб водокористувачів. У зимовий період режим попусків із Дністровського водосховища-2 встановлюється залежно від режиму роботи Дністровського водосховища-1, що, у свою чергу, працює в енергетичному режимі. Максимальні паводкові витрати надходять до Дністровського водосховища-2 після їхнього зрізання Дністровським водосховищем-1. У нижньому (буферному) водосховищі ці витрати не трансформуються через незначну ємність і пропускаються буферним гідровузлом транзитом.

Дністровське водосховище-2 одночасно є нижньою водоймою для Дністровської гідроакмулювальної електростанції (ГАЕС), що входить до складу Дністровського гідровузла. Основними функціями Дністровської ГАЕС є регулювання частоти та графіка навантажень в енергосистемі України, формування аварійного резерву, підвищення безпеки експлуатації атомних електростанцій, поліпшення умов експлуатації ТЕС і зниження для них витрат пального, а також можливість вигідного експорту пікової електроенергії.

Проектна встановлена електрична потужність Дністровської ГАЕС (сім насосів-турбін) у генераторному режимі має становити 2268,0 МВт, у насосному режимі – 2947,0. Хоч будівництво станції було розпочато ще 1983 року, але лише в листопаді 2009 перший гідроагрегат станції запущено в генераторному режимі. У грудні 2013 року запущено другий гідроагрегат. У грудні 2015 року запущено третій – останній гідроагрегат першої черги будівництва. Загальна потужність першої черги становить 972,0 МВт у генераторному режимі та 1263,0 – у насосному. Дністровська ГАЕС має стати найбільшою гідроакмулювальною станцією Європи і шостим за масштабами проектом ГАЕС у світі.

Верхня водойма Дністровської ГАЕС використовується як акумулювальна водойма під час роботи ГАЕС у насосному режимі та спрацьовується при роботі в генераторному режимі. Дамба, що обмежує верхню водойму, наразі побудована до позначок, що забезпечують роботу трьох гідроагрегатів. При

*НПР – нормальний підпірний рівень.

цьому повний об'єм водойми становить 3,3 млн м³, корисний – 1,95 млн м³. Згодом рівень води у водоймі буде піднято ще на сім метрів, а її об'єм зросте до 38,8 млн м³. Розрахунковий напір Дністровської ГАЕС – 147,5 м.

5.2. Гідрохімічний режим дніпровських водосховищ

Іонний склад і мінералізація води. Річка Прип'ять і верхня частина Дніпра, які живлять дніпровський каскад і формують хімічний склад водних мас, за рівнем мінералізації та іонним складом різняться незначно. За класифікацією Алекіна, вони належать до гідрокарбонатного класу групи кальцію, унаслідок чого вода всіх дніпровських водосховищ за хімічним складом належить до того самого класу та групи, що й річкова.

Розташування водосховища у каскаді, особливості його гідрологічного режиму значною мірою визначають сезонну та багаторічну динаміку мінералізації води та вмісту головних іонів. Створення водосховищ веде до перерозподілу водного стоку річки за сезонами. Разом із перерозподілом водного стоку відбуваються зміни в динаміці мінералізації й концентрації головних іонів.

Унаслідок акумуляції у водосховищах паводкових маломінералізованих вод і змішування їх із більш мінералізованими річковими водами, що надходять у наступні сезони, відбулося зменшення, особливо на ділянках біля греблі, річної амплітуди коливання мінералізації й концентрації окремих іонів. У водосховищах межі коливання мінералізації менш значні, ніж у річці. Найбільша амплітуда коливань мінералізації характерна для Київського водосховища, найменша – для Каховського. Нижня межа мінералізації щодо природних умов підвищилася на 50,0, верхня – знизилася на 30,0 %. У літній період вона підвищується до 200,0–300,0 мг/дм³, а максимальних значень (350,0–400,0 мг/дм³) досягає взимку та ранньою весною, перед водоплілям. Аналогічною є сезонна динаміка й у проточному Канівському водосховищі.

У Кременчуцькому водосховищі подібна сезонна динаміка мінералізації води та вмісту головних іонів спостерігалась, коли воно було ще верхнім у каскаді (1961–1964). Пізніше, після створення Київського та Канівського водосховищ, мінімум мінералізації перемістився на пізніші терміни (серпень-жовтень).

У розташованих на південь Кам'янському, Дніпровському (Запорізькому) та Каховському водосховищах мінімальна мінералізація характерна для зими, максимальна – для весняного періоду. Таку зміну мінералізації води в сезонному аспекті можна пояснити впливом зарегулювання та затримкою весняної

маломінералізованої води у водосховищах, розташованих на північ. Весняна маломінералізована вода доходить до Кам'янського та Дніпровського водосховищ лише пізньою осені чи взимку і витісняє високомінералізовані зимові води. Тому навесні, а в окремі роки й улітку, тут спостерігається максимум мінералізації (390,0–450,0 мг/дм³). У Каховському водосховищі мінімум мінералізації припадає на пізніші терміни. Усе літо, особливо в акваторії біля греблі, вода має підвищену мінералізацію.

Унаслідок акумуляції весняних вод під час водопілля у водосховищах спостерігається зміна мінералізації за поздовжньою віссю. У проточних водосховищах (Київському, Канівському, Кам'янському, Дніпровському), де водообмін здійснюється 12–18 разів на рік, а час надходження води від верхніх ділянок до нижніх становить 11–45 днів, вона виражена меншою мірою, ніж у регулюючих, малопроточних (Кременчуцькому та Каховському) з водообміном один-три рази на рік. Час добігання весняних талих вод у цих водосховищах, залежно від водності року, коливається від 66 до 260 днів.

Зміни мінералізації й концентрації окремих іонів за глибиною звичайно не спостерігається: поверхневі та придонні шари води мають майже однакоvu мінералізацію. У цьому відношенні водосховища дніпровського каскаду, як й інші великі водосховища (Можайське, Волзький каскад), значно відрізняються від малих водосховищ з підвищеною мінералізацією, в яких спостерігається вертикальна стратифікація мінералізації води.

У водосховищах дніпровського каскаду лише інколи в літній період відбувається зміщення карбонатної рівноваги в бік утворення вуглецю(IV) оксиду, унаслідок чого загальна мінералізація поверхневих шарів води зменшується порівняно з мінералізацією придонних. Незначна стратифікація відмічається інколи ранньою весною на ділянках біля гребель, коли із верхів'їв надходить менш мінералізована вода, яка внаслідок слабого перемішування залишається у поверхневих шарах, а в глибинних – зберігається вода з підвищеною мінералізацією.

Припливи з підвищеною мінералізацією води, які впадають у водосховище, незначно змінюють її в затоках, тим паче у самих водосховищах, оскільки водний стік їх невеликий (0,04–0,8 км³).

На рівень мінералізації та вміст головних іонів значний вплив має водність року. У середній за водністю і багатоводні роки вона нижча, ніж у маловодні. Наприклад, у дуже багатоводному 1970 році (річний стік через греблю Київської ГЕС становив 83,0 км³) мінералізація води, особливо нижня її межа, в усіх водосховищах знизилась: у Київському вона становила 127,0 мг/дм³, у Каховському – 163,0. У маловодні роки мінералізація води в Каховському водосховищі не падає нижче 235,0 мг/дм³.

Суттєвих змін у мінералізації води та концентрації основних іонів при експлуатації водосховищ не відбувається (табл. 5.2). Верхня межа мінералізації униз по каскаду збільшується від 380,0 мг/дм³ у Київському водосховищі до 450,0 – у Каховському. Порівняно з першими роками існування водосховищ нижня межа мінералізації води зросла внаслідок впливу каскаду.

Переважаючим катіоном у воді Дніпра та його водосховищ є Ca²⁺, аніоном – HCO₃⁻. Вміст інших іонів значно менший. Змішування у водосховищах річкових вод з різною мінералізацією привело до усереднення хімічного складу води. Після спорудження каскаду водосховищ амплітуда коливання головних іонів зменшилась, нижня межа їхньої концентрації збільшилась, верхня – зменшилась. Незважаючи на сезонні зміни концентрацій іонів, їхнє співвідношення для кожного водосховища практично залишається сталим і лише інколи змінюється у разі зміщення карбонатної рівноваги та в місцях впадіння більш мінералізованих вод, які збільшують вміст Mg²⁺, Na⁺, K⁺ і SO₄²⁻.

Спорудження каскаду водосховищ, де внаслідок внутрішньо-водоймових процесів відбувається метаморфізація вод, дещо змінило співвідношення концентрацій іонів. Наприклад, відносна кількість іонів SO₄²⁻, Cl⁻, Na⁺, K⁺ підвищилась, що відбилось на стоку їх до нижнього б'єфа.

Іонний стік Дніпра збільшився на 5,0 % після зарегулювання, оскільки на такий самий відсоток у середньому збільшилась мінералізація води. До зарегулювання Дніпра максимум іонного стоку припадав на весняний період (45,0 %), коли й водний стік був максимальним. Після будівництва каскаду водосховищ іонний стік розподіляється за сезонами більш рівномірно, причому, незважаючи на різке скорочення водного стоку у весняний період, іонний стік зменшився незначно: весною до греблі Каховського водосховища відтісняються високомінералізовані зимові води, які й надходять до пониззя Дніпра.

Таким чином, в усі сезони року вода дніпровських водосховищ за рівнем мінералізації, загальної твердості та вмістом основних іонів задовольняє вимоги до водойм санітарно-побутового та рибогосподарського призначення, а також для зрошування. У цих водоймах (мг/дм³) загальна мінералізація води не має перевищувати 1000,0, уміст кальцію – 180,0, магнію – 40,0, сульфатів – 500,0 і хлору – 300,0.

Таблиця 5.2

Граничні концентрації основних іонів і мінералізації води дніпровських водосховищ

Водосховище	Роки	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	НСО ₃	СО ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	СГ	Сума іонів	Загальна твердість (ммоль/дм ³)
Київське	1965-67	23,0-68,0	2,0-24,0	8,0-26,0	60,0-235,0	0,0-26,0	7,0-32,0	4,0-25,0	122,0-380,0	1,5-4,5
	1981-85	17,0-32,0	5,0-19,0	5,0-25,0	106,0-246,0	0,0-15,0	11,0-47,0	1,0-34,0	196,0-374,0	2,0-4,6
Канівське	1981-85	31,0-77,0	5,0-20,0	9,0-59,0	106,0-217,0	0,0-27,0	19,0-43,0	11,0-59,0	198,0-396,0	2,3-5,1
Кременчуцьке	1961-64	24,0-75,0	2,0-23,0	0,0-29,0	45,0-255,0	0,0-52,0	8,0-32,0	5,0-20,0	116,0-399,0	1,5-4,5
	1981-85	29,0-67,0	5,0-28,0	3,0-40,0	109,0-220,0	0,0-28,0	17,0-54,0	11,0-31,0	220,0-420,0	1,2-5,0
Кам'янське	1963-65	27,0-74,0	1,0-12,0	0,0-27,0	92,0-231,0	0,0-7,0	8,0-30,0	5,0-13,0	132,0-358,0	1,8-4,2
	1981-85	29,0-59,0	5,0-17,0	9,0-35,0	88,0-219,0	0,0-12,0	20,0-48,0	17,0-31,0	171,0-393,0	2,2-4,0
Дніпровське	1956-60	20,0-74,0	1,0-32,0	1,0-34,0	73,0-210,0	0,0-17,0	8,0-61,0	15,0-30,0	109,0-450,0	1,4-4,8
	1981-85	33,0-59,0	5,0-22,0	1,0-43,0	131,0-219,0	0,0-21,0	26,0-44,0	21,0-36,0	207,0-453,0	2,5-3,7
Каховське	1951-59	22,0-73,0	3,0-20,0	1,0-30,0	42,0-255,0	0,0-52,0	9,0-62,0	5,0-31,0	120,0-460,0	1,4-5,0
	1981-85	31,0-63,0	5,0-20,0	7,0-59,0	73,0-217,0	0,0-25,0	33,0-94,0	22,0-45,0	210,0-453,0	2,4-4,3

Розчинені гази та рівень рН. Газовий режим водосховищ формується під впливом багатьох чинників, основними серед яких є вітрове перемішування та циркуляція водних мас, фізико-хімічні й біологічні процеси, взаємодія води із залитими ґрунтами, життєдіяльність водних організмів, утворення та мінералізація органічної речовини, господарська діяльність тощо. Інтенсивність виявлення цих чинників у різні пори року є різною. У теплий період основними є процеси фотосинтезу рослинних організмів. У другій половині літа більшого значення набувають окисні процеси, які знижують вміст кисню у воді та збільшують концентрацію вуглецю(IV) оксиду.

Після розкладання фітопланктону у воді збільшується вміст органічної речовини, яка легко засвоюється, що викликає посилене розмноження бактерій та енергійніше їхнє дихання, що приводить до різкого зниження кількості кисню у воді.

Розчинений у воді кисень може витратитися також на окиснення амонійного азоту до нітритів і нітратів, солей закисного заліза та на процеси окиснення метану, водню та сірководню (за участі відповідних бактерій). Узимку основну роль відіграють температура води та наявність льодоставу.

У перші роки існування водосховищ, коли відбувалося формування їхнього гідрохімічного режиму, великий вплив на газовий режим мав характер затопленого ложа, а також ступінь очищення перед його затопленням. У цей період бурхливо відбуваються процеси розкладання рослинного і ґрунтового покриву затопленої території. При цьому кисень витрачається на окиснення органічних речовин, що нерідко спричинює його дефіцит у придонних шарах води.

Розчинений кисень є одним із важливих гідрохімічних показників, що вказує на інтенсивність окисно-відновних біохімічних процесів у водоймі. Кисень надходить до води з атмосфери та продукується фітопланктоном і вищою водною рослинністю; витрачається на окиснення органічної речовини при диханні та розкладанні рослинних і тваринних організмів, а також шляхом евазії його в атмосферу. У розподілі розчиненого у воді кисню, вуглецю (IV) оксиду та рН за глибиною водосховищ, акваторією, а також за добовою динамікою існує тісний зв'язок із динамікою синьо-зелених водоростей, що домінують у водосховищах улітку. У штильову сонячну погоду за інтенсивного фотосинтезу фітопланктону встановлюється вертикальна стратифікація вмісту кисню, вуглецю (IV) оксиду, рівня рН. Поверхневий шар води постійно збагачується киснем, біля придонних шарів спостерігається дефіцит за рахунок витрат його на окисні процеси. Тут вміст O_2 може знижуватись до 30,0–40,0, інколи до 1,0–3,0 %. У місцях великого скупчення відмерлого фітопланктону (утворення зверху блакитної плівки) максимальна концентрація зміщена на глибину 1,0–3,0 м з наступним зменшенням у напрямку придонного шару.

Установлена за штильової погоди вертикальна стратифікація може бути нетривалою та легко порушується вітровим перемішуванням, яке охоплює за швидкості вітру 8,0–10,0 м/с придонні шари води. Значна вертикальна стра-

тифікація вмісту O_2 , CO_2 і рівня рН особливо виявляється у перші роки існування водосховища, коли за рахунок інтенсивного розвитку фітопланктону та процесів фотосинтезу в поверхневих шарах води кількість розчиненого кисню досягає $23,5 \text{ мг/дм}^3$ (290,0 % насичення), у придонних за рахунок витрати O_2 на мінералізацію органічної речовини затопленого ложа вона знижувалась до нуля (табл. 5.3).

Таблиця 5.3

**Граничні значення компонентів газового режиму води
різних ділянок Дніпра та його водосховищ**

Район досліджень	O_2		CO_2 (мг/дм ³)	рН
	уміст (мг/дм ³)	насичення (%)		
Верхня частина Дніпра до зарегулювання	0,5–13,0	3,0–115,0	0,0–40,0	7,0–8,4
Київське водосховище	0,3–18,4	2,0–158,0	0,0–60,7	6,7–8,9
Канівське водосховище	1,2–17,7	8,0–182,0	0,0–71,3	7,0–8,9
Середня частина Дніпра до зарегулювання	1,4–14,9	2,0–120,0	0,0–30,0	7,0–8,5
Кременчуцьке водосховище	0,0–23,5	0,0–287,0	0,0–70,4	7,0–9,7
Кам'янське водосховище	1,4–18,8	8,0–150,0	0,0–15,5	7,2–9,8
Дніпровське водосховище	0,4–23,1	4,0–271,0	0,0–23,8	7,1–8,7
Нижня частина Дніпра до зарегулювання	4,4–14,2	48,0–102,0	0,0–18,0	7,5–8,4
Каховське водосховище	0,4–21,7	3,0–259,0	0,0–18,5	6,7–9,9

У добре проточних Київському та Канівському водосховищах улітку в придонних шарах води вміст кисню не падає нижче 50,0 % насичення. Тут не відбувається і значного перенасичення розчиненим O_2 (до 180,0 %), як, наприклад, у Кременчуцькому (до 290,0 %) і Каховському (до 260,0 % насичення) водосховищах.

Останніми роками через зменшення "цвітіння" води в літній період не спостерігається значних концентрацій O_2 у поверхневих шарах води та гострого дефіциту – у придонних. Однак у літній період у придонних шарах води в середній частині та біля гребні Кременчуцького водосховища вміст розчиненого кисню інколи перебуває на межі розчинності, а в окремих випадках, особливо в затоках, створюючи заморні умови. Те саме відмічалось і в Каховському водосховищі. Найбільш несприятливий газовий режим у водосховищах Дніпра – у маловодні роки.

Заморні умови виникають на застійних ділянках у другій половині липня, коли збігаються тривалі штильові погоди, високі температури води і відбувається масове скупчення синьо-зелених водоростей. У головному Київсь-

кому водосховищі не спостерігається великої різниці щодо кисневого режиму маловодних і багатоводних років.

У затоках водосховищ несприятливий кисневий режим утворюється влітку. Невеликі глибини сприяють швидкому прогріванню всієї товщі води, тут раніше починається розвиток біологічного життя. Установлюється вертикальна стратифікація вмісту кисню, яка за відсутності перемішування зберігається тривалий час. На розподіл кисню акваторією Київського водосховища великий вплив мають гумусові води Прип'яті, які зменшують його кількість не тільки взимку, але й улітку. У Прип'ятському відрозі та правобережних мілководдях концентрація кисню в літній період завжди менша, ніж у Дніпровському відрозі та мілководдях лівого берега.

За довжиною водосховищ у літній період уміст кисню у природних шарах води знижується від верхніх ділянок до греблі. У верхніх ділянках, у зоні перемінного підпору, де гідрологічний режим близький до річкового, у літній період спостерігається найбільш сприятливий кисневий режим. Тут найменше виявляється стратифікація концентрації кисню, не відмічається значного його дефіциту, фітопланктон розвинений слабо.

Ранньою весною та пізньої осені внаслідок доброго вітрового перемішування, а також незначної ролі процесів фотосинтезу стратифікація вмісту O_2 та CO_2 і рівня рН спостерігається не часто. Поверхневі та придонні шари часто однаково насичені киснем (80,0–90,0 %). Якщо і спостерігається стратифікація, то вона незначна, і різниця концентрацій кисню між поверхневими та придонними шарами води не перевищує 10,0–15,0, в окремих випадках – 20,0–30,0 %. Однак уже наприкінці квітня – на початку травня, особливо на мілководних ділянках водосховищ, вода прогривається до 20,0–30,0 °С, починається розвиток фітопланктону, що приводить до стратифікації вмісту кисню. У поверхневому шарі води концентрація кисню може сягати 12,0–13,0 мг/дм³ (130,0–140,0 % насичення), а в окремих випадках і вище (до 230,0 % насичення).

Восени (у вересні) на окремих ділянках водосховищ "цвітіння" ще продовжується, уміст кисню у поверхневому шарі води – 12,0–14,0 мг/дм³ (120,0–130,0 % насичення) і зберігається стратифікація за глибиною. Пізньої осені стратифікація повністю порушується, і насичення води киснем установлюється близьким до 100,0 %. Перед льодоставом уся товща води більш-менш однаково насичена киснем.

У період льодоставу в Київському водосховищі спостерігається гострий дефіцит кисню (20,0–30,0 % насичення), накопичення вуглецю(IV) оксиду (до 70,0 мг/дм³) і відносно низькі значення рН (7,0–7,2), що зумовлено, як і раніше, перед зарегулюванням, надходженням до них із басейну верхньої частини Дніпра та Прип'яті води з низьким вмістом O_2 і підвищеним вмістом CO_2 .

Бідні на кисень води поширюються від Прип'ятського та Дніпровського відрогів униз Київським водосховищем і наприкінці льодоставу створюють заморні умови всією його акваторією (табл. 5.4).

Гострий дефіцит розчиненого у воді кисню взимку відмічено й у верхній частині Канівського водосховища, де на газовий режим негативний вплив має збіднена киснем вода Десни.

У добре проточних Кам'янському та Дніпровському водосховищах у безльодовий період концентрація кисню досягає значного рівня. У придонних шарах відмічається незначний його дефіцит.

Для Каховського водосховища, яке замерзає на нетривалий термін, взимку характерний сприятливий кисневий режим. У придонних шарах води навіть на глибинних ділянках концентрація кисню не падає нижче 60,0 % насичення (8,0–10,0 мг/дм³).

Джерелом вуглецю (IV) оксиду у водосховищах є процеси окиснення органічних речовин, різні види біохімічного розпаду та окиснення органічних решток, а також дихання водних організмів. Зменшення вмісту CO₂ відбувається внаслідок процесів фотосинтезу, а також виділення в атмосферу. Кількість розчиненого у воді вуглецю (IV) оксиду тісно пов'язана з рН.

У водосховищах дніпровського каскаду концентрація вуглецю (IV) оксиду, залежно від сезону року, а також біологічних і біохімічних процесів, які відбуваються у воді й донних відкладеннях, становить 0,0–70,0 мг/дм³ і змінюється протягом добових і сезонних циклів. Максимальні концентрації (50,0–70,0 мг/дм³) належать до періоду льодоставу у воді верхніх водосховищ: Київському, Канівському та Кременчуцькому. Це пов'язано як з надходженням із заболочених територій водозбору бідних на кисень із високим вмістом CO₂ і низьким значеннями рН вод, так і з відсутністю контакту з атмосферою у період тривалого льодоставу. У нижніх водосховищах – Кам'янському, Дніпровському та Каховському кількість CO₂ не перевищує 20,0–25,0 мг/дм³, а в інші сезони буває ще нижчою.

Відповідно до змін CO₂ протягом року в широких межах варіюється й величина рН води – 6,7–7,9. Сезонні зміни рН обумовлені, головним чином, карбонатною рівновагою у воді. Мінімальні значення (рН = 6,7–7,0) спостерігаються взимку, максимальні (рН = 9,7) – улітку.

Процеси фотосинтезу, за яких асимілюється розчинений у воді вуглецю (IV) оксид, призводять до зниження, а інколи і до повного його зникнення у поверхневих шарах води в літній період. Рівень рН при цьому підвищується до 8,8–9,7, у воді з'являється CO₂, уміст якого змінюється від 0,0 до 30,0 мг/дм³.

Таблиця 5.4

Газовий склад Київського водосховища в безльодовий період

Локація	1982, січень				1982, лютий				1985, лютий			
	O ₂		рН	CO ₂ мг/дм ³	O ₂		рН	CO ₂ мг/дм ³	O ₂		рН	CO ₂ мг/дм ³
	мг/дм ³	% насичення			мг/дм ³	% насичення			мг/дм ³	% насичення		
Дніпро	2,97	20,0	7,75	41,4								
Прип'ять	3,66	25,0	7,60	20,2	5,65	38,0	7,15	56,3	3,25	22,0	7,40	
Тетерів	8,94	61,0	7,80	17,6	5,57	39,0	7,45	29,0				
Верхня ділянка водосховища									0,63	4,0	7,5	
									1,39	10,0		
Нижня ділянка водосховища	8,29	56,0	7,75	22,0	1,44	10,0	7,23	59,0	12,0	82,0		
	8,07	50,0	7,70	39,6	1,41	10,0	7,0	71,3	9,5	72,0		

У літній період у придонних шарах води за рахунок процесів розкладання органічних речовин відбувається накопичення CO_2 до 5,0–10,0 мг/дм³, а в окремих випадках – до 20,0 і навіть 45,0 мг/дм³. При цьому рН знижується до 7,4. Установлюється вертикальна стратифікація, різниця рН у поверхневих і придонних шарах може становити 1,0–1,5, вона нестійка і легко може бути порушена вітровим перемішуванням. Вертикальна стратифікація вмісту O_2 , CO_2 і значень рН найбільш характерна для середніх і нижніх ділянок водосховищ, менше – для верхніх.

Дослідження газового режиму свідчать про те, що останніми роками в окремих водосховищах дніпровського каскаду спостерігається тенденція до зниження "цвітіння" води синьо-зеленими водоростями, зменшились і процеси фотосинтезу, за яких асимілюється вільний вуглецю (IV) оксид і відбувається зміщення карбонатної рівноваги в бік утворення CO_2 , а також збільшення рН води.

Біогенні елементи, які надходять до водойми з водою річок, атмосферними опадами, промисловими та господарсько-побутовими стічними водами, стоками сільськогосподарських угідь, тваринницьких комплексів і які накопичуються внаслідок внутрішніх процесів у водоймі, визначають якість води.

При каскадному розміщенні водосховищ уміст біогенних елементів у верхньому з них залежить в основному від їхньої кількості, яка вноситься річками, що живлять водосховище. У розміщеному нижче водосховищі – від надходження речовин з верхніх водойм і процесів трансформації речовин у цьому водосховищі.

У період затоплення та перші роки існування водосховища на вміст мінеральних та органічних речовин помітний вплив здійснює затоплене ложе з ґрунтовим і рослинним покривом. За рахунок процесів вилугування та мікробної деструкції вода збагачується біогенними та органічними речовинами, уміст яких значно зростає (табл. 5.5).

Процес розкладання затопленої рослинності супроводжується погіршенням газового режиму водойми, розвитком величезної кількості сапрофітної мікрофлори і характеризується значним погіршенням санітарно-гігієнічного стоку водойми. Із часом дія цього чинника зменшується, знижується кількість деяких біогенних та органічних речовин.

У водосховищах, що пройшли стадію становлення, визначальними чинниками біогенних та органічних речовин є процеси продукційно-деструкційні, седиментації, комплексоутворення, окиснення–відновлення, сорбції–десорбції, які в основному визначають трансформацію та кругообмін біогенних елементів у водоймі.

Таблиця 5.5

Середньорічні концентрації біогенних елементів у воді Дніпра (мг/дм³)

Рік	NH ₄ ⁺	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	ΣN	PO ₄ ³⁻		Fe	
					мінеральні	загальні	розчинне	загальне
<i>Верхня частина Дніпра до зарегулювання</i>								
1962–1964	0,83	0,008	0,16	1,00	0,03	0,071	0,45	0,95
<i>Київське водосховище</i>								
1965	0,84	0,007	0,22	1,07	0,024	0,068	0,32	0,65
1985	0,80	0,014	0,20	1,07	0,020	0,069	0,09	0,41
<i>Середня частина Дніпра до зарегулювання</i>								
1951–1954	0,36	0,009	0,03	0,40	0,030	0,092	0,40	0,90
<i>Канівське водосховище</i>								
1978	0,89	0,012	0,10	1	0,054	0,056	0,13	0,22
1985	0,65	0,023	0,41	1,08	0,067	0,113	0,06	0,17
<i>Кременчуцьке водосховище</i>								
1961	0,41	0,011	0,16	0,58	0,058	0,127	0,14	0,27
1985	0,78	0,028	0,42	1,23	0,077	0,121	0,04	0,22
<i>Кам'янське водосховище</i>								
1968	0,61	0,010	0,18	0,80	0,040	0,135	0,04	0,17
1985	0,41	0,010	0,57	0,99	0,092	0,134	0,04	0,10
<i>Дніпровське водосховище</i>								
1968	0,68	0,014	0,21	0,90	0,036	0,074	0,04	0,16
1985	0,53	0,009	0,56	1,10	0,050	0,160	0,04	0,13

Концентрація біогенних та органічних речовин у воді водосховищ змінюється в широких межах за сезонами і роками, за акваторією водосховищ і глибиною. У вегетаційний період, залежно від розподілу фітопланктону, змінюється вміст біогенних речовин за акваторією водосховищ і в товщі води. У другій половині літа та восени під час масового відмирання та бактеріального розпаду водоростей відбувається надходження у воду різних продуктів розпаду, у тому числі зростає вміст біогенних і органічних речовин.

Максимальна концентрація біогенних речовин спостерігається у зимовий період і перед водопіллям, особливо в придонних шарах води, де накопичуються продукти мінералізації органічних речовин води і донних відкладень. Стратифікація біогенних речовин відмічається й улітку. Навесні та восени через більшу циркуляцію водних мас вона згладжується.

На гідрохімічний режим Київського водосховища великий вплив мають притоки верхньої частини Дніпра та Прип'яті, вода яких характеризується великим умістом гумінових речовин, амонійного азоту та заліза.

Уміст біогенних елементів на мілководдях визначається поверхневим стоком із водозбірної площі, процесами обміну на межі розділення вода–затоплені ґрунти (у перші роки) та вода–донні відкладення (у наступному), вегетацією та відмиранням вищої водної рослинності, уповільненим водообміном. У зв'язку із цим уміст біогенних елементів (NO_3^- , PO_4^{2-} , Fe) на мілководдях значно вищий, ніж у глибоководних зонах. Окиснені форми азоту (NO_3^- , NO_2^-) через дефіцит кисню у воді мілководних зон містяться в незначній кількості порівняно із глибоководними, а інколи їх немає.

Концентрація амонійного азоту у воді дніпровських водосховищ, залежно від сезону року та водосховища, може змінюватись від 0,22 до 3,7 (граничні значення), а в середньому становить 0,22–1,17 мг/дм³.

Найбільший вміст амонійного азоту звичайно спостерігається у воді Київського водосховища внаслідок високої концентрації його у водах Прип'яті в усі пори року.

На відміну від інших форм азоту (NO_3^- , NO_2^-), уміст якого у вегетаційний період знижується до нуля, концентрація амонійного азоту (як і органічного) звичайно збільшується. Особливо значне його накопичення (1,5–2,5 мг/дм³) відбувається в придонних шарах води в місцях з низьким умістом розчиненого у воді кисню. Це зумовлено накопиченням у воді водосховищ у теплі місяці року продуктів мінералізації органічних речовин, у тому числі амонійного азоту, окиснення якого до NO_3^- через дефіцит кисню не відбувається, а також значним надходженням його із донних відкладень в анаеробних умовах. Тут можуть проходити процеси відновлення окисних форм азоту (NO_3^- , NO_2^-) до азоту (NH_4^+).

Таким чином, для амонійного азоту характерна стратифікація зі збільшенням його вмісту в придонних шарах води, інколи спостерігається й зворотна картина, особливо в місцях скупчення фітопланктону, що розкладається, де концентрація азоту може збільшуватись до 2,0–3,5 мг/дм³. Стратифікація слабо виражена під час весняної та осінньої циркуляції й стає помітною під час літньої й зимової стагнації.

На вміст амонійного азоту має вплив водність протягом року. У маловодні роки, коли швидкості течій і проточність водосховищ зменшуються, уміст розчинного кисню знижується, концентрація NH_4^+ у воді водосховища збільшується, головним чином у придонних шарах.

Після зарегулювання концентрація амонійного азоту у воді водосховищ зростає, у деяких у 2,0–2,5 рази.

Серед чинників, які спричиняють підвищення концентрації амонійного азоту, на першому місці – господарська діяльність людини, зарегулювання річкових басейнів та їхнє забруднення. Суттєвим чинником є також і процес амоніфікації. Однак загалом в останні роки намітилася стабілізація режиму NH_4^+ .

Концентрація нітритів у воді дніпровських водосховищ коливається у широких межах – від нульових значень до десятих часток міліграмів азоту на 1,0 дм³ води, але в основному не перевищує тисячні й соті частки міліграмів на 1,0 дм³. Нітрити є проміжним продуктом трансформації азотовмісних сполук, їхній вміст формується під впливом процесів нітрифікації, денітрифікації й споживання безпосередньо фітопланктоном. Ці процеси дуже динамічні, тому важко говорити про чіткі закономірності в розподіленні нітритів за акваторією водосховищ, їхньою глибиною, сезонною та міжрічною динамікою.

Найбільші концентрації нітритів спостерігаються у зимовий і ранній весняний періоди (перед водопіллям). Навесні, особливо влітку, їхній вміст знижується та не перевищує тисячних часток міліграмів на 1,0 дм³, а інколи NO_2^- зовсім немає. Однак локально (у місцях випуску стічних вод, у скупченнях фітопланктону, що розкладається) уміст азоту інколи багаторазово перевищує санітарно-допустимі концентрації для питних вод і водойм рибогосподарського призначення.

Уміст азоту нітратів у воді дніпровських водосховищ залежно від пори року та конкретного водосховища може змінюватися від 0,0 до 3,0 мг/дм³. Середнє значення в основному становить десяті частки міліграмів на 1,0 л води.

На відміну від інших форм мінерального азоту для NO_3^- яскраво виражена сезонна динаміка. Це добре ілюструє приклад Кременчуцького водосховища (табл. 5.6).

Таблиця 5.6

**Динаміка вмісту азоту нітратів NO_3^- у воді
Кременчуцького водосховища у різні сезони (мг/дм³)**

Горизонт	Весна	Літо	Осінь	Зима
1983				
Поверхня	0,475	0,472	0,602	0,606
Дно	0,879	0,455	0,800	1,142
1985				
Поверхня	1,108	0,168	0,179	
Дно	1,135	0,154	0,107	

Максимальні величини NO_3^- звичайно спостерігаються узимку, мінімальні – улітку, коли нітрати інтенсивно поглинаються фітопланктоном.

Концентрація нітратів може зменшуватися також через процеси денітрифікації, для яких у воді дніпровських водосховищ у літній період наявні всі умови: велика кількість органічної речовини, анаеробне середовище, слабколужна реакція. Восени внаслідок послаблення біологічних процесів і посилення циркуляції водних мас уміст NO_3^- збільшується в усьому шарі води, сягаючи максимальних значень узимку.

У розподілі за вертикаллю спостерігається стратифікація зі збільшенням умісту NO_3^- у придонних шарах, особливо в період літньої й зимової стагнації.

Як і для NH_4^+ відмічається зниження концентрацій NO_3^- на ділянці біля греблі, де спостерігається "цвітіння" води та інтенсивніше споживання нітратів.

Останніми роками значно збільшилися середньорічні концентрації NO_3^- у воді всіх дніпровських водосховищ. Однією із причин є, імовірно, зниження "цвітіння" води та евтрофування. Має значення й поліпшення кисневого режиму, що сприяє окисненню азоту до NO_3^- .

Уміст фосфатів у воді дніпровських водосховищ зазнає значно менших коливань, ніж сполук мінерального азоту. Залежно від сезону року концентрація загального мінерального фосфору може змінюватися від 0,0 до 0,95, розчиненого – від 0,0 до 0,46 мг/дм³. Порівняно з періодом до зарегулювання, особливо в перші роки існування водосховищ, уміст загального та розчиненого мінерального фосфору значно зростає.

Якщо вміст розчиненого фосфору у воді верхньої частини Дніпра до зарегулювання стоку не перевищував 0,06, загального – 0,15 мг/дм³, то у воді Київського водосховища він збільшився до 0,17 і 0,42 мг/дм³ відповідно. Те саме можна зазначити й для інших водосховищ.

Серед каскаду водосховищ найменші концентрації як загального, так і розчиненого мінерального фосфору характерні для Київського водосховища, де значна його частина сорбується завислими частками, заліза гідроксидом, гу-

мусовими речовинами чи утворює нерозчинні комплексні сполуки. У водосховищах на півдні вміст P_{\min} зростає за рахунок надходження його з промисловими і господарсько-побутовими стічними водами та з водозбірної площі.

Під час весняного водопілля (квітень-травень), коли рівень води у водосховищах сягає максимуму, концентрація фосфатів зменшується і не перевищує для розчинених форм 0,23, для загального фосфору – 0,39 мг/дм³. Це відбувається за рахунок талих вод, які містять незначну кількість фосфатів, а також частково процесів циркуляції водних мас, коли фосфор випадає в осад. У літній період концентрація фосфатів значно збільшується та наприкінці літа під час масового розкладання фітопланктону (серпень) сягає максимальних значень 0,0–0,46 (розчинений фосфор) і 0,01–0,58 мг/дм³ (загальний фосфор).

Процес регенерації фосфору при розкладанні органічних сполук відбувається значно швидше, ніж азоту, тому в літній період фосфор значною мірою може поповнити запаси фосфатів у водосховищах.

У місцях "цвітіння" води вміст фосфатів збільшується в 5–10 разів, порівняно з іншими акваторіями водосховищ (0,25–0,55 мг/дм³).

Високий вміст фосфатів спостерігається протягом усього осіннього періоду, до глибокої осені, зі зниженням температури води та зменшенням швидкості мінералізації. Із посиленням циркуляції води концентрація фосфатів знижується, а наприкінці зими знов підвищується.

Стратифікація у розподілі загального та розчиненого мінерального фосфору за глибиною слабо виражена навесні та восени, але доволі помітна в періоди літньої й зимової стагнації. Улітку відбувається суттєве нагромадження фосфатів у придонних шарах за рахунок мінералізації залишків відмерлого фітопланктону та процесів десорбції фосфору з донних відкладень (табл. 5.7). Можлива й зворотна стратифікація в місцях масового розкладання фітопланктону.

Багаторічними спостереженнями встановлено, що вміст загального розчиненого мінерального фосфору у воді Київського водосховища стабілізувався. В інших водосховищах каскаду позначено тенденцію до його зростання, що пов'язано із загальною тенденцією евтрофікації водних об'єктів.

Таблиця 5.7

**Вміст загального та розчиненого мінерального фосфору
у поверхневих і придонних шарах
води Кременчуцького водосховища**

(у чисельнику – загального, у знаменнику – розчиненого, мг/дм³)

Горизонт	Зима	Весна	Літо	Осінь
Поверхня	<u>0,232</u>	<u>0,040</u>	<u>0,069</u>	<u>0,131</u>
	0,130	0,024	0,045	0,101
Дно	<u>0,246</u>	<u>0,060</u>	<u>0,112</u>	<u>0,118</u>
	0,084	0,037	0,082	0,088

Створення каскаду водосховищ на Дніпрі, в яких під впливом внутрішньо-водоймових процесів відбуваються седиментація заліза та його акумуляція у донних відкладеннях, спричинило зниження вмісту цього металу у воді всіх дніпровських водосховищ. Зменшились як граничні, так і середньорічні його концентрації.

У воді Дніпра перед зарегулюванням стоку верхня межа вмісту загального заліза становила 2,5, розчиненого – 2,0 мг/дм³. В останні роки він не перевищує 2,0 і 1,2 мг/дм³ відповідно. Середньорічні концентрації загального заліза знизилися із 0,30–0,95 до 0,09–0,72, розчиненого – із 0,25–0,45 до 0,02–0,32 мг/дм³. В усіх водосховищах ці показники з роками зменшуються – від верхнього до нижнього водосховища.

Уміст заліза у воді водосховищ змінюється за сезонами та роками, акваторією та глибиною водосховищ і залежить від місця водосховища в каскаді. На сезонну динаміку заліза та його розподілу за акваторією Київського водосховища великий вплив здійснюють води Прип'яті, які містять значну його кількість, головним чином через заболоченість басейну річки. Тому в поверхневих водах наявна велика кількість гумусових речовин, які сприяють розчиненню заліза і переходу його до колоїдного стану. Тому під час усіх сезонів року, навіть улітку, уміст заліза у воді Київського водосховища доволі високий і коливається в широких межах: загальний – від 0,0 до 1,84, розчинений – від 0,0 до 1,22 мг/дм³. Найбільша кількість заліза спостерігається у воді Прип'ятського відрогу і вздовж усього правого берега водосховища аж до греблі.

Створення водосховищ на Дніпрі сприяло процесам седиментації заліза та його акумуляції в донних відкладеннях. У кожному водосховищі акумулюється близько 40,0 % заліза, яке до нього надходить.

У літній період концентрація заліза зменшується за рахунок інтенсифікації біологічних процесів, які спричиняють зміщення карбонатної рівноваги та підвищення рН, що сприяє переходу заліза з розчиненого в завислий стан, різко знижуючи його вміст у воді водосховищ.

Співвідношення розчиненого та завислого заліза неоднакове в різні сезони року. Найбільша кількість розчиненого заліза характерна для підльодового періоду, значення рН – мінімальне, а у воді наявний вуглець(IV) оксид і гумусові речовини, які сприяють переходу заліза в розчинений стан. Улітку та восени за високих величин рН у воді переважає зависле залізо.

Узимку, крім тривалентного заліза, наявне й двовалентне (особливо в Київському та частково в Кременчуцькому водосховищах), оскільки низький вміст кисню та значна кількість розчиненого вуглецю (IV) оксиду гальмують процеси його окиснення. Улітку в усіх водосховищах спостерігається стратифікація вмісту загального та розчиненого заліза зі збільшенням його концентрацій у придонних шарах води.

Акумуляоване в донних відкладах залізо за зміни окисних умов на відновлювальні здатне порівняно легко переходити в рухомий стан, а потім – у товщу води і таким чином поповнювати його запаси у водосховищах.

Органічні речовини містяться у воді в незначних кількостях, тому, а також унаслідок різноманітності, мінливості та динамізму їхнього складу немає можливості з достатньою достовірністю визначити їхній компонентний склад. На практиці часто користуються інтегральними показниками вмісту органічних речовин: концентрацією органічного вуглецю, азоту та фосфору, їхніми кількісними співвідношеннями, показниками окиснюваності води. Досліджують також і механізм трансформації органічних речовин природного походження, які є основними джерелами біогенних елементів (білки, амінокислоти, вуглеводи, карбонові кислоти), штучних елементів (пестициди, СПАР тощо), що часто негативно впливає на життєдіяльність гідробіонтів.

Розчинний *органічний вуглець* є одним із важливих інтегральних показників вмісту органічних речовин. Оскільки у водосховищах відбуваються одночасно два процеси – синтез органічних речовин та їхня деструкція, то вміст $C_{орг}$ у воді, відібраний в один і той самий час, але на різних ділянках водосховища, зазвичай значно відрізняється.

Уміст C у воді дніпровських водосховищ характеризується відносною стабільністю і тенденцією до зменшення від Київського до Дніпровського (12,7–6,7 мг $C/дм^3$) водосховищ. Підвищена концентрація $C_{орг}$ у воді Київського водосховища пов'язана в основному з надходженням високогуміфікованих вод із Прип'яті. У Каховському водосховищі спостерігається збільшення вмісту $C_{орг}$, що може бути пов'язано з його більшою біопродуктивністю, порівняно з Кам'янським і Дніпровським водосховищами.

Загальний та органічний азот є основним джерелом біогенного азоту у водних екосистемах, це – амонійний азот та інші відновлені мінеральні його форми, органічні азотовмісні сполуки різних класів: білки, поліпептиди, амінокислоти, гумусові речовини. Більшість органічних азотовмісних сполук, що легко піддаються деструкції й мінералізації, утворюють основний фонд біогенного азоту, який витрачається у процесах фотосинтезу. Середньорічний вміст азоту у водосховищах дніпровського каскаду останніми роками коливається в межах 1,1–1,7 мг/дм³ із тенденцією до зменшення на південь за каскадом.

Для всіх водосховищ каскаду характерно поступове, із року в рік, зниження вмісту $N_{заг}$. Особливо це виявляється у весняно-літні місяці, тобто в період максимальної інтенсивності процесів фотосинтезу фітопланктону. Можна припустити, що надходження азоту до водосховища щороку знижується, що відбивається на інтенсивності процесів фотосинтезу.

Співвідношення мінеральних та органічних форм азоту у водосховищах у різні сезони року (мг/дм³) такі: узимку – 1,2–2,69; навесні – 0,58–2,21; улітку

– 0,22–1,21; восени – 0,78–1,8. Дані свідчать про те, що найбільша величина цього співвідношення спостерігається узимку, коли більша частина азотовмісних органічних сполук уже мінералізувалася. Навесні, під час інтенсифікації фотосинтезу, відносний уміст органічного азоту збільшується, улітку вміст $N_{\text{орг}}$ частіше за все перевищує вміст мінерального азоту. Середньорічне співвідношення $C_{\text{орг}}$ і $N_{\text{орг}}$ у дніпровських водосховищах змінюється в доволі вузьких межах – від 7 до 17, що вказує на переважання органічних речовин, які утворюються внаслідок внутрішньоводоймових процесів. Особливо це характерно для Кременчуцького водосховища. Аналогічне співвідношення спостерігається й у різні сезони року, але не для Київського водосховища, де навесні за рахунок надходження алохтонної органічної речовини з незначним умістом органічного азоту співвідношення $C_{\text{орг}}$ і $N_{\text{орг}}$ зростає до 27–41.

Загальний та органічний фосфор. Середньорічні концентрації органічного фосфору у воді дніпровських водосховищ в основному стабільні й становлять 0,05–0,14 мг/дм³. Найменші його кількості спостерігаються у Дніпровському та Каховському водосховищах. Значними є зміни цього показника за сезонами, але в кожному водосховищі є свої особливості.

Мінімум вмісту $P_{\text{орг}}$ спостерігається взимку, зростає навесні та знижується до літа. Улітку та восени концентрація залишається на більш низькому рівні, що може бути пов'язано зі зростанням деструкційних процесів.

У період 1978–1981 рр. уміст $P_{\text{орг}}$ в усіх водосховищах зріс більш ніж удвічі, а з 1981 по 1986 р. відбувалося його поступове зменшення до 0,05–0,86 мг/дм³. Це пояснюється загальною тенденцією до зниження у дніпровських водосховищах останнім часом активності фотосинтезу. У Київському, Канівському, Кременчуцькому та Каховському водосховищах відносний вміст органічного фосфору зростає навесні, а в більш проточних – Кам'янському та Дніпровському – улітку.

Співвідношення $C_{\text{орг}} : P_{\text{орг}}$ у воді дніпровських водосховищ змінюється у вузьких межах так, як і $C_{\text{орг}}; N_{\text{орг}}$.

5.3. Гідрохімічний режим дністровських водосховищ

Мінералізація та головні іони. Як відомо, хімічний склад поверхневих вод не постійний у часі та змінюється відповідно до переважання у стоці протягом року вод різних генетичних категорій, таких як поверхнево-схилові, ґрунтово-поверхневі та підземні води. Гідрохімічний режим річок водосховищ Дністра формується під впливом низки зовнішніх і внутрішніх чинників. Зокрема, іонний склад формується як під впливом гірських приток головної річки з низькою мінералізацією, так і приток рівнинної ділянки на

хімічний склад вод, на які значно впливають карбонатні та гіпсоносні породи Подільського плато. Головними іонами сольового складу річкових вод є HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , походження яких у водах пов'язано в основному з розчиненням солей, які утворюють гірські породи та ґрунти, і з процесами іонного обміну.

Під час весняної повені середнє значення величини мінералізації у воді системи дністровських водосховищ становить (мг/дм^3): 422,0, збільшуючись від 399,0 (Дністровське водосховище-1 – м. Новодністровськ) до 445,0 (Дністровське водосховище-2 – ГАЕС Наславча). На більшості інших пунктів спостережень величина мінералізації коливається навколо значень $400,0 \text{ мг/дм}^3$. Переважним катіоном у воді є Ca^{2+} ($36,0\text{--}55,1 \text{ мг/дм}^3$), аніоном – HCO_3^- ($144,0\text{--}216,0 \text{ мг/дм}^3$). Серед аніонів характерний високий уміст сульфатів – до $98,0 \text{ мг/дм}^3$. Абсолютний уміст інших іонів подано в табл. 5.8.

Середня величина мінералізації у воді водосховищ Дністра під час літньо-осінньої межені зменшується до $380,0 \text{ мг/дм}^3$, нижня межа діапазону коливань також зменшується і становить (мг/дм^3): 356,3 (Дністровське водосховище-1 – с. Михалкове); верхня відповідно – 410,5 (Дністровське водосховище-1 – м. Хотин); на інших пунктах спостережень середні величини мінералізації варіюють навколо позначки в $375,0$ (табл. 5.8). Серед іонного складу домінуюча роль продовжує належати гідрокарбонатам і кальцію.

Літньо-осінні паводки на водосховищах Дністра пов'язані з випаданням зливових опадів у Карпатах. Хімічний склад поверхневих вод формується під впливом ґрунтово-поверхневих і підземно-ґрунтових вод. На рівнинних водозборах хімічний склад зливових опадів, які надходять до річок, визначається головним чином засоленням ґрунтового покриву. Під час цієї фази водного режиму середня величина мінералізації у воді водосховищ зростає (мг/дм^3): до $392,0$ зі значно більшим діапазоном коливань показників від $347,2$ (Дністровське водосховище-1 – с. Михалкове) до $435,8$ (Дністровське водосховище-1 – м. Хотин).

На інших пунктах спостережень середні величини мінералізації варіюються навколо $392,0 \text{ мг/дм}^3$. Серед іонного складу домінуюча роль продовжує належати гідрокарбонатам і кальцію.

У період більш стійкої й тривалої зимової межені середня величина мінералізації у воді водосховищ Дністра сягає максимального значення – $430,0 \text{ мг/дм}^3$. Діапазон коливань змінюється від $391,3$ (Дністровське водосховище-1 – с. Кормань) до $465,1 \text{ мг/дм}^3$ (Дністровське водосховище-2 – ГАЕС Наславча). На інших пунктах спостережень середні величини мінералізації варіюються навколо $430,0\text{--}440,0 \text{ мг/дм}^3$. Серед іонного складу домінуюча роль належить гідрокарбонатам і кальцію.

Таблиця 5.8
Середній вміст головних іонів у воді дністровських водосховищ у різні гідрологічні фази (мг/дм³)

Пункти на дністровських водосховищах	Гідрологічні періоди	НСО ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	Мінералізація
м. Хотин	Весняна повінь	144,0	76,1	55,1	73,7	15,2	37,1	401,0
с. Кормань		168,0	68,3	44,0	66,1	11,4	43,8	402,0
с. Михалкове		172,0	76,1	43,1	63,6	11,0	53,1	419,0
м. Новодністровськ		165,0	70,6	47,7	64,0	12,3	39,7	399,0
ГАЕС Наславча		216,0	98,9	36,1	58,1	13,4	22,0	445,0
м. Хотин	Літньо-осіння межень	176,0	71,5	46,4	69,5	13,7	34,3	410,5
с. Кормань		179,0	70,8	41,3	58,7	12,1	51,2	377,6
с. Михалкове		184,0	64,5	38,3	54,5	11,5	39,1	356,3
м. Новодністровськ		172,0	67,3	44,1	54,6	11,2	48,1	374,8
ГАЕС Наславча		201,0	86,6	38,9	55,6	13,0	45,5	375,1
м. Хотин	Літньо-осінні паводки	203,0	83,5	51,9	73	13,7	46,5	435,8
с. Кормань		192,0	87,7	48,8	57,1	11,5	40,3	372,8
с. Михалкове		190,0	71,8	39	54,2	11,8	45,2	347,2
м. Новодністровськ		176,0	68	45,4	58,6	11,5	40,5	373,6
ГАЕС Наславча		188,0	73,6	44,6	53,7	11,4	30,5	360,6
м. Хотин	Зимова межень	187,0	72,9	48,5	76,7	13,0	46,3	444,2
с. Кормань		186,0	67,8	42	63,1	13,1	19	391,3
с. Михалкове		199,0	68,6	37,9	62,2	11,7	20,9	399,5
м. Новодністровськ		201,0	64,3	46,9	62,9	13,2	43,2	431,4
ГАЕС Наславча		224,0	73,9	48,4	65,2	12,4	41,2	465,1

Величина рН є важливим показником кислотності або лужності розчинів, зокрема природних вод. У більшості природних вод концентрація водневих іонів обумовлена в основному відношенням концентрацій вільного діоксиду вуглецю та гідрокарбонатних іонів. Середнє значення рН води Дністра становить 7,7 змінюючись від 7,39 (Дністровське водосховище-1 – м. Хотин) під час весняної повені до 8,11 (Дністровське водосховище-2 – ГАЕС Наславча) під час зимової межені, що свідчить про нейтральну або слаболужну реакцію води.

Середній уміст розчиненого кисню у воді водосховищ Дністра є доволі високим і становить 10,0 мг/дм³, змінюючись від 7,9 під час літньо-осінніх паводків (Дністровське водосховище-1 – м. Хотин) до 11,5 мг/дм³ (Дністровське водосховище-2 – ГАЕС Наславча). На інших пунктах спостережень середні величини вмісту розчиненого кисню коливалися в межах 10,0–11,0 мг/дм³. Низький уміст розчиненого кисню під час літньо-осінніх паводків у Хотині пояснюється високими температурами води в цей період і низкою автохтонних процесів. Іншими словами, кисневий режим поверхневих вод змінюється відповідно до сезонних змін. Максимальний уміст кисню спостерігається під час весняної повені, відповідно найменшу концентрацію розчиненого кисню спостерігали в період літньо-осінніх паводків.

Біогенні речовини. Середня концентрація азоту амонійного (NH₄⁺) у воді водосховищ Дністра становить 0,4 мгN/дм³. Діапазон коливань дуже широкий, змінюючись від 0,06 під час весняної повені (Дністровське водосховище-2 – ГАЕС Наславча) до 0,9 мгN/дм³ у період зимової межені (Дністровське водосховище-1 – м. Хотин). На інших пунктах спостережень середні величини вмісту NH₄⁺ коливалися в межах 0,3–0,5 мг/дм³. Сезонна динаміка концентрацій амонійного іона майже не простежується.

Азот нітритний (NO₂⁻). Нітрити є проміжними продуктами в кругообігу азоту (органічна речовина–амоній–нітрити–нітрати), тому їхні концентрації у воді зазвичай невисокі порівняно з амонійним і нітратним азотом. Наявність у незабруднених водних об'єктах NO₂⁻ пов'язана, основним чином, із процесами розкладання органічних речовин і нітрифікації. У помітних концентраціях нітрити виявляються за дефіциту кисню у водоймі. Високий вміст NO₂⁻ у водних об'єктах можливий також у районах скиду стічних вод підприємств, які використовують у технологічному процесі нітритні солі. Крім того, зміна вмісту нітритів відображає також процеси самоочищення природних вод.

Середня концентрація азоту нітритного у воді водосховищ Дністра – 0,045 мгN/дм³. Діапазон коливань є дуже широким, змінюючись від 0,028 під час весняної повені (Дністровське водосховище-1 – с. Михалкове) до 0,15 мгN/дм³ у період зимової межені (Дністровське водосховище-1 – м. Новодністровськ, 500,0 м вище від міста). На інших пунктах спостережень

середні величини вмісту NO_2^- коливалися у межах 0,03–0,06 мг/дм³. При цьому наявна сезонна динаміка концентрацій амонійного іона – максимуми концентрацій у більшості випадків характерні для теплого періоду року.

Середня концентрація нітратного азоту NO_3^- у воді Дністра в період весняної повені є максимальною і становить 1,38 мгN/дм³, змінюючись від 1,12 (Дністровське водосховище-1 – с. Михалкове) до 1,62 мгN/дм³ (Дністровське водосховище-2 – ГАЕС Наславча). У період літньо-осінньої межен, у воді водосховищ Дністра діапазон коливань азоту нітратного становить від 0,91 (Дністровське водосховище-1 – м. Новодністровськ, 500,0 м вище від міста) до 1,32 (Дністровське водосховище-1 – м. Хотин) за середнього значення 1,18 мгN/дм³.

У період літньо-осінніх паводків середня концентрація NO_3^- у воді водосховищ становить 1,1 мгN/дм³. Діапазон коливань змінюється від 0,86 (Дністровське водосховище-1 – м. Новодністровськ, 500,0 м вище від міста) до 1,25 мгN/дм³ (Дністровське водосховище-2 – ГАЕС Наславча).

Під час зимової межені середня концентрація азоту нітратного у воді Дністра становить 1,05 мгN/дм³. Діапазон коливань змінюється в межах від 0,86 (Дністровське водосховище-1 – м. Новодністровськ, 500,0 м вище від міста) до 1,18 мгN/дм³ (Дністровське водосховище-2 – ГАЕС Наславча).

Часова динаміка вмісту нітратів у воді водосховищ Дністра дозволяє дійти висновку про збільшення їхньої кількості в період весняної повені, що може бути зумовлено, з одного боку, вимиванням нітратів із ґрунтів, а з іншого – інтенсивною нітрифікацією органічних речовин, що наявні у воді.

Синтетичні поверхнево-активні речовини. До водних об'єктів СПАР потрапляють у значних кількостях із господарсько-побутовими та промисловими стічними водами. Потрапляючи до водойм, СПАР можуть впливати на їхній фізико-хімічний стан, погіршуючи кисневий режим та органолептичні властивості. Синтетичні поверхнево-активні речовини довгий час зберігаються у воді річок і повільно розкладаються.

Під час весняної повені середня концентрація СПАР у воді дністровських водосховищ є максимальною і становить 4,5 мг/дм³ при коливаннях від 2,4 (Дністровське водосховище-2 – ГАЕС Наславча) до 7,4 мг/дм³ (Дністровське водосховище-1 – м. Новодністровськ, 500,0 м вище від міста). Для порівняння, діапазон коливань СПАР у воді приток змінюється від 0,002 (р. Стрий – м. Стрий, 2 км нижче міста) до 0,088 мг/дм³ (р. Ворона – м. Тисмениця, у межах міста).

Під час інших фаз водного режиму середня концентрація СПАР становить 2,0–3,0 мг/дм³ і суттєво не змінюється у просторовому відношенні.

5.4. Гідрохімічна характеристика ставків

Основні закономірності формування хімічного складу води. Іонно-сольовий склад ставків і малих водойм території України відрізняється значною різноманітністю відповідно до ґрунтово-геологічних і кліматичних особливостей різних ландшафтних зон і районів України: Полісся, лісостепової зони, різнотравного Північного та посушливого Південного Степу, гірських і передгірських районів Криму і Карпат.

Крім регіональних чинників, на формування хімічного складу води в малих водоймах значно впливають локальні антропогенні чинники: промислові й господарсько-побутові стічні води, у рибоводних ставках – заходи з інтенсифікації рибного господарства.

На фоні ландшафтної зональності в межах певних регіонів склад головних іонів і мінералізація води у ставках, їхня сезонна динаміка зумовлені характером водного балансу водойм, акумуляцією у них вод різних генетичних категорій – від поверхневого стоку до підземних вод. За цією ознакою на території України, зокрема в степовій її частині, *ставки атмосферного живлення та наливні водойми*, які живляться переважно водами весняної повені, істотно відрізняються від *ставків з переважним підземним живленням*, які розташовані в глибоких балках, що дренують водоносні горизонти. До цих ставків наближаються також *русліві проточні ставки- водойми*.

У ставках атмосферного живлення заповнення водами весняної повені та становлення гідрохімічного режиму відбуваються, головним чином, під впливом випаровування та автохтонних біологічних процесів.

У зонах підвищеної вологості – у Поліссі та гірських районах Криму і Карпат – у ставках і водоймах з атмосферним живленням істотних змін в іонному складі води протягом року не спостерігається. Співвідношення головних іонів залишається стабільним і відповідає гідрокарбонатному класу групи кальцію.

У гідрохімічному режимі ставків лісостепової зони більшого значення набуває випаровування з акваторії й біологічна декальцинація. Унаслідок випаровування концентрація головних іонів у воді ставків наприкінці літа поступово підвищується. Поряд із цим у ставках, багатих на фітопланктон і занурені водорості, спостерігається зменшення концентрації HCO_3^- та Ca^{2+} унаслідок біологічної декальцинації. Вода у ставках за співвідношенням іонів відповідає гідрокарбонатному класу, переважно групи кальцію та магнію, а на солонцюватих ґрунтах (Лівобережне Придніпров'я) зустрічаються води гідрокарбонатного класу групи натрію-магнію.

У ставках степової зони хімічний склад води відрізняється більшою різноманітністю. У ставках атмосферного живлення переважають гідрокарбонатні води групи кальцію та магнію; у ставках і малих водоймах з ґрунто-

вим живленням склад води змінюється на сульфатний, сульфатно-хлоридний і хлоридний.

У руслових ставках-водоймах на малих річках сезонна динаміка іонного складу води порівняно з динамікою іонного складу води річок відрізняється меншими амплітудами.

У верхніх ділянках водойм режим головних іонів звичайно наближається до режиму їх у річках, а в пригребельних ділянках амплітуди сезонних коливань зменшуються.

Порівнюючи екстремальні величини мінералізації й концентрації головних іонів води в ставках, розташованих у різних ландшафтних зонах України, можна простежити виразну географічну зональність їхнього розподілу. У ставках з атмосферно-болотним живленням, розташованих у північних районах Полісся, мінералізація води у межах не перевищує 24,0–80,0 мг/дм³. У степовій зоні склад води у ставках атмосферного живлення значною мірою залежить від віку ставків. У нових ставках у перший рік існування мінералізація води в межах звичайно не перевищує 350,0–400,0 мг/дм³ (Миколаївська область). У старих ставках, що існують понад 10 років, мінералізація води досягає 600,0–800,0 мг/дм³. За характером іонного складу вода в них належить переважно до гідрокарбонатного класу групи кальцію, магнію або натрію залежно від поширення солонцюватих ґрунтів (або солончаків) на водозборах. У ставках Степового Криму, розташованих серед ґрунтів, засолених хлоридами, склад води характеризується виразним переважанням Cl^- і Mg^{2+} .

У ставках з підземним живленням, а також у руслових водоймах на малих річках склад води відрізняється значно більшою різноманітністю, ніж у ставках з атмосферним живленням, відбиваючи характер ґрунтів і літології водозборів. Мінералізація води і характер іонного складу в них визначаються дебітом і хімічним складом підземних вод.

Склад підземних вод, що дренуються ерозійною мережею, на території України дуже різноманітний і залежить від ґрунтово-геологічних і кліматичних умов.

Порівнюючи хімічний склад води в ставках підземного живлення з гідрохімічним профілем ґрунтових вод на території України, можна простежити аналогію в їхній географічній зональності. У Поліссі в ставках, які живляться із джерел, мінералізація води коливається в межах 100,0–300,0 мг/дм³. У південних районах Полісся та суміжного з ним Лісостепу в зонах поширення карбонатних порід і багатих на обмінний кальцій і магній чорноземних ґрунтів уміст солей у воді ставків, так само як і в малих річках, збільшується, сягаючи в літню та зимову межень 500,0–600,0, а в зонах поширення гіпсоносних порід у басейні Дністра – 800,0–1200,0 мг/дм³.

У Середньому Придніпров'ї, на Лівобережжі, що є акумулятивною низовиною, яка засолена содою і карбонатами магнію, мінералізація води в ставках сягає 1000,0–1200,0 мг/дм³.

У степових ставках з ґрунтовим живленням залежно від віку ставків та умов водообміну мінералізація води в межах коливається переважно від 2,0 до 5,0 г/дм³, у ставках Степового Криму становить понад 20,0 г/дм³.

Співвідношення головних іонів у воді ставків здебільшого визначається характером іонного складу підземних вод, що беруть участь в їхньому живленні. У ставках і водоймах Полісся, що живляться підземними водами з верхньокрейдових покладів, багатих на карбонати кальцію, в іонному складі вод виразно переважають гідрокарбонатні іони та іони кальцію відповідно до гідрокарбонатного класу групи кальцію II типу.

У лісостепових районах у руслових ставках і ставках, розташованих у балках на джерелах, склад води переважно гідрокарбонатно-кальцієвий I типу. За цією ознакою води в ставках наближаються до складу підземних тріщинуватих вод Українського кристалічного щита.

У ставках Лівобережного Придніпров'я (а також на Правобережжі, на водозборах рік Рось, Гнилий Тікич та Гірський Тікич) утворюються води гідрокарбонатно-магнієвого та гідрокарбонатно-натрієвого складу I типу.

Серед ставків Західного Лісостепу та в Малому Поліссі зустрічаються ставки з виразним сульфатним складом води, що утворюється під впливом джерел мінеральних вод, які беруть участь у живленні цих ставків.

Ставки з підземним живленням у степовій зоні України відзначаються ще більшою різноманітністю в іонному складі води. Відповідно до складу підземних вод у ставках Миколаївської, Херсонської й Запорізької областей переважають води сульфатного та сульфатно-хлоридного класу групи натрію II та III типів. Лише протягом короткого паводкового періоду під впливом весняних (снігових) вод склад води у ставках змінюється до гідрокарбонатного або гідрокарбонатно-сульфатного класу групи кальцію. Води в ставках, розташованих на узбережжі оз. Сиваш і морів, за іонним складом відповідають хлоридному класу групи натрію.

Характер іонного складу води у ставках також значною мірою залежить від умов акумуляції вод поверхневого стоку в період повені, заміни високмінералізованих меженних вод на маломінералізовані гідрокарбонатні води поверхневого стоку. Особливе значення у формуванні іонного складу води у ставках і водоймах має забруднення їх промисловими стічними водами. У ставках і водоймах Донбасу та Кривого Рогу підвищена концентрація сульфатів і хлоридів у воді значною мірою зумовлена забрудненням водойм і річок шахтовими водами. Наприклад, надходження промислових стічних вод Криворізького басейну до Інгульця викликає зміну в хімічному складі зрошувальних вод Інгулецької системи, підвищення у воді ставків і Жовтневого водоймища іонів хлору та натрію, що погіршує технічні та іригаційні якості цих вод.

Певну роль у формуванні іонного складу води рибоводних ставків відіграють антропогенні чинники цільового призначення, такі як хімічна меліо-

рація ставків. Вапнування водойм як засіб дезінфекції ставків спричиняє підвищення у воді концентрації іонів кальцію.

Внесення мінеральних добрив, альгіцидів і гербіцидів також спричиняє підвищення концентрації відповідних елементів. Проте удобрення ставків здебільшого викликає тимчасову зміну природного фону у складі води. Однак, крім безпосередньої дії на хімічний склад води, ці заходи викликають біологічний ефект (зростання первинної продукції органічної речовини, підвищення інтенсивності фотосинтезу) і завдяки цьому певною мірою впливають на іонний склад води. Найбільш виразний ефект впливу біологічних чинників спостерігається на карбонатній системі води у ставках.

Під час масового розмноження фітопланктону ("цвітіння") у ставках спостерігається зниження концентрації Ca^{2+} та HCO_3^- , концентрація CO_3^{2-} у цей період, навпаки, зростає до 50,0–80,0 мг/дм³. У ставках Лісостепу під час "цвітіння" унаслідок утворення важкорозчинного CaCO_3 змінюється співвідношенням Ca^{2+} та Mg^{2+} і відповідно група води (група кальцію на групу магнію). Такий виразний вплив біологічного чинника виявляється влітку за певних, дуже лабільних, екологічних умов.

Як показує регіональне вивчення водойм, у характері розподілу концентрації головних іонів у воді ставків і малих водойм на території України вирішальне значення мають регіональні фізико-географічні чинники, підсилені впливом людини (антропогенні чинники історичного масштабу, такі як вікова експлуатація сольових родовищ у Прикарпатті та родовищ вугілля у Донецькому басейні). Вони зумовлюють географічну зональність хімічного складу поверхневих вод України.

Районування ставків за іонним складом води. Гідрохімічне районування проводять з урахуванням зміни мінералізації та іонного складу ставкових вод у найбільш характерні періоди водного режиму – меженний і паводковий. Оскільки основна маса ставків і водойм України – водойми з атмосферно-підземним живленням, районування проводять за характеристикою складу води цих водойм. На цьому фоні ставки з винятково атмосферним живленням (у степовій зоні) виділяють як азональні.

За основу гідрохімічного районування ставків України беруть схожість води в них за максимальними (протягом вегетаційного періоду) значеннями мінералізації й характерним для цього періоду співвідношенням головних іонів. На рис. 5.3 наведено схему гідрохімічного районування ставків Г.Д. Коненко (1971).

Перший район охоплює ставки північних районів Полісся, розташованих серед заболочених водозборів. У таких ставках утворюються води з високою концентрацією забарвлених органічних речовин. Мінералізація води у межень не перевищує 100–150 мг/дм³, а в період весняної повені – 26–

30 мг/дм³. У воді вміст головних іонів (НСО₃⁻, Са²⁺) коливається в широких межах. Нерідко трапляються слабокислі води з рН = 6,5–6,8 з високим вмістом органічної речовини.

Другий район охоплює ставки і водойми *Карпат і Закарпаття*, склад води в яких формується в умовах високого зволоження та поширення піщано-глинистих флішових порід. Мінералізація води в ставках влітку не перевищує 200,0 мг/дм³. Склад води – виразно гідрокарбонатно-кальцієвий. Від водойм першого району вони відрізняються меншим вмістом органічних речовин.

Третій район охоплює ставки і малі водойми Західного, Центрального та Східного Полісся, склад води яких формується під впливом багатих на карбонати відкладів верхньокрейдової й третинної систем та антропогенних покладів лесу. Мінералізація води тут протягом вегетаційного періоду коливається переважно в межах 200,0–300,0 мг/дм³, а в повінь – 100–200 мг/дм³. В іонному складі виразно переважають НСО₃⁻ та Са²⁺, відповідно до гідрокарбонатного класу групи кальцію II типу. За мінералізацією та іонним складом води до третього району належить також більшість рибоводних ставків Прикарпаття.

Четвертий район охоплює більшість ставків лісостепової зони України, склад води яких утворюється, як і в річках, під впливом карбонатних порід: мертелів, вапняків і багатих на карбонати суглинків. Мінералізація води в межень становить 300,0–700,0 мг/дм³, у повінь – 100,0–300,0 мг/дм³. Склад води – гідрокарбонатно-кальцієвий: НСО₃⁻ та Са²⁺.

За мінералізацією та співвідношенням іонів до вод четвертого району наближаються води ставків і водойм гірської частини Криму, формування хімічного складу в яких відбувається під впливом вапняків і мергелів, з яких складається Кримська яйла.

До четвертого району також можуть належати ставки і водойми мікрорайонів степової зони на вододілах та у верхів'ях балок із промитими ґрунтами, водойми та ставки, що живляться водами Дніпра та дніпровських водойм.

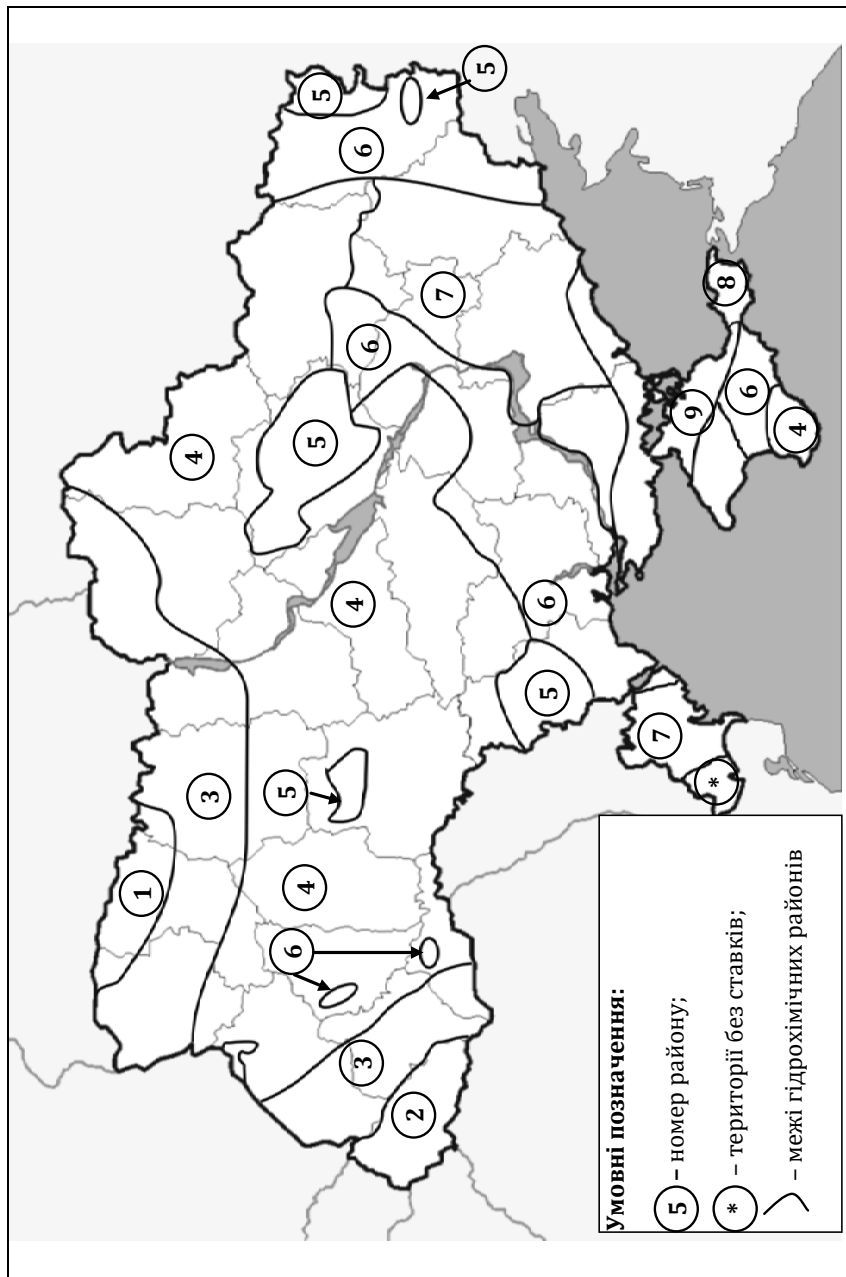


Рис. 5.3. Схема гідрохімічного районування ставків і малих водойм України

Легенда до схеми гідрохімічного районування ставків і малих водойм України на рис. 5.3

Номер району	Мінералізація (мг/дм ³)	Твердість (мг-екв/дм ³)	Na/(Ca + Mg)	Іригаційні якості	Класифікація Алейкіна
<i>Характеристики меженного періоду</i>					
1	< 200,0	0,6-1,2	0,1-0,08	Добрі	С ^{Ca} _{II} гумусові
2	100,0-200,0	0,6-2,5	0,1-0,09	Добрі	С ^{Ca} _{II}
3	200,0-300,0	2,0-4,5	0,1-0,08	Добрі	С ^{Ca} _{II}
4	300,0-700,0	4,0-8,0	0,2-0,3	Добрі	С ^{Ca} _I - С ^{Ca} _{II}
5	500,0-1000,0	5,0-10,0	0,5-0,7	Добрі	С ^{Mg} _I - С ^{Na} _{II}
6	700,0-2000,0	10,0-15,0	0,5-1,0	Задовільні	С ^S _{Mg} _{II} - S ^{Na} _{II}
7	2000,0-5000,0	10,0-30,0	0,8-2,0	Незадовільні	С ^I _{Na} _{II} - С ^I _S _{Na} _{III}
8	2000,0-5000,0	> 30,0	0,8-3,0	Незадовільні	С ^I _{Na} _{II} - С ^I _S _{Na} _{III}
9	> 5000,0	> 30,0	1,0-3,0	Погані	С ^I _{Na} _{II} - С ^I _S _{Na} _{III}
<i>Характеристики весняної повені</i>					
1	< 100,0	0,5-1,2	0,1-0,08	Добрі	С ^{Ca} _{II} гумусові
2	100,0	0,6-2,0	0,1-0,09	Добрі	С ^{Ca} _{II}
3	100,0-200,0	2,0-3,0	0,1-0,08	Добрі	С ^{Ca} _{II}
4	200,0-300,0	2,0-4,0	0,1-0,3	Добрі	С ^{Ca} _I - С ^{Ca} _{II}
5	300,0-500,0	4,0-6,0	0,2-0,5	Добрі	С ^{Ca} _I - С ^{Na} _I
6	200,0-500,0	3,0-7,0	0,1-0,3	Добрі	С ^{Ca} _{II} - С ^S _{Ca} _{II}
7	350,0-500,0	7,0-12,0	0,3-0,7	Добрі	С ^S _{Ca} _{II} - S ^{Na} _{II}
8	> 500,0	7,0-12,0	0,3-2,0	Задовільні	С ^{Ca} _{II} - S ^{Na} _{II}
9	> 500,0	> 12,0	0,3-2,0	Задовільні	С ^{Ca} _{II} - S ^{Na} _{II}

П'ятий район охоплює ставки Лівобережного Придніпров'я, водозбори яких характеризує виразне гідрокарбонатне засоленням підземних вод. Склад ставкової води відрізняється від більшості ставків лісостепової зони підвищеною лужністю. Загальна мінералізація води тут у межень сягає 1000,0 мг/дм³, за іонним складом вода належить до гідрокарбонатного класу групи магнію-натрію I типу. Серед аніонів переважають HCO_3^- , серед катіонів – Mg^{2+} і Na^+ над Ca^{2+} . Близькі за складом (гідрокарбонатно-магнієві й гідрокарбонатно-натрієві) води зустрічаються також у басейні Південного Бугу (ставки на річках Гнилий Тікич і Гірський Тікич) та у верхів'ї річки Тилігул, де можуть бути виділені відповідні мікрорайони.

До *шостого району* належать водойми і ставки з атмосферно-грунтовим живленням на водозборах північної частини степової зони. Склад води в них характеризується в межень переважанням іонів SO_4^{2-} , у повінь – незначним переважанням HCO_3^- . Мінералізація води коливається в межень від 700,0 до 2000,0 мг/дм³, а в повінь – від 200,0 до 500,0 мг/дм³. До цього району за складом води належать водойми Донбасу та Криворізького басейну, що розташовані у верхів'ях річок Міус, Кринка, Інгулець, а також ставки в передгір'ї Криму, що живляться сульфатними підземними водами.

Сьомий район охоплює води у ставках і водоймах, розташованих у середній і нижній течії річок Донецького кряжа та Приазов'я. Склад води в ставках і водоймах у межах цього району утворюється під значним впливом соленосних порід пермської системи і пов'язаних з ними шахтових вод. Мінералізація води у ставках і малих водоймах у межень досягає 2,0–5,0 г/дм³; у повінь, за достатнього водообміну (після випускання засолених зимових вод), може зменшуватися до 500,0–350,0 мг/дм³.

Склад води у межень виразно сульфатний і сульфатно-хлоридний натрієвий; у повінь – гідрокарбонатно-сульфатний і сульфатно-гідрокарбонатно-кальцієво-натрієвий. Ставкова вода характеризується високою твердістю (загальна – 4,0–8,0 ммоль/дм³ у повінь і понад 9,0 ммоль/дм³ – у межень).

Восьмий район охоплює ставки в південній приморській частині степу, у тому числі Керченського півострова. Склад води в них утворюється під впливом морського засолення. Це визначає високу мінералізацію ставкових вод (понад 5,0 г/дм³) і значне переважання в їхньому сольовому складі натрію хлориду. У літній період вони належать до хлоридного класу групи натрію, і лише в період високих паводків мінералізація води в них зменшується до 600,0–500,0 мг/дм³. Склад води при цьому змінюється із хлоридного на сульфатний.

Дев'ятий район охоплює ставки безстічної рівнини Присивашся та характеризується найбільшим морським засоленням ставків; склад води в них – хлоридно-натрієвий, за співвідношенням іонів він наближається до ропи в солоних озерах Криму. Після обводнення цього району водами Північнок-

римського каналу ставкові води значно опріснюються. Проте навіть за значного розбавленні їх дніпровською водою (до 500,0–700,0 мг/дм³) характер їхнього іонного складу може залишитись таким самим – хлоридно-натрієвим.

Основні іони у воді ставків. Для з'ясування теоретичних питань міграції хімічних елементів у гідросфері, генезису вод, розв'язання конкретних практичних завдань важливим є виявлення регіонального розподілу окремих хімічних елементів у поверхневих водах.

Концентрація основних іонів сольового складу води у ставках України змінюється відповідно до мінералізації і збільшується у напрямку з півночі на південь. Найбільш чітка широтна зональність спостерігається у розподілі іонів хлору та сульфату. Концентрація Cl^- у воді ставків на території України варіюється в дуже широких межах. У ставках Полісся, Карпат і Закарпаття вона коливається в межах 5,0–10,0 мг/дм³, у лісостепових ставках здебільшого не перевищує 20,0 мг/дм³. В окремих випадках у сільських, деяких рибоводних ставках Полісся та Лісостепу внаслідок забруднення їх господарсько-побутовими стічними водами концентрація Cl^- досягає 60,0–80,0 мг/дм³. Кількість Cl^- різко зростає у ставках степової зони з підземним живленням – у степовій частині Криму вона досягає 10,0–20,0 г/дм³. На фоні підвищеної концентрації Cl^- у воді серед степових ставків виділяються водойми з атмосферним живленням, максимальна концентрація іонів в яких здебільшого не перевищує 100,0–130,0 мг/дм³.

Концентрація SO_4^{2-} у воді ставків змінюється так само, як і концентрація Cl^- , збільшуючись у напрямку з півночі на південь і південний схід. Найменшою вона є у ставках, розташованих серед піщано-глинистих ґрунтів Полісся і Закарпаття: кількість сульфатів у воді тут не перевищує 8,0–10,0 мг/дм³. У ставках Лісостепу вона зростає до 50,0–60,0 мг/дм³.

У західних районах Лісостепу та Малого Полісся, у зоні поширення гіпсоангідритових відкладів, зустрічаються ставки з азональною концентрацією SO_4^{2-} , що сягає 500,0–1000,0 мг/дм³.

У ставках степової зони вміст сульфатів коливається в широких межах залежно від характеру водопостачання ставків. В "атмосферних" ставках кількість їх здебільшого не перевищує 50,0–60,0 мг/дм³, а в ставках з підземним живленням підвищується до 4,0–5,0. Найбільша концентрація сульфатів спостерігається у ставках Донецького та Криворізького басейнів, які перебувають під впливом шахтових вод. Висока концентрація кальцію та магнію сульфатів у воді ставків негативно впливає на якість води, підвищуючи її твердість. Води з концентрацією SO_4^{2-} , що перевищує 250,0 мг/дм³, агресивно впливають на бетон (сульфатна агресія).

Концентрація гідрокарбонатних і карбонатних іонів у воді ставків зумовлена поширенням карбонатних і алюмосилікатних порід та інтенсив-

ністю їхнього вивітрювання, а також поширенням багатих на карбонати ґрунтів – чорноземів і карбонатних солончаків.

Протягом вегетаційного періоду вміст HCO_3^- та CO_3^{2-} у воді ставків визначається умовами карбонатної рівноваги залежно від інтенсивності біологічних процесів. Це викликає суттєві коливання концентрації й співвідношення HCO_3^- і CO_3^{2-} у воді ставків.

Під час інтенсивного фотосинтезу в період "цвітіння" води внаслідок порушення карбонатної рівноваги концентрація HCO_3^- у воді ставків різко зменшується, концентрація карбонатних іонів відповідно підвищується.

У ставках, що розташовані в різних районах України, максимальні концентрації HCO_3^- , залежно від ґрунтових і кліматичних умов, варіюють у широких межах. Відповідно до загальної мінералізації води у ставках північних районів Полісся та Закарпаття (у межах першого району) концентрація HCO_3^- коливається від 10,0 до 100,0 мг/дм³, підвищуючись у водоймах Прикарпаття до 200,0–300,0.

На більшій частині території України: у південних районах Полісся, Лісостепу і Степу – зоні поширення багатих на карбонати ґрунтів – концентрація HCO_3^- у воді ставків сягає 350,0–500,0, а в районах гідрокарбонатного засолення ґрунтів – 700,0–800,0 мг/дм³.

Кількість карбонатних іонів у ставковій воді влітку коливається від 0,0 до 160,0 мг/дм³. У степах Лівобережного Придніпров'я вона досягає 100,0–150,0 мг/дм³. Висока концентрація гідрокарбонатних і карбонатних іонів у воді зумовлює високу лужність останньої, що здійснює негативний вплив на технічні якості води.

Розподіл Ca^{2+} у воді ставків пов'язаний з розподілом вапняків, мертелів і гіпсоангідритів. На Поліссі й у Закарпатті, у межах першого та другого районів, концентрація кальцію у воді більшості ставків не перевищує 30,0 мг/дм³. У ставках Лісостепу, в "атмосферних" ставках степової зони, а також у водоймах гірських районів Криму кількість Ca^{2+} варіюється в межах 20,0–100,0 мг/дм³.

У степових районах, зокрема районах поширення гіпсоносних порід, концентрація Ca^{2+} у воді ставків підвищується до 400,0–600,0 мг/дм³, а в ставках Степового Криму – до 1500 мг/дм³.

Мінімальні концентрації Ca^{2+} у воді евтрофних ставків протягом вегетаційного періоду зумовлені порушенням карбонатної рівноваги й утворенням важкорозчинного кальцію карбонату (біологічна декальцинація). Проте для більшості ставків і малих водойм характерне перенасичення води кальцію карбонатом.

Концентрація магнію в ставках варіюється в широких межах відповідно до зміни загальної мінералізації, відбиваючи розподіл магнію у ґрунтах.

У північних районах Полісся, Карпатах і Закарпатті, у межах першого району мінералізації вміст Mg^{2+} у воді ставків коливається від 1,5 до 6,0 мг/дм³. Кількість Mg^{2+} значно зростає у ставках південних районів Полісся та Лісостепу, досягаючи 20,0–35,0 мг/дм³, а в ставках Лівобережного Придніпров'я, що розташовані серед гідрокарбонатних солончаків, – понад 70,0 мг/дм³.

У степових районах концентрація Mg^{2+} у ставках варіює в широких межах залежно від характеру живлення ставків. У ставках, які живляться водами поверхневого стоку, концентрація Mg^{2+} становить 10,0–80,0, у ставках з підземним живленням – понад 300,0 мг/дм³. Найвищою концентрацією Mg^{2+} характеризуються води ставків Степового Криму – 2000,0–2500,0 мг/дм³.

Біогенні та органічні речовини. На відміну від виразної географічної зональності, що спостерігається у розподілі основних іонів води у ставках і малих водоймах України, для розподілу в них біогенних елементів характерною є мозаїчність. Остання зумовлена природою біогенних елементів та їхньою роллю в біотичному кругообігу, а також впливом на гідрохімічний режим водойм антропогенних чинників.

Хімізація сільського господарства, застосування мінеральних добрив змінюють природний розподіл у ґрунтах азоту, фосфору, мікроелементів і сприяють збагаченню ними поверхневих вод. Мозаїчність у розподілі біогенних та органічних речовин у водоймах України зумовлена впливом промислових стічних вод, що надходять до річок і водойм із цукрових, спиртових, азотно-тукових та інших заводів. Локальному нагромадженню органічних речовин і мінеральних сполук азоту і фосфору у воді водойм також сприяють господарсько-побутові стічні води, використання ставків для вигулу водоплавної птиці, купання худоби тощо. У рибоводних ставках уміст і характер динаміки біогенних елементів зумовлені заходами хімічної меліорації ставків, внесенням мінеральних та органічних добрив. Усе це свідчить про те, що екстремальні концентрації біогенних елементів і характер їхньої динаміки у воді ставків і водойм у межах окремих природно-географічних районів залежать від характеру господарського використання штучних водойм; концентрації біогенних елементів у водоймах господарсько-питного водопостачання, технічних водоймах, сільських ставках і спеціалізованих рибоводних ставках значно відрізняється.

При розгляді складу біогенних органічних речовин у воді ставків і водойм улітку спостерігаються (за винятком окремих випадків забруднення) мінімальні концентрації, зумовлені активною асиміляцією їх фітопланктоном і вищими водоростями.

Наявна значна лабільність концентрації мінеральних сполук азоту (NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^-), органічного азоту та фосфору зумовлена їхньою роллю в біотичному круговороті.

Узимку, звісно, низькі температури води гальмують процеси асиміляції біогенних елементів гідробіонтами. Концентрація мінеральних сполук азоту та фосфору визначається в основному біохімічними процесами мінералізації органічних речовин, що містяться у воді та донних відкладах водойм. Екстремальні концентрації біогенних елементів, які спостерігаються у цей період, можуть бути показниками природного фону – потенційної забезпеченості водойм біогенами. Останнє має особливе значення для розрахунку норм внесення добрив до рибоводних ставків.

Розподіл амонійного азоту у воді ставків і характер його динаміки зумовлені його роллю у процесах метаболізму гідробіонтів. Утворюючись у процесі розпаду білка, він може накопичуватися в значній кількості у воді евтрофних ставків за рахунок автохтонних процесів, а також, що спостерігається частіше, алохтонного стоку (промислові та господарсько-побутові стічні води).

У Поліссі у ставках і водоймах різного господарського призначення вміст амонійного азоту під час вегетаційного періоду коливається в межах 0,12–2,70 мг/дм³, а взимку досягає 3,2 мг/дм³. У найменш забруднених руслових проточних водоймах концентрація NH₄⁺ улітку не перевищує 1,0 мг/дм³. Найбільші концентрації амонійного азоту наявні в рибоводних і сільських ставках.

У водоймах і ставках Лісостепу кількість NH₄⁺ коливається від 0,25 до 3,2 мг/дм³. Як і в Поліссі, найвища концентрація його спостерігається у сільських ставках, зокрема у водоймах, забруднених стічними водами цукрових заводів. У невеликих степових ставках унаслідок їхнього інтенсивного використання для вигулу качок і купання тварин концентрація NH₄⁺ досягає 5,0–6,0 мг/дм³. Найменша концентрація амонійного азоту – у водоймах гірських районів Криму та Карпат.

Нітрати утворюються у водоймах унаслідок мікробного процесу нітрифікації як кінцевий продукт біохімічного окиснення азоту. Розподіл і динаміка нітратів у водоймах обумовлені інтенсивною асиміляцією їх водоростями. Оптимальні норми азоту нітратів для прісноводної альгофлори майже в 10 разів вищі, ніж амонійного. Унаслідок інтенсивної асиміляції нітратів фітопланктоном і вищими водоростями концентрація NO₃⁻ у водоймах під час інтенсивної вегетації водоростей зменшується до аналітичного нуля, мінімальна концентрація їх (0,1 мг/дм³) – у ставках Полісся та Лісостепу (у ставках Лісостепу найбільшого розвитку досягають занурені водорості та фітопланктон).

У ставках степової зони, які відрізняються бідною рослинністю, концентрація азоту нітратів становить 2,0–2,5 мг/дм³.

Винятково висока концентрація нітратів має місце в деяких ставках і ґрунтових водах, що живлять ставки в гірських районах Криму; останнє пов'язано з наявністю родовищ селітри (Чуфут-Кале).

Нітрити утворюються у першій фазі окиснення амонійного азоту бактеріями, а також при відновленні азоту нітратів в анаеробних умовах за наявності значної кількості органічних речовин. Тому підвищена концентрація NO_2^- є показником забруднення водойм. Нітрити виявляються у значній кількості, головним чином, у водах сільських ставків, розташованих поблизу тваринницьких, птахохферм, а також у ставках, які інтенсивно використовують для вихову водоплавної птиці. Концентрація нітритів у таких ставках досягає 0,13–0,35 мг/дм³. У проточних руслових ставках нітрити виявляються лише спорадично через надходження до річок стічних вод.

Дуже висока концентрація сполук азоту спостерігається у малих водоймах Донбасу через забруднення їх стічними водами хімічної промисловості. Уміст амонійного азоту і нітратів сягає в деяких випадках 40,0–50,0 мг/дм³, нітритів – понад 20,0.

У рибоводних ставках концентрація сполук азоту значною мірою залежить від застосування добрив. Дослідження показали високий ступінь лабільності концентрації біогенних елементів, зокрема нітратів та амонійного азоту, під час удобрення ставків. Внесені до ставків сполуки амонійного та нітратного азоту протягом короткого часу поглинаються фітопланктоном і водоростями, що зумовлює характерний для цих водойм ритм зміни концентрації іонів.

У більшості досліджених ставків і водойм концентрація фосфатів не перевищує 0,65 мг/дм³. Найменш забезпечені фосфором ставки в північних районах Центрального Полісся. Уміст фосфору помітно зростає в ставках Західного та Східного Полісся, досягаючи 0,2 мг/дм³. У водоймах із природним режимом це, можливо, пов'язано з розвитком у цих областях порід, багатих на фосфор (концентрацій фосфоритів і бентонітових глин).

У рибоводних ставках концентрація фосфору зумовлена удобренням їх суперфосфатом. Під час внесення до ставків суперфосфату концентрація фосфору у воді різко збільшується. Проте внаслідок поглинання його фітопланктоном і вищою водною рослинністю вона протягом доби зменшується до фонові, що характерна для природного режиму ставків. Завдяки невеликій розчинності суперфосфату у воді, а також поглинанню фосфору тонкодисперсними мулами та глинами донні відкладення рибоводних ставків збагачуються фосфором, унаслідок чого удобрення зберігаються протягом двох-трьох років.

У руслових ставках і водоймах лісостепової смуги концентрація фосфору досягає 0,26–0,30, а в сільських ставках – копанках і рибоводних ставках, що удобрювалися суперфосфатом, – 1,2–1,5 мг/дм³ (села Березова Рудня, Бузівка).

Високою концентрацією фосфору характеризуються також сільські ставки в степових районах (Баштанський і Снігурівський райони Миколаївської області та Степового Криму).

У літній період, під час інтенсивного фотосинтезу і підвищення лужності води до рН 8,3–8,4, уміст іонних форм заліза у воді звичайно зменшується до аналітичного нуля. Більш висока концентрація заліза спостерігається у водах, що багаті на гумусові речовини.

У більшості ставків і малих водойм України концентрація заліза не перевищує 1,0 мг/дм³, а під час "цвітіння" ставків, при рН 8,5–9,0, іонні форми його (Fe²⁺ та Fe³⁺) можуть не визначатися. Лише в Поліссі, у ставках із болотним живленням (Клесовський, Камінь-Каширський, Олевський райони), вода яких містить велику кількість гумінових речовин і відрізняється кислою реакцією (рН 5,8–6,5), концентрація заліза влітку становить понад 5,0 мг/дм³.

Поряд із залізом у багатьох випадках, у воді з рН до 7, спостерігається також висока концентрація мангану (0,3–0,6 мг/дм³). У більшості ставків лісостепової й степової зон вміст заліза та мангану влітку не перевищує аналітичного нуля; останнє зумовлено порівняно високим значенням рН води (> 8), за якого манган так само, як і залізо, утворює важкорозчинні гідрати. Проте в степових районах Миколаївської області, у Криму і на Керченському півострові концентрація його підвищується до 0,8–1,0 мг/дм³.

Формування органічних речовин у воді й донних відкладах ставків зумовлено акумулятивним характером круговороту речовин у ставках і впливом на нього антропогенного чинника. Порівняно з малими річками та каналами, що мають транзитний характер круговороту, у ставках за рахунок метаболізму нагромаджується більше речовин автохтонного походження. Нагромадження органічних речовин у воді та донних відкладеннях спричинює також господарське використання ставків.

Залежно від локальних чинників уміст органічних речовин у воді ставків коливається у широких межах. Поряд із цим, в якісному складі органічних речовин у воді ставків різних ландшафтних зон має місце певна диференціація, що зумовлена регіональними факторами.

У ставках, розташованих серед заболочених водозборів у північних районах Українського Полісся (у межах Поліської низовини), води відрізняються значним умістом розчинених гумусових сполук, що зумовлюють високу колірність вод (300,0–400,0) і значну біхроматну окисність (63,0–145,0 мг/дм³). Для цих вод характерне значне співвідношення вуглецю та азоту (20–55).

У ставках Лісостепу води містять значно менше забарвлених гумусових сполук, що зумовлює меншу колірність цих вод і більш вузьке співвідношення в них вуглецю та азоту. Колірність води у ставках Лісостепу здебільшого не перевищує 60,0–70,0, біхроматна окисність – 50,0–60,0 мг/дм³; співвідношення С : N зменшуються за рахунок багатих на азот продуктів мета-

болізму планктону від 5 до 4. Різке зростання у ставках кількості органічного азоту спостерігається під час "цвітіння" синьо-зелених водоростей і після їхнього відмирання.

Води ставків степової зони характеризуються невеликою колірністю. Одноразово вони містять велику кількість органічної речовини алохтонного, головним чином, бактеріального походження. Високих показників досягають тут біхроматна окисність і концентрація органічного азоту. Головним джерелом органічних речовин у ставках з відносно слабо розвиненим фітопланктоном є алохтонні речовини, які потрапляють до водойм унаслідок господарської діяльності.

У сільських ставках Миколаївської, Херсонської, Одеської областей і Криму перманганатна окисність води влітку коливається переважно в межах 18,0–35,0 мг/дм³, збільшуючись у забруднених ставках до 45,0–60,0 мг/дм³. Біхроматна окисність води тут досягає 80,0–120,0 мг/дм³. У воді міститься також значна кількість органічних сполук азоту. Співвідношення вуглецю та азоту (C : N) не перевищує 8–10.

Гіперакумуляція органічних речовин у ставках лісостепової й степової зон у багатьох випадках досягає ступеня сапробності, яку визначають високі показники забруднення води ставків.

Водойми гірських районів Криму і Карпат відрізняються від водойм рівнинних районів Лісостепу та Степу меншим умістом органічних речовин. У ставках, які живляться водами гірських річок і потоків, окисність води не перевищує 8,0–9,5 мг/дм³, а більшості – 4,0 мг/дм³, колірність не перевищує 20,0–40,0°.

Важливу роль у формуванні органічної речовини у воді ставків відіграють донні відкладення. Легкорухомі сполуки вуглецю й азоту, які містяться в них, безпосередньо пов'язані з водною товщею ставків і забезпечують резерв розчинних органічних речовин і біогенних елементів у воді.

Результати дослідження донних відкладів ставків у різних ландшафтних районах України свідчать про різноманітність фізико-хімічних властивостей донних відкладів.

У ставках Полісся донні відкладення представлені чорними мулами, які залягають плямами на піщаних ґрунтах або торфовищах; вони здебільшого містять велику кількість рослинного детриту. Такі мули звичайно багаті на речовини лігніно-протеїнового комплексу. Валовий уміст вуглецю тут досягає 13,0–26,0 %, азоту – 1606,0–1806,0 мг на 100 г сухого ґрунту; уміст рухомого вуглецю – 1,9–2,5 г, рухомого азоту 482,0–700,0 мг і фосфору – 104,0–150,0 мг на 100 г ґрунту.

У ставках лісостепової зони органічний комплекс донних відкладень формується значною мірою за рахунок планктону, що зумовлює збагачення їх сполуками азоту. Валовий уміст азоту в чорному і темно-сірому мулах став-

ків Лісостепу, як і в поліських ставках, досягає 1200,0–1800,0 мг на 100 г ґрунту. Проте співвідношення С : N у них значно нижче, ніж у поліських ставках (7,7–10,0 замість 11,0–19,0). Уміст рухомого азоту становить 350,0–860,0, фосфору – 103–105 мг на 100 г ґрунту.

У степових ставках донні відклади більш мінералізовані. За кількістю органічних речовин та їхнім якісним складом вони наближаються до орних чорноземних ґрунтів. Уміст органічних речовин (гумусу) у них здебільшого не перевищує 4,0–6,0 %. Як і донні відкладення лісостепових ставків їх характеризує вузьке співвідношення С : N.

Кількість *розчиненого* у воді ставків кисню безпосередньо пов'язана з їхнім гідробіологічним режимом і накопиченням у них органічних речовин автохтонного та алохтонного походження. Збагачення води киснем, який виділяють водорості внаслідок фотосинтезу, обумовлює позитивний баланс кисню у ставках, проте нагромадження в них продуктів метаболізму (яке відбувається одночасно за інтенсивного фотосинтезу) діє в протилежному напрямку. Зі збільшенням біомаси водоростей підвищуються витрати кисню на дихання та окиснення органічних речовин. Негативний баланс кисню в ставках посилюється також і впливом антропогенних чинників, що сприяють нагромадженню органічних речовин.

Негативним є вплив на газовий режим ставків залишків корму, які накопичуються за нераціонального годування риби, позитивну ж роль відіграє занурена водяна рослинність.

Через інтенсивні витрати кисню на мінералізацію органічних решток у ставках, так само як і у водоймах, спостерігається його стратифікація. У деяких дуже замулених ставках, навіть на глибині 1,0–1,5 м, різниця концентрації кисню у верхніх і придонних шарах досягає понад 2,0 мг/дм³. Спостерігається також різниця у розподілі кисню за акваторією ставків, яку спричиняє, головним чином, нерівномірний розподіл зануреної водяної рослинності з високою інтенсивністю фотосинтезу.

Унаслідок взаємодії перелічених чинників динаміка кисню у воді ставків характеризується значними амплітудами. Найбільші амплітуди в добовому ритмі кисню спостерігаються в евтрофних ставках під час "цвітіння" води. Уміст кисню в години впливу сонячної радіації досягає 280,0–390,0 % насичення, при згасанні фотосинтезу – знижується до 10,0–50,0 %.

Між характером зміни кисню та окисності в більшості випадків спостерігається антибатна залежність. Найбільш виразною вона є в степових ставках, де гіперакумуляція органічних речовин обумовлює високий ступінь сапробності.

Повне уявлення про баланс кисню у ставках дає співвідношення його концентрації й перманганатної окисності, що вказує на вміст у воді органічних речовин, найменш стійких до хімічного окиснення.

Оскільки режим кисню в ставках безпосередньо залежить від гідробіологічного режиму, то він певною мірою пов'язаний з характером мікро- і макрореландшафту.

Можна констатувати певну залежність, що зумовлена характером формування гідробіологічного режиму ставків у межах окремих географічних зон. На болотних водозборах Полісся головним продуцентом кисню в дистрофних водоймах є вища водяна рослинність і меншою – фітопланктон. Значне заростання ставків і накопичення в них стійких до окиснення гумусових речовин (лігнінопротеїнів) обумовлюють суттєві витрати розчиненого кисню переважно на дихання гідробіонтів та окиснення органічних решток. За таких умов у більшості ставків уміст кисню коливається від 40,0 до 120,0 % насичення. Співвідношення O_2 : ПО становить 0,15–0,30.

У ставках Лісостепу, а також південних районів Полісся унаслідок значного розвитку фітопланктону ступінь насичення киснем часто перевищує 200,0 %; коефіцієнт O_2 : ПО у руслових ставках і водоймах підвищується до 1,0–1,4. Лише в невеликих сільських ставках через їхнє надмірне антропогенне забруднення уміст кисню знижується (у світлі години доби) до 20,0–30,0 %; коефіцієнт O_2 : ПО у таких ставках, як і в дистрофних поліських водоймах, не перевищує 0,35.

У степових районах України через відносно слабкий розвиток у ставках продуцентів кисню – фітопланктону і вищої водної рослинності, з одного боку, і гіперакумуляції алохтонних органічних речовин – з іншого, максимальні концентрації кисню здебільшого не перевищують 100,0 % насичення. Поряд із цим, є багато ставків, де кількість розчиненого кисню вдень становить 20,0–15,0 % насичення. Тільки в деяких випадках у степових ставках спостерігається "цвітіння" та як результат – перенасичення води киснем.

Меншими амплітудами характеризується режим кисню у ставках і водосховищах гірських районів, які живляться гірськими потоками, концентрація кисню переважно є близькою до 100,0 % насичення. Помірний розвиток фітопланктону в холодноводних водоймах не викликає гіперакумуляції планктонних органічних речовин і значного перенасичення води киснем. Води в ставках гірських районів характеризуються найбільшими величинами співвідношення O_2 : ПО.

Баланс вуглецю(IV) оксиду (вуглекислоти) у воді ставків, як відомо, визначається, з одного боку, утворенням його під час дихання гідробіонтів, що населяють водну товщу та дно ставків, а також процесами гниття, бродіння та окиснення органічних сполук вуглецю. З іншого боку, кількість вуглекислоти регулюється інтенсивною витратою її на утворення первинної продукції під час фотосинтезу. Під час інтенсивного фотосинтезу концентрація CO_2 у воді ставків знижується до аналітичного нуля. Підвищена концентрація CO_2 спостерігається здебільшого у ставках з підземним живленням і заболочених ставках, розташованих на торфовищах. У багатих на гумус ставках західних

і північних районів Центрального Полісся спостерігається вміст вуглекислоти до 25,0–39,0 мг/дм³.

У ставках, що багаті на планктон, у південних районах Полісся і Лісостепу та ставках степової зони концентрація CO₂ удень здебільшого близька до нуля, а вночі досягає 15,0–20,0 мг/дм³. Підвищена концентрація CO₂ (20,0–30,0 мг/дм³) спостерігається також у світлі години в ставках, що забруднені стоками цукроварень і спиртових заводів.

5.5. Класифікація ставків і малих водойм України

Результати регіональних досліджень гідрохімії ставків і малих водойм України на сучасному рівні надають можливість намитити детальнішу схему регіональної класифікації малих водойм України на основі їхньої гідрохімічної характеристики. Але спочатку треба зробити гідроморфометричну класифікацію ставків. В основу такої схеми покладено характер водозборів, живлення водойм, господарське використання – чинники, що зумовлюють алохтонні процеси нагромадження мінеральних та органічних речовин у водоймах і певною мірою визначають характер біотичного круговороту речовин у них.

Гідроморфологічна класифікація ставків

▪ *Руслові водойми та великі ставки*, що споруджені в руслах малих річок; проточні водойми, що комплексно використовують у різних галузях господарства, для рекреаційних цілей та оздоровлення.

▪ *Наливні водойми та ставки* – обваловані або копані водойми, що наповнюються водами річок, озер, каналів. Водообмін у них регулюється залежно від умов експлуатації. Водойми використовують переважно для питного і технічного водопостачання, ставки – для розведення риби (спеціалізовані рибоводні ставки).

▪ *Ставки на джерелах* – водойми, споруджені у балках, що живляться підземними (часто артезіанськими) водами. Здебільшого це невеликі проточні ставки, які використовують комплексно в різних галузях господарства.

▪ *Ставки атмосферного живлення*, що споруджені в сухих балках, які наповнюються винятково водами поверхневого стоку під час весняної повені або літніх злив, – непроточні водойми, які розташовані в селах або поблизу них. Їх здебільшого споруджують для комплексного використання в різних галузях господарства.

Водойми перших двох груп найбільш характерні для Полісся, Західного та Правобережного Лісостепу, а також для гірських і передгірських районів Криму і Карпат – районів надмірного і достатнього зволоження, зі щільною

мережею річок. Джерельні ставки характерні для районів розвитку карсту та глибокої ерозії. Ставки атмосферного живлення найбільш характерні для степових районів України, де вони в багатьох випадках є головним джерелом побутового і господарського водопостачання.

▪ *Ставки спеціалізованого призначення.* Поряд з описаними вище групами водойм за ознакою господарського використання слід виділити ставки спеціалізованого призначення, насамперед рибоводні, гідрохімічний і гідробіологічний режим яких безпосередньо залежить від заходів інтенсифікації рибного господарства (вапнування, удобрення, меліорації, літування тощо).

Крім спеціалізованих ставків для рибництва використовують також руслові та балкові ставки з природним режимом. Залежно від місцевих умов у них проводять інтенсифікаційні заходи або вирощують рибу на природних ресурсах. Залежно від цього такі ставки можуть належати до групи рибоводних ставків або водойм комплексного використання.

Узагальнення даних про іонно-сольовий склад води водойм України та аналіз чинників, що його зумовлюють, дають можливість провести районування за показниками мінералізації, твердості, концентрації головних іонів.

Проведене за цими таксономічними характеристиками районування ставків відбиває характер зв'язку іонно-сольового складу води з конкретними ландшафтно-географічними умовами водозборів, тому може бути використано у практиці водного господарства для проектування водойм і оцінювання якості вод, призначених для зрошення, водопостачання тощо. Однак іонно-сольовий склад води ще не дає достатньої характеристики абіотичних умов у водоймах, що є середовищем розвитку гідробіонтів. Абіотичні умови водойм визначаються балансом органічних і біогенних речовин у них.

Дані про характер розподілу біогенних елементів та органічних речовин у малих водоймах України свідчать про їхню значну лабільність, зумовлену впливом локальних чинників. Це ускладнює районування водойм за показниками вмісту біогенних та органічних речовин, подібно до того, як це здійснюють за показниками мінералізації й складу головних іонів. Проте регіональне дослідження водойм різного господарського призначення показує, що градієнт концентрації сполук азоту, фосфору, кількість та якість органічної речовини є певною мірою характерними для водойм різних типів і груп.

Отже, зважаючи на лабільність динаміки біогенних та органічних речовин у малих водоймах, до схеми регіональної класифікації малих водойм можна зарахувати експериментальні величини концентрації цих речовин і характерні показники (С : N, колірність, окисність).

Регіональна гідрохімічна класифікація ставків і малих водойм України

За гідрохімічні показники для класифікації ставків і малих водойм України беруть екстремальні (за вегетаційний період) значення мінералізації й загальної жорсткості води, а також індекс за Алекіним, що характеризує співвідношення головних іонів. Для характеристики трофічного рівня во-

дойм беруть екстремальні величини концентрацій біогенних елементів (азоту, фосфору, заліза) та органічних речовин за перманганатною окисністю, співвідношенням C : N і колірністю.

Ставки та малі водойми Полісся. У Поліссі за геоморфологією та ґрунтово-літологічними особливостями, які зумовлюють гідрохімічний режим водойм, можуть бути визначені такі типи водозборів:

- Поліської низовини, що характеризуються поширенням боліт, гляціальних піщано-глинистих відкладів і підзолистих ґрунтів;
- Західного Полісся, що характеризуються поширенням карбонатних ґрунтів і розвитком карсту в карбонатних породах верхньокрейдових подів; у Малому Поліссі зустрічаються мікрорайони дренавання гіпсоносних порід;
- південних районів Центрального Полісся – зона поширення лесу та багатих на карбонати суглинків;
- Східного Полісся, де формування хімічного складу води відбувається, як і в Західному Поліссі, під впливом розвинених карбонатних порід вапняків, мергелів, крейди, але в умовах меншого зволоження.

Водозбори Поліської низовини. Руслові ставки та водойми на малих річках, що протікають заболоченими масивами (а також наливні рибоводні ставки), характеризуються низькою мінералізацією води (25,0–150,0 мг/дм³). Проте в них у великій кількості наявні органічні речовини, сполуки гумінових і фульвокислот. Це зумовлює кислу реакцію води (рН 5,5–7,0), широке співвідношення в ній вуглецю і азоту (C : N = 15–55) та високу колірність води (200,0–400,0°).

Донні відкладення цих водойм багаті на рослинний детрит та органічні речовини із широким співвідношенням C : N (11–19) і дуже бідні на солі кальцію.

Серед рослинного і тваринного світу водойм є індикаторні організми – показники низької мінералізації води, її гуміфікації й кислої реакції. Рибоводні ставки дуже заростають вищою водяною рослинністю. Рибопродуктивність поліських ставків здебільшого низька. Удобрення їх суперфосфатом, азотними добривами та вапнуванням сприяють підвищенню їхньої біологічної продуктивності.

Водозбори Західного Полісся. Під впливом карбонатних ґрунтів і багатих на карбонати підземних вод в умовах надмірного зволоження у ставках і водоймах утворюються гідрокарбонатно-кальцієві води з мінералізацією до 300,0 мг/дм³. На території Малого Полісся у ставках, що живляться підземними водами, зустрічаються сульфатні води з мінералізацією до 800,0 мг/дм³.

Концентрація біогенних елементів у руслових ставках здебільшого близька до величин (мг/дм³): NH₄⁺ – 0,1–0,6, PO₃³⁻ – 0,15; у рибоводних ставках коливається від 0,2 до 1,3, PO₃³⁻ – від до 0,3 мг/дм³.

Від ставків Поліської низовини вони відрізняються меншою кількістю органічних речовин болотного походження. Донні відкладення ставків містять значну кількість кальцію.

Водозбори південних районів Центрального Полісся. Хімічний склад води у ставках відбиває характер ґрунтів – багатих на карбонати лесів і суглинків. Мінералізація води досягає 400,0–500,0 мг/дм³. Склад води – гідрокарбонатно-кальцієвий. У воді рибоводних ставків підвищується концентрація сполук азоту до 2,0–4,0; концентрація фосфатів коливається від 0,0 до 0,2 мг/дм³.

Водозбори Східного Полісся. Мінералізація води у ставках коливається переважно в межах 200,0–300,0 мг/дм³, вода належить до гідрокарбонатного класу групи кальцію II типу. У сільських і рибоводних ставках концентрація біогенних елементів досягає високого рівня, сполуки азоту – 1,3–3,5 мг/дм³. Концентрація фосфатів – 0,05–0,32 мг/дм³.

Достатня забезпеченість води та ґрунтів у ставках Західного, Східного і Південного Полісся кальцієм, азотом і фосфором сприяє розвитку в них фітопланктону. У багатьох рибоводних ставках спостерігається "цвітіння" – масовий розвиток синьо-зелених водоростей.

Ставки та малі водойми Лісостепу. У межах Лісостепу за фізико-географічними умовами формування хімічного складу води можуть бути водозбори:

- Західного Лісостепу (лівобережна частина басейну Дністра), що характерні ерозією карбонатних і гіпсоносних порід;
- Правобережного Лісостепу, що охоплюють верхню частину басейну Південного Бугу та праві притоки Дніпра (басейни рік Росі, Тясмина); формування хімічного складу води у водоймах відбувається під впливом кристалічних порід Українського кристалічного щита та продуктів їхнього вивітрювання;
- Лівобережного Лісостепу, характерні поширенням мергельно-крейдових покладів.

У ставках і водоймах Західного Лісостепу склад води відповідає гідрокарбонатному класу групи кальцію II типу. Мінералізація води влітку коливається в межах 300,0–700,0 мг/дм³. Серед гідрокарбонатних вод у ставках із джерельним живленням зустрічаються сульфатні води з мінералізацією понад 800,0 мг/дм³.

У межах Правобережного Лісостепу у ставках і водоймах утворюються води гідрокарбонатного класу групи кальцію–магнію або групи магнію переважно I типу, з мінералізацією від 300,0 до 700,0 мг/дм³.

У межах Лівобережного Лісостепу, у районах поширення солонцюватих ґрунтів і гідрокарбонатних солончаків у Лівобережному Придніпров'ї, а також у басейні Південного Бугу (на річках Гірський Тікич і Гнилий Тікич) у русло-

вих ставках і ставках, що живляться джерельними водами, склад води характеризується підвищеною концентрацією магнію та натрію гідрокарбонатів і карбонатів, відповідно до гідрокарбонатного класу групи магнію, натрію або кальцію – магнію I типу. Мінералізація влітку підвищується до 1000,0 мг/дм³.

Серед Лівобережного Лісостепу в межах Придніпровської низовини відзначаються водозбори, характерні карбонатним засоленням ґрунтів і поширенням содових солончаків, що зумовлює характер мінералізації та іонного складу води у ставках.

Залежно від ґрунтово-геологічних умов водозборів має місце певна диференціація в іонному складі води у ставках. Для малих водойм Лісостепу характерне перенасичення води кальцієм карбонатом, що перевищує значення термодинамічної константи розчинності (S_{CaCO_3}) більш як у 20 разів.

Рівень біогенних елементів у воді руслових ставків і водойм характеризується концентрацією амонійного азоту, що під час вегетаційного періоду варіює в межах 0,2–1,5 мг/дм³, і концентрацією фосфатів – у межах 0–0,26 мг/дм³.

У рибоводних ставках і дуже забруднених сільських ставках концентрація мінеральних сполук азоту (NH_4^+) досягає 2,8–3,0, а фосфатів – 1,5 мг/дм³.

Від дистрофних ставків Полісся ставки Лісостепу відрізняються характером органічних речовин – більш вузьким співвідношенням органічного вуглецю та азоту (C : N = 4–12).

Для водойм і ставків Лісостепу характерне "цвітіння" води за рахунок синьо-зелених водоростей. Масового розвитку досягають також азотофільні протококові водорості. Унаслідок "цвітіння" спостерігається біологічна декальцинація води.

Ставки південних районів Лісостепу більш евтрофовані, ніж ставки північних районів; серед них частіше трапляються евтрофно-політрофні сапробізовані ставки. Великі руслові ставки та водойми відзначаються меншим ступенем сапробізації. Рибопродуктивність рибоводних ставків Лісостепу значно вища, ніж дистрофних поліських ставків.

Ставки та малі водойми Степової зони. У степовій зоні України за природно-географічними умовами можна виділити три основні типи водозборів:

- Північний Степ, де формування іонного складу поверхневих вод відбувається під впливом багатих на кальцій карбонати і сульфати лесових покладів і чорноземних ґрунтів;
- Дніпровсько-Донецький (Донецький кряж), який характеризує глибока ерозія солених порід, що посилена діяльністю людини;
- Південний Степ, що відрізняється поширенням засолених сульфатами і хлоридами лесових покладів, засолених південних чорноземів і каштанових ґрунтів.

У районах Північного Степу руслові ставки – водойми на малих річках – відрізняються від водойм лісостепових районів підвищеною мінералізацією

води та сульфатним і сульфатно-хлоридним складом. Менш мінералізовані води – у руслових ставках і водоймах, розташованих у верхів'ях річок, а також в "атмосферних" ставках (у верхів'ях балок), що живляться поверхневими водами весняної повені. Вода в них за складом і загальною мінералізацією наближається до водойм лісостепових районів. Уміст солей у нових "атмосферних" ставках не перевищує 300,0–400,0, а в старих безстічних ставках – 600,0–800,0 мг/дм³. Склад води – гідрокарбонатно-кальцієвий.

У Дніпровсько-Донецькому регіоні найбільшою концентрацією солей характеризуються ставки підземного живлення та руслові водойми в Донецькому та Криворізькому гірничорудних басейнах, на території яких малі річки сильно забруднюються шахтними водами. Уміст солей у них досягає 3,0–5,0 г/дм³. Склад води – сульфатно-натрієвий і сульфатно-хлоридно-натрієвий.

У районах Південного Степу – на узбережжі Сиваша, Азовського та Чорного морів, у степових районах Криму – виявляється вплив морського засолення (засолення ґрунтів натрію та магнію хлоридами) та підвищена концентрація натрію і магнію хлориду у воді ставків. Мінералізація води влітку перевищує 10,0 г/дм³. Вода – хлоридного класу групи натрію II і III типів.

Розподіл органічних речовин у ставках степової зони України визначається акумуляцією біогенних речовин, які змиваються з водозборів і надходять до водойм унаслідок інтенсивного господарського використання останніх. Підвищення концентрацій біогенних елементів спричиняє також інтенсивна мінералізація органічних речовин, що відбувається у мілководних степових водоймах, які влітку добре прогріваються.

У ставках з мінералізацією води 10,0 г/дм³ (у степових ставках Криму) у складі фітопланктону переважають солонувато-водні форми. Здебільшого трапляються ставки з помірним і багатим фітопланктоном. У багатьох випадках переважають сапробні форми органічного забруднення ставків (евгленові, сапробні синьо-зелені водорості).

До окремої групи водойм у степовій зоні належать ставки та водойми, що живляться за рахунок транзиту дніпровської води магістральними каналами (водойми Південне, Криворізької ТЕС, Жовтневе). За іонно-сольовим складом вода в них наближається до складу води магістрального каналу та Дніпра (склад води гідрокарбонатно-кальцієвий II і I типів). Уміст біогенних елементів та органічних речовин у цих водоймах досить високий, що забезпечує їхню високу біологічну продуктивність; спостерігається "цвітіння" синьо-зелених водоростей.

Ставки гірських водозборів Криму характеризуються поширенням карбонатних порід. Води тут переважно гідрокарбонатно-кальцієві II типу помірно й підвищеної мінералізації (300,0–700,0 мг/дм³). У передгір'ї зустрічаються джерельні ставки із сульфатними водами, мінералізацією понад 1000,0 мг/дм³. Для багатьох водойм Криму характерна підвищена концентрація нітратів. Проте вони здебільшого бідні на фосфор.

У складі води ставків наявна значно менша кількість органічних речовин, ніж у степових ставках

(ПО = 6–18 мг/дм³, С : N = 6–16).

Кількісний розвиток фітопланктону в більшості гірських водойм незначний. У мілководних ставках передгірської частини Криму рослинний і тваринний світ багатший. У видовому складі фітопланктону переважають евгленові водорості – показники сапробності водойм.

Ставки гірських водозборів Карпат. Водойми Карпат, на відміну від водойм Гірського Криму, характеризуються невисокою мінералізацією, у середньому до 200,0 мг/дм³. В іонному складі її домінують HCO_3^- та Ca^{2+} , проте концентрація їх є низькою. Реакція води близька до нейтральної. Перманганатна окиснюваність води не перевищує 10,0–12,0 мг/дм³.

Водойми Карпат більш оліготрофні, ніж водойми Гірського Криму, вища водяна рослинність у них розвинена слабо, фітопланктон і зоопланктон – бідні.

У більшості водойм Закарпатської низовини мінералізація води також не перевищує 200,0 мг/дм³, склад її переважно гідрокарбонатно-кальцієвий; від гірських водойм Карпат вони відрізняються значно більшим нагромадженням органічних речовин, перманганатна окиснюваність води досягає 20,0–23,0 мг/дм³. Фітопланктон ставків Закарпаття – бідний. У його видовому складі переважають евгленові та протококові водорості.

Для водозборів Прикарпаття характерне поширення підзолистих ялів, бідних на солі. Поряд із цим, у Прикарпатті розвинені соленосні породи міоцену, родовища кам'яної й калійної солей. Мінералізація води у ставках Прикарпаття не перевищує 300,0–500,0 мг/дм³, в іонному складі води переважають HCO_3^- та Ca^{2+} відповідно до карбонатного класу групи кальцію. Проте в мікрорайонах дренавання гіпсоносних порід зустрічаються водойми (русліві та джерельні ставки) із сульфатними водами підвищеної й високої мінералізації (понад 1000,0 мг/дм³). Рибоводні ставки Прикарпаття, в яких систематично вживають заходи інтенсифікації рибного господарства, значною мірою евтрофні.

Контрольні запитання

1. Назвати основні чинники формування хімічного складу води водосховищ.
2. Що зумовлює відносно низьку мінералізацію води у водосховищах?
3. Які процеси приводять до різких коливань вмісту кисню у воді водосховищ?
4. Які концентрації біогенних речовин спостерігаються у воді водосховищ? Яке явище можуть спричинити концентрації?
5. Чому максимальна концентрація біогенних речовин спостерігається в зимовий період?
6. Які чинники мають вирішальне значення при формуванні іонно-сольового складу ставків і малих водойм України?

6. ОЗЕРА, ЛИМАНИ

Мінералізація води озер, на відміну від річок, змінюється у дуже широких межах. Зустрічаються озера з доволі прісною водою та мінералізацією в кількя десятків міліграмів на літр і такі, вода яких за насиченістю солями є розсолем з мінералізацією 300,0–350,0 г/дм³ (соляні озера).

Основним чинником, який визначає мінералізацію та хімічний склад води озера, є ступінь його проточності. За цією ознакою озера поділяють на три групи – *проточні, безстічні та проміжного типу* (тимчасово стічні).

6.1. Загальна характеристика озерних районів

Найбільш поширеними в Україні є озера, які виникли внаслідок річкової ерозії. Це заплавні озера в басейнах Дніпра, Десни, Прип'яті, Сіверського Дінця та їхніх приток, а також такі, що розташовані в межиріччях великих і малих водотоків. Карстові озера, утворені внаслідок вивітрювання гірських порід, зустрічаються на високогір'ї Українських Карпат.

Поширені в Україні й карстові озера, котловини їх утворились унаслідок вилуговування підземними водами пластів натрію хлориду, гіпсів, доломітів. Так виникли озера Кримської Яйли, деякі озера межиріччя Західного Бугу та Прип'яті (Шацькі озера). Зустрічаються озера, які виникли внаслідок осідання ґрунту через вимивання із нього різних солей, наприклад у районі Слов'янська.

На півдні України зустрічаються озероподібні водойми – лимани, які утворились унаслідок пониження морського узбережжя і затоплення гирл річок. Виділяють такі групи лиманів:

- придунайські прісноводно-солонуватоводні озера-лимани;
- солонувато-солоні лимани-лагуни Дунай-Дністровського межиріччя;
- солонувато-солоні лимани Дністровсько-Південнобузького межиріччя.

У Карпатах поширені завальні озера, що утворилися внаслідок гірських обвалів, які перегородили гірські потоки. Найбільшим із них є оз. Синевір, розташоване у верхів'ях річки Терєблі на висоті 989,0 м над рівнем моря. Площа водного дзеркала становить близько 7,0 га, глибина – 16,0–17,0 м. Живиться озеро водою кількох гірських потоків; поверхневого стоку з озера немає. Мінералізація води – близько 75,0 мг/дм³.

У Карпатах зустрічаються також вулканічні (кратерні) озера (Липовецьке, Синє, Ворочівське), що утворились у кратерах колишніх вулканів.

Озерними районами в Україні є поліські та деснянські, озера заплави Сіверського Дінця, подільські та придунайські озера, чорноморські лимани

та гірські озера Криму і Карпат. Усього в Україні нараховується близько 20,0 тис. озер, серед яких понад 7,0 тис. мають площу водної поверхні від 0,1 км² і більше. Розподілені вони територією нерівномірно.

Велика група озер (757) розташована на правому березі Західного Бугу, а також у межиріччі Західного Бугу та Прип'яті (Світязька та Шацька групи озер). Багато озер у долинах Дунаю та Дністра розташовані в плавнях. Уздовж узбережжя Чорного моря та в межиріччі Дунаю і Південного Бугу є велика група озер і лиманів (42), загальна площа яких перевищує 850,0 км².

У межах Середнього та Нижнього Подніпров'я озера заплавного типу частіше зустрічаються на водозборах Десни та Прип'яті. До створення великих водосховищ найбільшим було озеро в заплаві Дніпра. Однак після спорудження дніпровського каскаду гідроелектростанцій більшість з озер затоплено. На цій території налічується понад 19,5 тис. озер, водосховищ і ставків загальною площею близько 7,4 тис. км². У басейнах середньої й нижньої частини Дніпра нараховується понад 9,3 тис. озер і водосховищ загальною площею 6,7 тис. км², причому 97,9 % із них мають площу водної поверхні до 0,1 км². У басейні Прип'яті нараховується 3,5 тис. водойм загальною площею 372,0 км², серед них близько 2,5 тис. озер.

Гідрологічний і гідрохімічний режими заплавних озер значною мірою визначаються режимом тих річок, до гідрографічної системи яких вони належать. Рівень озер протягом року має по два максимуми (весняний та осінній) і мінімуми (літній та зимовий). Навесні, під час значних паводків, заплавні озера наповнюються водою, а до кінця літа – міліють. Сезонні коливання рівнів карстових озер незначні й становлять лише 0,3–0,5 м.

Термічний режим озер різний і залежить перш за все від місцевих кліматичних умов, глибини та умов живлення, рослинності тощо. Температура води в зарослих мілководних водоймах протягом року вища, ніж у водоймах із відкритою поверхнею.

Утворення льоду на озерах починається в листопаді-грудні, а руйнування льодового покриву – у березні.

Згідно з біологічною класифікацією, прісноводні озера поділяють на евтрофні, мезо-, оліго- та дистрофні.

До *евтрофних* (високопродуктивних) належать неглибокі рівнинні озера з великим надходженням біогенних елементів, яких в Україні переважна більшість, особливо серед заплавних.

Оліготрофні озера містять мало біогенних елементів (гірські озера Карпат і Криму), а *мезотрофні* посідають проміжне положення між оліго- та евтрофними.

Дистрофні (малопродуктивні) озера часто заболочені, із торф'яними відкладами на дні. У воді мало біогенних елементів. Планктон і бентос цих озер дуже бідні, тому в озерах часто немає риби. Дистрофні озера є в північно-західних областях, у басейні Прип'яті.

6.2. Шацькі озера

Загальна характеристика. У межиріччі Західний Буг–Прип'ять зосереджена Світязька група озер, які в основному розташовані в районі смт Шацьк Волинської області. Разом з озерами, розташованими в басейні Прип'яті в цьому самому районі, їх називають Шацькою групою озер.

Шацькі озера розташовані в широких заболочених низовинах і є, за деяким винятком, мілководними водоймами з плоским рівним дном і глибиною, що не перевищує 7,0 м. Найбільш глибокі озера – Світязь, Пулемецьке, Пісочне – мають у котловинах вузькі впадини, глибини в яких досягають 20,0–50,0 м (табл. 6.1). Дно цих озер складено пісками, а в глибоких місцях – мулом. Береги їх переважно низькі, заболочені, порослі. Зустрічаються озера з більш підвищеними піщаними, інколи крутими берегами. Прибережна частина озер часто заростає водною рослинністю.

Таблиця 6.1

Основні морфометричні характеристики озер Шацької групи

Озеро	Площа дзеркала (км ²)	Довжина	Ширина	Найбільша глибина (м)
Пулемецьке	16,3	6,1	3,5	19,2
Луки	6,70	3,5	2,0	4,2
Світязь	24,2	8,5	4,5	58,4
Перемут	1,50	2,0	1,0	6,5
Пісочне	1,83	1,5	1,5	30,0
Люцимир	4,30	3,0	2,0	15,0

Рівень води в озерах залежить переважно від кількості атмосферних опадів і надходження талих вод, меншою мірою – від ґрунтового стоку. Останніми роками спостерігалось значне усихання озер улітку, що пов'язано з проведенням осушувальних меліоративних робіт.

Озеро Світязь, що розташоване біля однойменного села у заплаві Західного Бугу, є найбільш великим серед озер Шацької групи та найбільшою природною водоймою України. Дно озера складено білим мергелем, покритим піщаними льодовиковими відкладами. Рельєф дна достатньо розчленований; тут спостерігається чергування глибоких западин із підвищеними. Найглибша западина (58,4 м) розташована в північно-західній частині озера. Ділянки з глибиною понад 50,0 м, займають незначну площу та суттєвої ролі в житті водойми не відіграють. Майже в центральній частині озера є острів площею близько 5,0 га. Вода в озері чиста і прозора, без запаху та присмаку.

Озеро Пулемецьке розташовано біля с. Пулемець за 3,0 км від річки Західний Буг. Воно є одним із великих озер Шацької групи. Дно в західній частині озера рівне, у східній частині є дві глибоководні западини, між якими дно піднімається, утворюючи підводний гребінь. Ґрунт дна твердий, піщаний, у глибоких місцях зустрічається мул. Стік з озера спрямований до річки Копаївки каналом, що з'єднує оз. Пулемецьке з оз. Луки. Вода в озері прозора з жовтуватим відтінком. Рівень води в озерах залежить більшою мірою від кількості атмосферних опадів і надходження талих вод, меншою мірою – від ґрунтового стоку. Останніми роками відмічалось значне усихання озер улітку, що пов'язано з проведенням осушувальних меліоративних робіт.

Озеро Островське розташовано між озерами Луки та Пулемецьке за 5,0 км від с. Островське. Ці дві мілководні водойми з'єднані широкою протокою. Дно озера рівне, переважно піщане, плоске. Береги низькі, складені пісками. Озеро Островське каналом з'єднано з річкою Копаївкою. Вода в озері прозора з жовтуватим відтінком, без запаху та присмаку.

Хімічний склад вод. Значна кількість опадів у районі Шацьких озер сприяє добрій промитості ґрунтів і відносній бідності поверхневих вод, які живлять озера, мінеральними сполуками. У табл. 6.2 і 6.3 подано хімічний склад води деяких озер Шацької групи. Води тут слабколужні (рН 7,7–7,9), мають незначні концентрації мінеральних сполук азоту, Fe^{3+} , Fe^{2+} – немає. Мінералізація води невелика – 132,2–198,7 мг/дм³, твердість – 1,3–1,7 ммоль/дм³.

Таблиця 6.2

Середнє значення рН (безрозмірне), концентрація кисню, мінеральних сполук азоту та заліза (мг/дм³) у водах озер Шацької групи (за В.К. Хільчевським)

Озеро	рН	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 6.3

Середня концентрація головних іонів мінералізація води (мг/дм³) у водах озер Шацької групи (за В.К. Хільчевським)

Озеро	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl	Сума іонів
Світязь	34,1	3,7	15,0	122,1	10,2	13,7	198,7
Перемут	20,1	3,7	12,5	85,4	3,2	11,6	136,5
Пісочне	18,8	3,1	12,2	84,1	3,1	10,9	132,2

6.3. Придунайські заплавні озера

Загальна характеристика. У нижній течії Дунаю в межах Одеської області розташовані прісноводні заплавні озера. Найбільшими серед них є Кагул, Ялпуг, Соф'ян, Катлабух і Китай (табл. 6.4). Придунайські озера утворились понад мільйон років тому, наприкінці третинного періоду. На думку багатьох учених, нижня течія Дунаю в минулому була суцільним лиманом, потім дно його почало поступово підніматись, і залишки лиману перетворилися на озера. Існує й інша думка, з якої випливає, що озера утворились у долинах гірл рік, які впадають у Дунай. Наноси Дунаю в нижній його течії утворили пересипи, коси, що як греблі закрили вихід до Дунаю річкам, і в долинах гірл цих річок виникли значні водойми.

Таблиця 6.4

Основні морфометричні характеристики
придунайських заплавних озер

Озеро	Площа дзеркала (км ²)	Довжина	Ширина	Найбільша глибина (м)
		(км)		
Кагул	103,0	13,0	6,0–11,0	7,0
Орловка (Каргал)	19,0			0,5
Ялпуг	134,0	39,0	1,0–5,5	6,0
Кугурлуй	68,5			1,5
Соф'ян	3,7	6,5	0,5–1,0	4,0
Катлабух	67,0	21,0	2,0–6,0	4,0
Китай	59,0	24,0	0,8–3,0	5,0

Усі озера витягнуті з півночі на південь і примикають до Дунайської заплави. У період весняного водопілля води заповнюють озера, а в межінь вода з озер надходить до Дунаю. Крім того, усі придунайські озера пов'язані з Дунаєм природними протоками чи штучними каналами, на яких розташовані гідротехнічні споруди для регулювання водообміну та пропуску риби. Невеликі степові річки, які в них впадають, маловодні й улітку пересихають, тому вплив їхнього стоку на рівень води практично не відчувається. Східні та західні береги всіх озер високі, круті, обривисті, глинисті. Північні береги низькі, і берегова лінія безпосередньо прилягає до дна долини річки, яка впадає в озеро. Південні береги також низькі (виняток оз. Ялпуг), безпосередньо представлені алювіальними наносами дунайської заплави. В озері Ялпуг південний берег представлений низьким піщаним пересипом, який відокремлює озеро від заплавної водойми Кугурлуй. У межень між крутими обривистими корінними берегами та врізом води

всіх озер утворюється полоса узбережжя, що покрите комишем. Заплавні водойми покриті водолюбною рослинністю. Ступінь покриття рослинністю водного дзеркала озер становить (%): Ялпуг – 23,0, Китай – 15,0, Кагул – 66,0, Соф'ян – 75,0 і Кугурлуй – 85,0.

Водні маси всіх придунайських озер піддаються інтенсивному вітровому перемішуванню, яке захоплює і поверхневі шари мулових відкладів. Максимальна прозорість води – улітку за тихої погоди, загалом ж вона коливається від 0,1 до 1,0 м.

Хімічний склад вод. Мінералізація придунайських заплавних озер значною мірою зумовлена їхнім водообміном з Дунаєм. В озерах, розташованих нижче вздовж течії Дунаю та менш зв'язаних з ним, мінералізація води більш висока, ніж в озерах, що розташовані вище вздовж течії річки. На мінералізацію води озер впливають також ґрунтові води, унаслідок чого придонні шари води зазвичай більш мінералізовані, ніж поверхневі.

Під час надходження дунайських вод до озер Кагул, Кугурлуй, Ялпуг, Соф'ян і Катлабух мінералізація їхніх вод має мінімальні величини (225,0–390,0 мг/дм³), загальна твердість – 2,9–3,8 ммоль/дм³. Склад води – гідрокарбонатно-кальцієвий.

В оз. Китай, де зв'язок з Дунаєм утруднено, найменша мінералізація – 1,15 г/дм³, а загальна твердість – 8,1 ммоль/дм³. У складі іонів домінують сульфати, хлориди та натрій.

У зимовий період мінералізація води в озерах Кагул, Кугурлуй, Ялпуг, Соф'ян і Катлабух коливається в межах 0,5–1,5 г/дм³, а загальна твердість – 5,0–1,03 ммоль/дм³. При цьому склад води в Кагулі та Кугурлуї гідрокарбонатно-кальцієвий, а в Ялпузі, Соф'яні та Катлабусі – сульфатно-натрієвий.

В оз. Китай мінералізація води в зимовий період досягає 2,5 г/дм³, загальна твердість – 13,0–14,0 ммоль/дм³. Переважають іони SO₄²⁻, Cl⁻, Na⁺.

У табл. 6.5–6.7 подано середні концентрації головних іонів, біогенних елементів та органічних речовин у воді придунайських озер.

Таблиця 6.5

**Середні концентрації головних іонів
і мінералізація води придунайських озер (мг/дм³)**

Озеро	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl	Мінералізація
Ялпуг	62,8	69,8	272	224,9	433,9	221,3	1316
Кугурлуй	46,1	39,5	230,8	188,5	351,2	155,3	1012
Катлабух	76,1	67,5	164,5	195,3	388,7	165,5	1056
Китай	65,5	77,0	227,3	150,3	445,7	209,6	1236
Соф'ян	77,7	100,9	215,2	348,6	426,2	252,4	1374
Кагул	46,8	23,4	53,6	191,4	95,0	59,5	460

Таблиця 6.6

**Середні концентрації біогенних речовин у воді
придунайських озер (мг/дм³)**

Озеро	N – NH ₄ ⁺	N – NO ₃ ⁻	P – PO ₄ ²⁻	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

Таблиця 6.7

**Середні концентрації органічних речовин у воді
придунайських озер і рівень окиснюваності**

Озеро	N _{орг}	P _{орг}	Перманганатна окиснюваність	Біхроматна окиснюваність
	(мг/дм ³)		(О, мг/дм ³)	
Ялпуг	0,450	0,076	7,21	17,2
Кугурлуй	0,455	0,109	7,46	21,2
Катлабух	0,486	0,125	9,33	22,4
Китай	0,554	0,097	11,70	29,6
Соф'ян	0,222	0,260	12,80	38,6
Кагул	0,524	0,082	5,83	19,5

6.4. Лимани Дунайсько-Дністровського межиріччя

Загальна характеристика. У межиріччі Дунаю та Дністра вздовж морського узбережжя розташовані мілководні лимани Сасик, Джаншейський, Малий Сасик; Тузловська група, яка охоплює Шагани, Алі-бей, Бурнас, Шаболат (Будацький). Довжина пересипу, який відокремлює лимани від моря, становить 72,5 км, ширина змінюється від 50,0 до 350,0–400,0 м.

Утворення лиманів пов'язано з коливаннями рівня води моря, а також із процесами підняття та опускання прибережної ділянки суші. Унаслідок взаємодії геологічних, кліматичних, гідрологічних і гідрохімічних процесів лимани змінювали обриси та розміри, форму берегових і підводних схилів, склад і потужність донних відкладів, амплітуди коливання рівня та іонного складу води, положення та розміри пересипів, які відокремлювали їх від моря, кількість у них проток, через які лимани наповнювались морською водою чи скидали свої води в море. Тому в природному розвитку лиманів виділяють дві стадії: річкової долини та лиману. У стадії річкової долини найбільш чітко виражений вплив річок, що впадають у лиман. Стадія лиманів має дві фази, які залежать від моря: відкритий і частково (повністю) закритий естуарій. Чаші всіх лима-

нів, крім Сасика, належать до лимано-лагун, які утворилися внаслідок опускання суші та затоплення її морем. Сасик є річковою долиною річок Когильник і Сарата, що затоплена морем.

Лимани Дунайсько-Дністровського межиріччя мілководні, їхні глибини коливаються від 0,6 до 3,3 м (табл. 6.8). Найбільший лиманно-гірловий комплекс Дунайсько-Дністровського межиріччя – Сасикський – охоплює лимани Сасик (Кундук), Джаншейський і Малий Сасик. Акваторія лиману Сасик має грушоподібну асиметричну форму, витягнуту з півночі на південь. Довжина природного піщаного пересипу лиману, який піднімається над рівнем моря на 2,0–3,0 м, становить 14,0 км, ширина – 150,0–250,0 м. Береги лиману обривисті, висотою до 12,0 м над рівнем моря, складені породами абразійно-аккумулятивного походження. Донні відклади представлені в основному (80,0 %) суглинистими мулами. Товщина мулів із різним умістом солей становить 0,5–1,0 м на північ, 8,0–9,0 м – на південь.

Акваторії лиманів Джаншейський і Малий Сасик невеликі (7,3–2,7 км); їхня глибина не перевищує 0,6–1,2 м. Особливістю конфігурації цих лиманів є витягнутість і перевищення ширини над довжиною.

Лимани Тузловської групи також мають витягнуті чаші майже перпендикулярно до долин річок. Ширина лиману Шагани перевищує довжину в 1,8 разів, а Будацького – у 3,4 рази. Довжина Алібей і Бурнас, в які впадають річки Хаджидер та Алкалія, в 1,2–1,5 рази перевищує ширину. У місцях впадіння річок, балок, рівчаків берегова лінія утворює контури мілководних заток і вторинних лиманів: Джаншейський із затокою Ставок, Шагани із затоками Сартаза та Будури, Алібей з лиманами Карачаус і Хаджидер, Бурнас з лиманами Курудіол і Солоний.

Підвищення берегів лиманів над сучасним рівнем води становить 2,0–4,0 м. Висота обривистого берега досягає 18,0 м лише лиману Бурнас і понад 20,0 м – лиману Будацького. Між лиманами є вододіл у вигляді степового плато заввишки 9,0–11,0 м, який круто обривається у бік моря. Лимани відокремлені від моря піщаним пересипом заввишки 50,0–400,0 м і заввишки над урізом води 1,5–3,0 м. В умовах штилів лимани відкриті для водообміну через протоки (прориви) морських і лиманних вод за рахунок перепаду рівнів. Будацький лиман з'єднується з Дністровським через протоку. У період штормів морська вода переливається через пониження упродовж усього пересипу від Джаншейського до Будацького лиманів.

Лимани Тузловської групи з 1919 по 1950 р. пересихали через перекриття проривів і перетворювались на солоні озера, а згодом – на солонці. У лиманах Джаншейський, Шагани та Бурнас добували раніше сіль. У подальшому внаслідок утворення нових проривів зв'язок з морем відновлювався, відповідно відновлювався і режим відкритих лимано-лагун.

Таблиця 6.8
Основні морфометричні характеристики лиманів Дунайсько-Дністровського межиріччя

Лиман	Об'єм лиману (млн м ³)	Водозбір (км ²)	Площа дзеркала	Довжина	Максимальна ширина	Довжина берегової лінії	Довжина пересипу	Середня глибина	Максимальна глибина	Ширина пересипу		Висота пересипу
										(м)	(м)	
Сасик	437,0	6363,0	208,0	35,0	11,0	77,0	14,0	1,9	3,3	21,6	1,7	
Джаншейський	8,0	43,8	7,3	2,8	6,0	10,5	7,0	0,8	1,2	-	-	
Малий Сасик	2,2	7,8	2,7	1,1	5,0	7,2	6,0	0,6	1,0	-	-	
Шагани	101,9	278,8	78,4	11,0	10,0	23,6	8,6	1,3	2,3	18,5	1,6	
Алібей	127,7	1300,0	101,4	18,0	8,0	53,7	13,5	1,2	2,5	23,6	1,8	
Бурнас	31,9	649,0	26,9	9,6	3,2	30,0	6,0	1,0	1,5	19,0	1,9	
Будацький	31,4	170,0	32,4	17,0	2,5	33,5	18,0	1,0	2,0	-	-	

Для лиманів Джаншейський, Малий Сасик і Тузловської групи характерна відсутність стаціонарних спостережень, що не дає змоги відобразити основні динамічні властивості їхнього гідрологічного режиму. Відомі лише окремі короточасні спостереження, зокрема на лимані Бурнас у 1958–1960 рр. Коливання рівнів води в лимані визначає режим рівнів моря, інтенсивність водообміну з морем і процесами випаровування. Температура води лиманів залежить від температури повітря. Наприклад, температура води в морі влітку 1959 р. була 26,5 °С, а температура води в лимані Бурнас – 30,4 °С.

Під час штормів, які супроводжуються переливом морської води через пересипи, рівень води в лиманах підвищується на 0,3–0,4 м. За повного перекриття проривів лимани стають мілкими за рахунок значного випаровування. За середньої глибини 0,6–1,0 м достатньо трьох-чотирьох років для повного їхнього пересихання.

Гідрологічний режим лиману Сасик до 1978 р. формувався в основному під впливом припливу морських вод. Рівень води в лимані змінювався відповідно до рівня води в Чорному морі.

Сезонну температуру води лиману характеризує максимум улітку (21,3–21,7 °С) та мінімум – узимку (від –0,8 до –1,0 °С). При цьому температура води моря та лиману становила влітку на 2,0–3,0 °С вище, а взимку – на 1,0–2,0 °С нижче морської. Льодові явища у вигляді льодоставу з товщиною льоду 0,14–0,39 м і тривалістю 90 діб спостерігалися не кожного року.

У 1978 р. лиман Сасик відокремлено від моря греблею, у результаті чого було створено Сасикське водосховище. Гідрологічний режим водосховища регулюється насосною станцією скидання вод у море залежно від графіка надходження вод з Дунаю через канал Дунай – Сасик і відбору проб води насосними станціями зрошувальних систем. Рівні водосховища на початковій стадії його заповнення та розсолення водних мас значно змінювались. Термічний і льодовий режими водосховища при підвищенні середнього рівня води на 0,6 м не змінились.

Хімічний склад вод. Гідрохімічний режим лиманів Джаншейський, Малий Сасик і Тузловської групи тісно пов'язаний з водним режимом. У верхніх частинах лиманів, які перебувають під впливом прісного стоку річок, відмічається наявність стійких дещо опріснених водних мас з мінералізацією 2,0–5,0 г/дм³. Основна маса вод має мінералізацію 20,0–30,0 г/дм³.

У лимані Бурнас у зимовий період 1967 р. мінералізація змінювалась від 25,1 до 29,4 г/дм³; у лимані Алібей – від 25,5 до 29,2; у лимані Шагани – 30,8 г/дм³. Значення рН змінювалось у межах 7,9–9,1. Уміст біогенних елементів становив (мг/дм³): NO₂⁻ – 0–0,11; NO₃⁻ – 0,0–1,33; PO₄²⁻ – 0,0–0,054; Si – 0,0–3,0; органічних речовин – 7,8–13,1.

За останні десятиліття гідрохімічний режим лиманів суттєво не змінився (за винятком лиманів Джаншейський і Шагани). Після будівництва Сасикського водосховища частина його вод (із мінералізацією 1,0–2,0 г/дм³)

скидається до лиманів у такій кількості: Шагани – 2,0–3,0 м³/с, Джаншейський – до 60,0 м³/с.

Існування проток у Будацькому лимані, які з'єднують його з Дністровським лиманом, також впливає на мінералізацію води першого. Середня мінералізація в Будацькому лимані взимку становить 28,0 г/дм³, навесні – 24,4, восени – 28,5, улітку – 26,7 г/дм³. За акваторією з північного сходу на південний захід мінералізація води змінюється від 2,0 до 30,0 г/дм³.

Водні маси лиманів цієї групи належать до хлоридного класу групи натрію.

Гідрохімічний режим лиману Сасик вивчався в період вишукувальних робіт для обґрунтування проекту будівництва Дунайсько-Дністровської зрошувальної системи та Сасикського водосховища (1970-ті рр.). За даними спостережень мінералізація води лиману Сасик і Сасикського водосховища (до надходження дунайської води) за сезонами змінювалась: у верхів'ях від 2,4 навесні до 12,1–12,7 г/дм³ восени та взимку; у пониззях – від 14,6 навесні до 15,7–20 г/дм³ восени та взимку.

Мінералізація морських вод у цей період змінювалась біля поверхні від 11,9 навесні до 17,5 г/дм³ узимку і біля дна від 13,9 навесні до 17,5 г/дм³ узимку.

Мінералізація вод річок Когильник і Сарата становила 1,8–1,9 г/дм³ навесні, 2,5 – улітку, 4,4 – восени, 6,0 г/дм³ – узимку. Крім морських і річкових вод, на мінералізацію вод лиману впливають підземні води з мінералізацією 5,5–6,8 г/дм³, а також ґрунтові води з мінералізацією до 50,0 г/дм³. Річкові та підземні води належать до сульфатного класу групи натрію. Води лиману Сасик так само, як морські й порові води донних відкладів лиману, належать до морського типу.

Кисневий режим вод лиману відрізняється достатньо високими значеннями: 7,12 мг/дм³ – у верхів'ї, 10,4 – у центральній зоні та 8,9 мг/дм³ – у пониззі. рН змінюється в межах 8,0–8,9, що характерно також для вод річок, які впадають у лиман, морських вод прибережних акваторій та озер дельти Дунаю. Уміст біогенних елементів незначний, зокрема, NH₄⁺ – 0,47 мг/дм³, PO₄³⁻ – 0,35, заліза – 0,2 мг/дм³.

При створенні Сасикського водосховища формування його гідрохімічного режиму проектувалось у два етапи. Перший етап (січень 1980 – червень 1981), період розсолення водойми, був спрямований на зниження середньої мінералізації лиманних вод із 18,0–20,0 до 1,5–2 г/дм³. Для другого етапу (1982–1986) характерні коливання середньої мінералізації води від 1,0 до 2,0 г/ дм³ з її зменшенням під час припливу дунайської води до 0,6–0,8 г/ дм³. Попереднє скидання солоних лиманних вод (18,0–20,0 г/дм³) у море та наповнення водосховища дунайською водою призвели вже 1980 року до зниження мінералізації майже в 10 разів. 1986 року мінералізація води водойми становила 0,9–1,3 г/дм³, але в північній частині під впливом стоку річок Когильник і Сарата вона досягала 2,0 г/ дм³.

У процесі розсолення Сасикського водосховища відбувалося змішування вод трьох типів: гідрокарбонатно-кальцієвих Дунаю; сульфатно-натрієвих річок, які впадають у водосховище; хлоридно-натрієвих підземних і порових вод донних відкладів лиману Сасик. Варто підкреслити, що іонний склад води Сасикського водосховища зберігся попереднім (хлоридно-натрієвим), але концентрації окремих іонів у воді змінилися у бік зменшення. Наприклад, на першому етапі за мінералізації 18,0–20,0 г/дм³ хлориди становили 9,6–11,1 г/дм³, а сума натрію і калію – 5,5–6,4 г/дм³. На другому етапі за мінералізації води водосховища 1,08–1,26 г/дм³ уміст хлоридів становив 0,25–0,42 г/дм³, а сума натрію та калію – 0,16–0,28 г/дм³. Значно зменшилися концентрації кальцію та магнію – 0,08 г/дм³, сульфатів – 0,2–0,4 г/дм³. Значення рН практично залишилось незмінним протягом обох етапів (7,8–8,9), причому стабільність його спостерігається також на придунайських мілководних дельтових озерах Кагул, Ялпуг, Китай, Катлабух, які перетворені останніми десятиліттями на водосховища з керованим водним режимом і мінералізацією води 1,0–3,0 г/дм³.

Стабілізація хімічного складу води Сасикського водосховища за незначного водообміну досягла певної стаціонарної фази. Подальша зміна хімічного складу вод пов'язана з потребою значного збільшення інтенсивності водообміну та переходом на новий рівень гідрохімічної рівноваги.

6.5. Лимани

Дніпровсько-Дністровського межиріччя

Загальна характеристика. Пониззя малих річок у межиріччі Дніпра та Дністра зайняті такими лиманами, як Тилигульський, Малий Аджалицький, Григорівський, Великий Аджалицький, Дофімовський, Куяльницький, Хаджибейський і Сухий. Ця група лиманів за геоморфологічними і гідрологічними особливостями суттєво відрізняється від інших лиманів Причорномор'я. Для них характерна перпендикулярність осі лиманів до берегової лінії моря, а також звивистість берегової лінії, незначна ширина, порівняно з довжиною, крутий правий берег і пологий – лівий, велика кількість кос, гирл балок та ярів, поступовий перехід лиманних улоговин у долини річок. За фізико-географічними умовами лимани дуже схожі. Їхні долини утворені неогеновими та четвертинними відкладами. Схили долин лиманів складені в основному з вапнякових, глинистих і піщано-глинистих відкладень. Останні відіграють суттєву роль у процесах нагромадження мінеральної маси в лиманах. Хімічний склад лиманних вод залежить від ступеня взаємозв'язку з морем, величини стоку річкових вод і кількості перенесених

ними твердих насосів. Усі лимани мілководні, що сприяє перемішуванню вод. Замкненість лиманів, періодичність надходження річкового стоку, невелика кількість атмосферних опадів і висока випаровуваність спричинює сезонні коливання рівня, концентрацію солей у лиманних водах, активне нагромадження донних відкладів. Твердий стік малих річок по-різному впливає на гирлові ділянки та лимани. Такі водотоки, як Малий і Великий Аджалики, дуже замулили лимани, що прилягають до них, а Грибовський лиман річки Барабой замулився повністю. Порівняння карт показує, що гирло річки Тилігул за останні 100 років просувається до лиману на 10,0–11,0 м кожного року. Однак у більшості випадків відносно невеликий твердий стік річок дає змогу зберегти більшість лиманів Причорномор'я в їхньому первинному вигляді. У табл. 6.9 подано морфометричні характеристики лиманів межиріччя Дніпро–Дністер. Найбільш типовими представниками групи є закриті лимани – Тилігульський, Куяльницький і Хаджибейський.

Більш вивчений Куяльницький лиман. Він мілководний, глибина досягає 2,2–2,5 м. Висота поверхні води в лимані ніколи не перевищує рівня моря. Після чергового мінімуму 1962 р. рівень води в лимані піднімається. Періодам підвищення рівня Куяльницького лиману відповідають періоди зниження солоності лиманних вод, і навпаки. Максимальна мінералізація води (26,9 г/дм³) спостерігалась на початку 1920-х рр., коли рівень був одним із найбільш низьких. Куяльницький і Хаджибейський лимани розташовані на відстані 8,5 км на північний захід від м. Одеси, відокремлені від моря пересипом завдовжки 7,0 км. Одеський пересип – порівняно молоде утворення. Наприклад, у XIV–XV ст. обидва лимани вільно були зв'язані з морем. Однак ось уже понад 100 років Хаджибейський лиман закритий для припливу морських вод піщаною косою (за винятком 1900 і 1941 рр.). Згадані водойми сьогодні перебувають у стадії розвитку закритих лиманів. Лише природний характер розвитку Хаджибейського лиману порушений інтенсивною діяльністю людини. У південну частину Хаджибейського лиману багато років скидаються стічні води м. Одеси. Річний об'єм стічних вод за останні 50 років збільшився до 30,0 млн м³.

Тилігульський лиман є продовженням долини р. Тилігул, розміщений на північний захід від м. Очаків. Від моря лиман відокремлюється низьким піщаним пересипом, який у багатоводні роки прорізається проривами. Через пересип прорито канал завдовжки близько 4,0 км, завширшки 30,0 м і завглибшки 3,0 м. На каналі встановлений залізобетонний шлюз. Живиться лиман водами р. Тилігул.

Мінералізація води в лимані залежить від надходження морської води, величини весняного водопілля та інтенсивності випаровування в літній період. У середньому вона коливається від 2,0 до 16,0 г/дм³.

Таблиця 6.9

Морфометричні характеристики лиманів Дніпровсько-Дністровського межиріччя

Лиман	Площа водозбору	Площа	Довжина осової лінії	Ширина		Глибина		Об'єм води
				максимальна	мінімальна	середня	максимальна	
		(км ²)		(км)		(м)		(млн м ³)
Сухий	410,0	15,0	8,5	3,0	0,1	5,3	14,0	70,0-80,0
Хаджибейський	2700,0	40,0-116,0	40,0-80,0	3,5	0,8	4,0-6,8	17,0	200,0-640,0
Куюльницький	2147,0	19,0-74,0	25,0-30,0	2,5	0,2	1,0-3,9	4,5	59,0-290,0
Великий Аджалицький	160,0	7,0	7,5	1,9	0,3	2,0	8,0	14,0-16,0
Малий Аджалицький	260,0	8,0	11,0	1,2	0,2	1,8	6,0	15,0-16,0
Тилігульський	6240,0	150,0-170,0	55,0-80,0	4,5	1,0	3,0	21,0	250,0-600,0
Березанський	1770,0	162,0	60,0	0,4	3,5	2,5-3,5	19,0	-

Гідрологічний режим. На великих лиманах цієї групи стаціонарні спостереження за гідрологічним режимом організовані ще в 30-ті роки минулого століття.

У багаторічному коливанні рівня води Хаджибейського лиману виділяються два періоди: перший – з 1894 по 1931 р. і другий – з 1932 р. і понині. У першому періоді рівень води лиману був нижчим від рівня моря на 2,5–4,5 м, у другому – рівень води лиману перевищує рівень моря на 1,5–2,0 м. Це перевищення зростало і у зв'язку із зростанням об'ємів скидання стічних вод м. Одеси. У багатоводні роки різкі підйоми рівня води в лимані могли спричинювати підтоплення прилеглих житлових масивів Одеси.

Багатолітня амплітуда коливання рівня води в лимані з 1894 до 1984 р. становила 7,3 м.

Найбільша температура води (25 °С) спостерігається в лимані із червня до серпня. Льодовий режим практично характеризується щорічним льодоставом. Початок замерзання води біля берегів відмічається в першій декаді січня. Середня тривалість льодоставу становить 50 діб, а найбільша – до 100 діб. В окремі зими льодоставу немає. Очищення лиману від льоду, як правило, відбувається до 12 березня.

Рівень води Куяльницького лиману має багаторічні, річні, сезонні, змінно-нагінні та бризові коливання. Багаторічна амплітуда коливання рівня з 1933 р. і понині становила 5,47 м. Річні амплітуди коливаються в межах 0,21–3,3 м. Загалом середній багаторічний рівень води в лимані нижчий, ніж рівень моря.

Термічний і льодовий режими Куяльницького лиману аналогічні Хаджибейському.

Гідрологічний режим Тилігульського лиману поряд зі зміною опадів, випаровування, припливу річкових вод визначається також водообміном з морем. З 1981 р. канал, який з'єднує лиман з морем, закритий, і рівень води в лимані став на 0,5–1,0 м нижчим від рівня моря.

Виутрішньорічні зміни рівня і температури води такі самі, як на Хаджибейському і Куяльницькому лиманах. Збігаються і дати та основні характеристики водного режиму цих лиманів. Найбільша товщина льоду досягає 0,75 м.

Гідрохімічний режим. Мінералізація води Хаджибейського лиману значно змінювалась за останні 120 років. Відомо, що в 1889 р. вона становила 35,0 г/дм³, 1941 – 5,0, 1969 – 11,0, 1974 – 15,0, 1984 – 11,0 г/дм³. Особливо суттєві зміни гідрохімічного режиму відбулись за останнє десятиліття.

У 70-ті роки мінералізація знижується до 3,6 г/дм³ через скидання стічних вод м. Одеси до південної частини Хаджибейського лиману. Однак, незважаючи на скидання стічних вод, співвідношення основних іонів у воді лиману майже не змінилось. У табл. 6.10 подано сезонну динаміку показників хімічного складу води Хаджибейського лиману. Вода належить до хлоридного класу групи натрію. Хлориди становлять понад 50,0 % іонного складу, сума натрію та калію – до 30,0, магнію та сульфатів – близько 10,0 %. За

останнє десятиліття вміст хлоридів натрію та калію зменшився майже втричі. Уміст кальцію змінився незначно.

Таблиця 6.10

**Сезонна динаміка показників хімічного складу води
Хаджибейського лиману в 1978–1990 рр. (мг/дм³)**

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 ⁺	4982,8	4762,1	3994,6	5327
CO ₃ ²⁻	225,4	226,7	281,2	228,7
SO ₄ ²⁻	1582,3	1360,6	1362,2	1580,4
Cl ⁻	9186,4	9021,5	8981,0	9221,2
Мінералізація	16886,6	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 загальне	0,02	0,13	0,14	0,04
P	0,36	0,32	0,42	0,41
БПК 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

Суттєве зниження мінералізації лиманних вод призвело до повного знищення морського рачка, глоси та бичків, яких замінили прісноводні види риб (карась, короп тощо). Загалом якість води в Хаджибейському лимані погіршується.

Особливості зміни мінералізації води в Куяльницькому лимані, які значно більші, ніж в інших лиманах, за багаторічний період подано в табл. 6.11. За високої мінералізації вод лиману майже повністю завмирало життя гідробіонтів. Площа лиману скорочувалась, спостерігалось інтенсивне осадження солі.

Мінералізація води за акваторією лиману практично не змінюється в середньо- і маловодні роки. Уміст сірководню досягає 29,0 мг/дм³ на глибинах 9,0–13,0 м.

Таблиця 6.11

**Багаторічні зміни мінералізації води
в Куяльницькому лимані біля м. Одеси (г/дм³)**

Роки	Мінералізація			
	найбільша	найменша	амплітуда	середнє значення
1878–1940	969,0 (1926)	36,0 (1932)	233,0	121,0
1878–1946	269,0 (1926)	29,0 (1945)	240,0	112,0
1946–1968	243,0 (1962)	29,0 (1945)	214,0	81,0

За іонним складом вода лиману належить до хлоридного класу групи натрію. Уміст у воді основних іонів (г/дм³): кальцій – 1,46; магній – 5,98; на-

трій і калій – 32,89; гідрокарбонати – 0,30; хлориди – 68,08; сульфати – 3,1. Середня мінералізація води становить 117,85 г/дм³.

Мінералізація води Тилігульського лиману змінюється з півночі на південь від 8,6 до 15,0 г/дм³. У глибоководній частині лиману вона збільшується з глибиною. На глибинах 10,0–12,0 м починається зона, що містить сірководень. За хімічним складом вода лиману також належить до хлоридного класу групи натрію. Уміст основних іонів у воді Тилігульського лиману біля с. Коблеве (мг/дм³): кальцій – 102,6; магній – 430,5; натрій і калій – 3874,3; гідрокарбонати – 189,2; хлориди – 6500,0; сульфати – 1009,2. Мінералізація становить 12059 мг/дм³.

Якість води Тилігульського лиману також змінюється в гірший бік під впливом господарської діяльності.

6.6. Використання лиманів

Солоні лимани Причорномор'я з давніх давен використовувались як місця добування солі (Куяльницький лиман, Тузловська група лиманів). Особливо багато солі добувалось у ХІХ ст., коли на соляному промислі в с. Тузли (1856) добували 10,0 млн пудів солі. На лимані Бурнас і нині є соляні промисли місцевого значення.

У першій половині ХІХ ст. лимани Куяльник і Хаджибей почали використовувати в бальнеології завдяки відкриттю цілющих властивостей лиманних грязей і ропи. 1843 р. на Хаджибейському лимані відкрито першу лікувальну установу, 1853 – на Сухому лимані, 1883 – на Куяльницькому. Наприкінці ХІХ ст. для лікування почали використовувати грязі Шаболацького лиману (Будаки).

Нині бальнеологічне та рекреаційне значення Причорноморських лиманів зросло ще більше. Теплий вологий клімат моря, степове повітря, сполучення прісних і мезогалинних вод лиманів і моря створюють унікальні рекреаційні умови. У свою чергу, непланованість розвитку курортної справи здійснює значний антропогенний вплив на Куяльницький лиман, тоді як ресурси грязей Хаджибейського та Тилігульського лиманів практично не використовуються. До Хаджибенського лиману, як зазначалося, скидають стічні води м. Одеси, що призводить до його опріснення, забруднення та деградації.

Найціннішими видами ресурсів є лікувальні грязі та ропа лиманів, яка містить натрію хлорид, кальцію та магнію сульфат, іодиди. Мулові грязі з лікувальними властивостями наявні в усіх лиманах. Унікальну цінність мають грязі Куяльницького та Шаболацького лиманів, а також їхні мінеральні хлоридно-натрієві води (мінералізація 2,2–14,6 г/дм³).

Куяльницький лиман має донні відкладення, представлені лиманно-морськими та лиманними осадками, складеними мулами, пісками та глинами, які фаціально замінюють одне одного. Мули мають три різновиди: чор-

ний маслянистий, темно-сірий ущільнений і зеленувато-сірий до сірого, щільний. Перші два різновиди можна використовувати як лікувальні грязі.

Утворення грязей зумовлено розвитком біохімічних процесів, що виникають на ранньому етапі діагенезу мулових донних відкладів – процеси відбуваються у водоймах, збагачених органічними речовинами, у воді яких є сульфати. Поглинання організмами вільного кисню мулової води призводить до редукції різних оксидів, у тому числі сульфатів. Окисне середовище переходить у відновлене. Мінерали осада поступово розчиняються, змінюючи склад мулової води і перетворюючи її на насичений муловий розчин. Одночасно з водообміном між муловим розчином та осадком розкладається й органічна речовина, яка переходить у гази та дає водорозчинні сполуки. Муловий розчин залишається без кисню та сульфатів, замість яких накопичується сірководень, вуглекислота, водень та інші сполуки.

Формування специфічних мулових розчинів сприяє випадінню в осадок аутигенних діагенетичних мінералів, зокрема заліза сульфідів – гідротроїліту, який надає грязям темного забарвлення. Утворення аутигенних мінералів (твердих і колоїдних) завершує ранній діагенез осада. На більш пізніх етапах діагенезу грязі поступово ущільнюються, утрачаючи первинні властивості та, нарешті, повністю деградує. Варто зазначити, що утворення грязей – процес безперервний. При збереженні сприятливого гідрохімічного режиму у водоймі для утворення грязі процес продовжується. "Молоді" грязі, постійно утворюючись, нашаровуються на "старі", найчастіше через перехідний шар. Таким чином, чорний мул в осадах Куяльницького лиману є "молодими" грязями, а темно-сірий – "старими".

Лікувальні грязі Куяльницького лиману належать до слабкосульфідних високомінералізованих хлоридних магнієво-натрієвих мулових (згідно із сучасною класифікацією). Вони м'які, в'язкі, пластичні, їхня вологість становить 45,0–59,0 %, уміст сірководню – 0,1–0,25 %, солоність – 2,06–3,82 %, уміст органічних речовин – 1,36–1,95 %, рН нейтральна чи слабколужна. Грязьовий розчин має хлоридний магнієво-натрієвий склад. Його мінералізація коливається в межах 92,7–95,2 г/дм³. Колоїдний комплекс грязей становить 12,0–16,0 % Кристалічний скелет відрізняється незначним вмістом гіпсу (0,02–0,14 %). Механічний склад загалом характеризується переважанням пилюватих часток, які представлені більшою мірою (%): силіцієм (70,0–90,0), рідше – кальцитом (до 1,00) і мусковітом (3,0). У вигляді одиничних зерен зустрічаються гіпс і польовий шпат. Близько 20,0 % легкої фракції в піщаних домішках припадає на рослинні й тваринні залишки. Лікувальні грязі мають антимікробні щодо патогенних бактерій властивості.

Балансові запаси чорного мулу на площі 36357 тис. м² (за оцінками УкрНДІ медичної реабілітації та курортології) становлять 11042 тис. м³. За середньої щільності чорного мулу 1,43 його балансові запаси досягають 15790 тис. т, тобто їх достатньо для забезпечення санаторно-курортних установ Одеського курортного району.

Донні відкладення Тилігульського лиману представлені муловими грязями. Вони займають значну площу, що витягнута за довжиною лиману, яка належить до найбільш глибокої частини – давнього русла річки Тилігул. Мулові грязі Тилігульського лиману є породою чорного і темно-сірого кольору, яка складається з води, мінеральних та органічних речовин, має тонкодисперсну структуру, є однорідною, має жировий блиск і запах сірководню.

Не всі грязі Тилігульського лиману мають лікувальні властивості. Наприклад, грязі, що містять пісок і черепашник, з якого складаються периферійні ділянки родовища, не можна використовувати для лікування через засміченість, що перевищує 3,0 %. У лікувальних цілях використовують грязі з центральної частини родовища

Грязі Тилігульського лиману належать до слабкосульфідних низько- і середньомінералізованих хлоридних магнієво-натрієвих мулових. Такі грязі широко використовують для лікування за різних захворювань рухового апарату, нервової системи, у гінекології тощо. Балансові запаси лікувальних грязей, підраховані на площі 23250 тис. м², становлять 11276 тис. м³ чи 14095 тис. т, товщина шару – 0,48 м.

Грязі Шаболацького (Будаки) лиману аналогічні за властивостями щодо грязей Куяльницького лиману.

Крім лікувального, використання лиманів має промислове рибогосподарське значення. Риба не водиться лише в лиманах Куяльницькому і Тузлі.

На деяких лиманах побудовано порти (після прокладання по їхньому дну глибоких каналів): 1958 р. у Сухому лимані – Чорноморськ; 1978 р. у Малому Аджалницькому (Григор'євському) лимані – Південний.

6.7. Соляні озера Криму

Загальна характеристика. На Кримському півострові налічується понад 300 озер, які майже всі розташовані в степовій частині, за винятком невеликої кількості малих озер на столових вершинах – яйлах Головної гряди Кримських гір. Більшість озер мілководні, завглибшки до 1,0 м, заповнені мінералізованими водами. Улітку вони значно усихають, а деякі – пересихають повністю.

Залежно від кількості розчинених у воді солей озера поділяють на:

а) *мінеральні*, чи соляні, у водах яких розчинено солей не менш ніж у водах Світового океану,

б) *солонуваті*, чи слабкомінералізовані, де солей понад 1,0 г/дм³, але менше, ніж в океані;

в) *прісні*, із загальною мінералізацією менше 1,0 г/дм³.

Озера перших двох категорій розташовані в степовій частині, переважно поблизу морського узбережжя, третьої – у горах і лише окремі – у низовинах.

За походженням і будовою котловин озера поділяють на дві основні групи – морського та континентального (материкового) походження.

Крім постійних озер поблизу морського узбережжя та Сивашу є багато тимчасових озер, які влітку повністю пересихають. Ці тимчасові мілководні інтенсивно засолені водойми заповнюються зливовими і талими водами, водами з моря або із Сивашу під час вітрових нагонів.

За складом солей, що розчинені у водах, озера поділяють на карбонатні, сульфатні та хлоридні. Гірські озера Криму містять карбонатні води в основному невисокої мінералізації; озера материкового походження – сульфатні води з перевагою сульфатів. Більшість озер морського походження належать до групи хлоридних; деякі – мають у водах підвищений вміст бром.

За місцем розташування озера Криму поділяють за групами: Перекопська, Тарханкутська, Євпаторійська, Херсонська, Керченська, Чонгаро-Арабатська, чи Присиваська і Голі на Яйлах (табл. 6.12).

У Криму нараховується понад 50 соляних озер, що є великими джерелами солей і бальнеологічних грязей. Висока температура повітря та ропа, знижена вологість повітря спричиняють інтенсивне випаровування води та підвищення концентрацій розсолів у соляних озерах. Найбільш інтенсивне випаровування спостерігається із травня до жовтня. Щорічно випаровується води в 1,2–1,3 рази більше, ніж об'єми соляних водойм.

Таблиця 6.12

Основні морфометричні характеристики озер Криму

Озеро	Площа котловини (км ²)	Довжина	Середня ширина	Середня Глибина (м)
			(км)	
<i>Перекопська група</i>				
Айгульське	37,5	18,0	2,0	0,1
Кирлеуцьке	20,8	13,0	1,6	0,3
Кияцьке	12,5	10,0	1,2	0,2
Червоне	23,4	12,5	1,6	0,3
Старе (Тузли)	12,2	5,5	2,0	0,3
<i>Тарханкутська група</i>				
Бакальське	7,1	4,0	1,7	0,5
Джарилгач	8,3	8,5	1,0	0,9
Панське (Сасик)	5,2	4,5	1,2	0,5
Донузлав	48,2	30	1,7	4,0
<i>Євпаторійська група</i>				
Ойбурське	5,0	4,0	1,3	0,3
Сасик (Сасик-Сиваш)	75,3	14,0	5,5	0,4
Сацьке (Саки)	9,7	5,6	1,6	0,6
Кизил-Яр	8,0	5,7	1,4	0,03
<i>Керченська група</i>				
Узунларське	21,2	10,0	1,5	0,05
Чурбашське	18,7	9,0	2,0	0,1
Акташське	26,8	8,0	3,0	0,07
<i>Присиваська група</i>				
Генічеське	9,2	4,9	1,9	0,3

Джерелами водного та соляного живлення озер, крім атмосферних опадів, є також морські та підземні води.

Хімічний склад розсолів соляних озер (табл. 6.13). Озера Євпаторійської групи в минулому були великою сировинною базою для добування солі. Нині експлуатуються такі соляні озера, як Сацьке, Сасик-Сиваське, деякі інші. Ці озера також є цінними в бальнеологічному плані. Вони мають значні запаси чорних грязей – 2,0–2,5 м завтовшки (Сацьке озеро). Рівень озер Євпаторійської групи на 0,6–0,8 м нижчий від рівня моря.

Таблиця 6.13
Хімічний склад розсолів соляних озер Криму (г/дм³)

Озеро	NaCl	MgSO ₄	MgCl ₂	CaSO ₄	Ca(HCO ₃) ₂	Сума солей
<i>Перекопська група</i>						
Айгульське	146,4		76	1,1	0,12	253,4
Кирлеуцьке	190,2	7,6	36,3	2,1	0,20	246,6
Кияцьке	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
<i>Тарханкутська група</i>						
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	10,5	3,9	0,18	110,8
Донузлав	55*6	4,2	7,9	3,4	0,23	70,6
<i>Євпаторійська група</i>						
Ойбурське	117	9,6	12,8	4,3	0,28	144,0
Сасик	96,4	8,8	14,7	4,2	0,56	124,8
Сацьке	166,8	17,4	23,8	2,4	0,31	212,1
Кизил-Яр	46,5		10,4	5,2	0,49	64,1
<i>Керченська група</i>						
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	111,2

Солоність ропи Тарханкутських озер нижча, ніж інших озер Криму та в природних умовах не досягає кристалізації натрію хлориду. Донні відкладення озер потужністю 6,0–12,0 м представлені головним чином темно-сірими та меншою мірою – чорними мулами. Рівень ропи Тарханкутських озер нижчий від рівня моря на 1,2 м.

Концентрація ропи Перекопських озер значно вища, ніж інших соляних водойм. Великі озера цієї групи раніше служили базою для добування бром, однак у 60-ті роки минулого століття були перетворені на сховища для сиваської ропи.

Рівень озер Перекопської групи нижчий від рівня моря. Дно покрито товщами мулів потужністю понад 10,0 м.

Донні відкладення озер Керченської групи досягають від 8,0 (Чурубаш) до 20,0 м (Тобечик). Вони представлені чорними, темно-сірими, сірими та сіро-голубими мулами.

Чорні лікувальні грязі озера Чокрак за властивостями унікальні, а наявність тут сірководневих і вуглекислих джерел і близькість Азовського моря сприяють організації великого курортного комплексу.

За хімічним складом розсолів соляні озера Криму поділяють на три класи:

- *першого класу*. Сольова маса розсолів озер містить головним чином натрію, калію та магнію хлорид, магнію сульфат і гіпс. Процес їхньої метаморфізації характеризує співвідношення магнію сульфату до магнію хлориду (коефіцієнт Курлова):

$$K = \text{MgSO}_4/\text{MgCl}_2 = 0,03-1,21;$$

- *другого класу*. У сольовій масі розсолів переважають натрію, магнію та кальцію хлорид: $K = 0,04-0,33$;

- *третього класу*. Сольовий комплекс містить натрію хлорид, магнію сульфат і гіпс: $K = 0,39$.

Контрольні запитання

1. Що зумовлює низьку мінералізацію води в Шацьких озерах?
2. Із чим пов'язані значні коливання показника мінералізації води в лиманах Північного Причорномор'я?
3. Які процеси сприяють утворенню осадків з бальнеологічними властивостями в лиманах?
4. На які класи за хімічним складом розсолів поділяють соляні озера Криму? Що покладено в основу класифікації?
5. Які чинники мають вирішальне значення при формуванні іонно-сольового складу озер і малих водойм України?

7. ПІДЗЕМНІ ВОДИ

Розподіл і поширення підземних вод територією України обумовлені геологічною будовою та історією природного розвитку різних її частин. Ці частини являють собою відокремлені гідрогеологічні регіони, що відрізняються один від одного за віком, складом та умовами залягання геологічних порід, які визначають хімічний склад підземних вод.

На сьогоднішній день в основу гідрогеологічного районування території України покладено принцип супідрядності таксономічних одиниць і геолого-структурно-гідродинамічний принцип, що дозволяють розглядати на різних рівнях кожен одиницю районування як гідродинамічну ємність, в якій підземні води рухаються від області живлення до області розвантаження.

У межах України виділяються сім гідрогеологічних регіонів першого порядку: Карпатська гідрогеологічна складчаста область; Волино-Подільський артезіанський басейн; гідрогеологічна область Українського щита; Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн; Донецька гідрогеологічна складчаста область; Причорноморський артезіанський басейн; гірськокримський басейн пластово-блокових і тріщинних вод (рис. 7.1).

7.1. Гідрогеологічна область Українського щита

У формуванні хімічного складу підземних вод Українського масиву, безумовно, вирішальну роль відіграли його геотектонічні особливості як позитивної структури, більша або менша частина території якої підвищувалась у вигляді суші над морськими басейнами.

Гідрогеохімія Українського щита демонструє типові ознаки його як гідрогеологічного масиву, крім того, йому властиві індивідуальні риси, обумовлені складом порід і ступенем їхньої вивітрілості. Модуль підземного хімічного стоку для Українського щита нижчий, ніж у середньому для платформних щитів ($0,418 \text{ г/с/км}^2$) і становить близько $0,149 \text{ г/с/км}^2$.

Щоб правильно зрозуміти основні шляхи формування підземних вод цієї області, а також пояснити закономірність територіального поширення підземних вод різного хімічного складу, необхідно дати порівняльну оцінку метеорологічних, геоморфологічних, загальногеологічних і структурних умов різних частин кристалічного масиву.

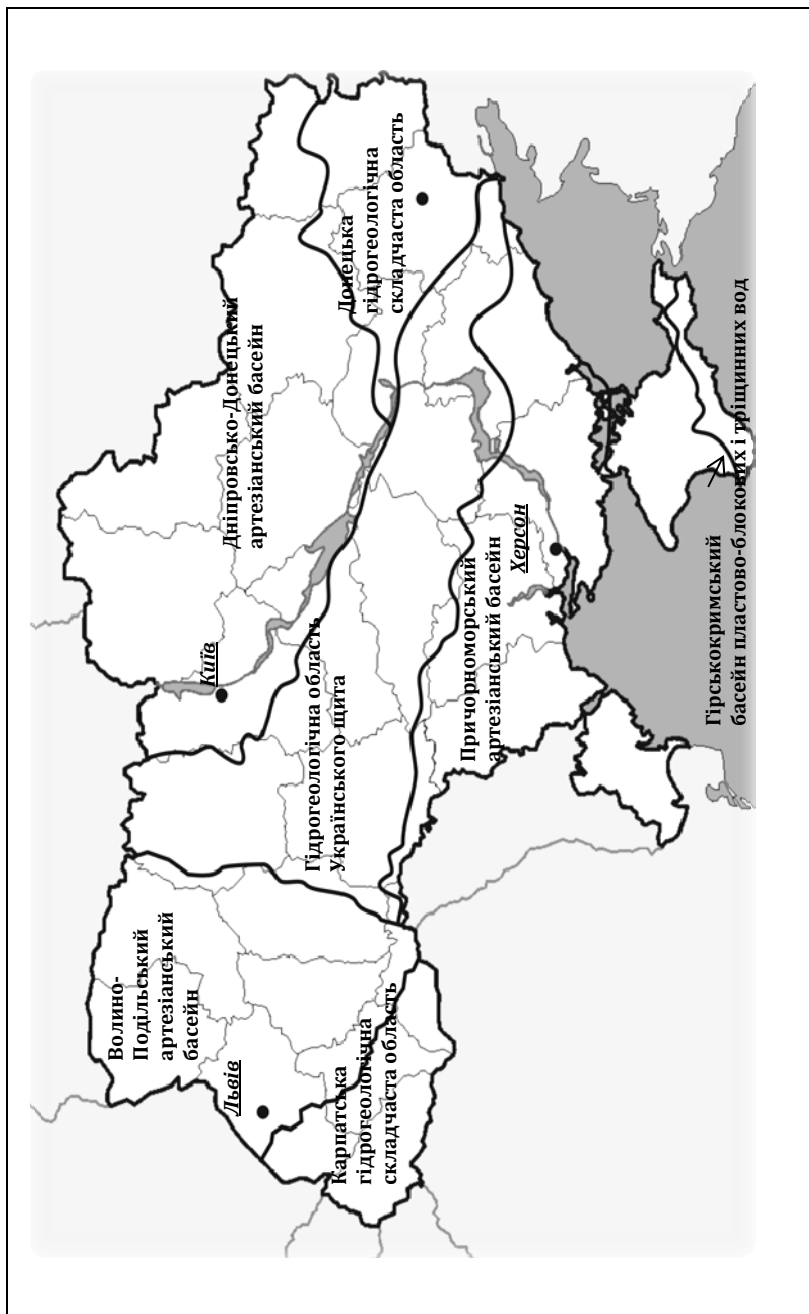


Рис. 7.1. Схема гідрогеологічного районування території України

Перш ніж води, що вертикально фільтруються, досягнуть поверхні тріщинуватих кристалічних порід, вони проходять більш-менш потужною товщею осадових відкладів і майже в усіх випадках – породами четвертинного віку, які вкривають територію масиву.

Хімічний склад ґрунтових вод у породах четвертинного віку відрізняється надзвичайною строкатістю та різноманітністю. Прісні води гідрокарбонатного кальцієвого складу з мінералізацією 190,0–350,0 мг/дм³ поширені в північно-західній частині, в області розвитку піщаних, переважно флювіогляціальних, відкладів (табл. 7.1).

Таблиця 7.1

Характеристика хімічного складу підземних вод основних водоносних горизонтів і комплексів гідрогеологічної області Українського щита

Ератема	Система	Мінералізація (мг/дм³)	Жорсткість (мг-екв/дм³)	Переважаючі іони (за Алекніним)
<i>кайнозойська</i>	четвертинна	190,0–3300,0	3,0–8,0	C ^{ca} , S ^{Na}
	неогенова	500,0–8000,0	4,0–9,0	C ^{ca} , S ^{ca} , S ^{Cl}
	палеогенова	100,0–13000,0	3,0–20,0	C ^{ca} , S ^{Na} , Cl ^{Na}
<i>мезозойська</i>	крейдова	300,0–1400,0	4,0–17,0	C ^{ca}
	юрська	300,0–2000,0	4,0–12,0	C ^{ca} , S ^{Na}
<i>протерозой-архей</i>	докембрій	400,0–5000,0	4,0–10,0	C ^{ca} , S ^{ca} , S ^{Na} , S ^{Cl} , Cl ^{Na}

В окисних чи відновних умовах формуються слабкокислі чи кислі води з незначним умістом біогенних елементів (фосфору, калію), за винятком азоту, алюмінію, кремнієвої кислоти з великими концентраціями дво- і тривалентного заліза, підвищеною окиснюваністю та низькою мінералізацією з переважанням гідрокарбонатів над сульфатами та хлоридами. Води збагачені органічними сполуками гумусового типу та мінеральними колоїдами. Велика кількість органічної речовини у воді та ґрунтах на окремих ділянках обумовлює відсутність у воді кисню, відновне середовище та кислу реакцію.

Це створює сприятливі умови для міграції й накопичення у ґрунтових водах і ґрунтових розчинах двовалентного заліза, концентрації якого, наприклад у басейнах Уборті, Ужа і Тетерева, досягають інколи 16,0 мг/дм³.

Особливо інтенсивно двовалентне залізо мігрує в ґрунтових водах заболочених територій, де в умовах накопичення органічної речовини в ґрунті вільний кисень з води повністю витрачається на її окиснення.

Далі органічні речовини окиснюються за рахунок кисню, який зв'язаний з хімічними сполуками, що спричинює відновлення оксидних форм заліза. Утворюються надлишок вільного вуглецю (II) оксиду (порівняно із рівноважним умістом), болотні гази. Значення окисно-відновного потенціалу в ґрунтових водах різко знижується до 330,0–420,0 Eh. Потім у верхній зоні ґрунтових вод, які переходять у ґрунтові розчини, двовалентне залізо або знову окиснюється до тривалентного внаслідок поліпшення умов аерації, або осаджується в оглеєних горизонтах ґрунтів, вибуваючи із циклу водної міграції. Оглеєні горизонти в ґрунтах Українського Полісся займають 65,0 % його території. У басейнах річок Льва, Случ, де ґрунтові води багаті на кисень, залізо мігрує в тривалентній формі у вигляді органічних сполук (2,4–6,0 мг/дм³) і внаслідок подальшого окиснення осаджується у водомістких породах, ілювіальних горизонтах ґрунтів і верхній частині зони аерації.

Кислотність ґрунтових вод пов'язана зі значним, інколи вищим від рівноважного, умістом у них вуглекислоти (до 65,0 мг/дм³), гумусових кислот, які надходять із ґрунту і легко переходять у розчин і нейтралізуючих кислоти катіонів (K^+ , Na^+ , Mg^{2+}). У ґрунтових водах басейнів річок Случ і Стир одночасний вплив цих чинників сприяє формуванню найбільш кислого для цієї території режиму з найменшими значеннями рН (4,8–5,0).

Велика кількість органічних речовин у ґрунтових водах і ґрунтах за достатнього доступу кисню створює умови для розвитку процесів амоніфікації – білки розкладаються на амінокислоти, які потім перетворюються на аміак, що утворює з кислотами солі амонію. Під час інфільтрації поверхневих і ґрунтових вод аміак накопичується у ґрунтових водах у значних кількостях, особливо у флювіогляціальних відкладеннях північної частини Українського щита (до 4,5 мг/дм³, середній вміст 0,1–1,0 мг/дм³), що пов'язано з наявністю анаеробних умов, уповільненістю та навіть неможливістю на окремих ділянках процесів інфільтрації. Дуже низькі концентрації нітритів у ґрунтових водах (близько 0,01 мг/дм³) зумовлені їхньою крайньою нестійкістю: утворюючись у процесі окиснення аміаку, вони одразу окиснюються, переходячи в найбільш стійкі неорганічні сполуки азоту – нітрати. Підвищений вміст нітритів на півночі Українського масиву (близько 0,06 мг/дм³) пояснюється, як і підвищений вміст амонію, анаеробними умовами, за яких окиснення NO_2^- в NO_3^- уповільнено. Стійкість нітратних форм азоту веде до накопичення їх у ґрунтових водах за рахунок інфільтрації ґрунтових розчинів, найбільш збагачених цими сполуками, насамперед унаслідок госпо-

дарської діяльності (внесення на поверхню гранту азотних мінеральних та органічних добрив) і забруднення доквілля газоподібними, твердими і рідкими азотними сполуками.

Особливо яскраво вплив штучних чинників на накопичення нітратів виявляється у районах населених пунктів і промислових підприємств, де ґрунтові води мають незначний стік і залягають близько до поверхні.

Підвищений уміст розчинних солей у товщі четвертинних відкладень у південних частинах кристалічного масиву пов'язаний із загальнокліматичними умовами пізньочетвертинного часу й особливостями сучасного клімату. Високий уміст солей у породах тут пов'язаний з випаровувальним концентруванням, тобто з природними процесами континентального засолення. Збільшення мінералізації на півдні відбувається, головним чином, за рахунок зростання кількості хлору, сульфатів і частково натрію, що зумовлено також близькістю моря. Тут поширені води, у складі яких перше місце посідають сульфати, а в самих південних широтах – також хлориди. Серед катіонів переважають Na^+ , K^+ чи Ca^{2+} , рідше Mg^{2+} . У цій частині зони поширено води сульфатні натрієво-кальцієві чи кальцієво-натрієві, сульфатно-хлоридно-гідрокарбонатні змішаного катіонного складу, хлоридно-сульфатно-гідрокарбонатні кальцієві та хлоридно-сульфатні змішаного катіонного складу. За мінералізацією води четвертинних відкладів степової зони солонуваті (1234,0–2565,0 мг/дм³), а в деяких випадках – солоні (3128,0–3317,0 мг/дм³); за вмістом лужноземельних металів – дуже тверді (9,0–20,0 ммоль/дм³). Серед солонуватих дуже твердих вод, в яких переважають сульфати чи хлориди, є азональні прісні (650,0 мг/дм³), помірно тверді (4,7 ммоль/дм³) води алювіальних відкладів Нижньодніпровської області.

Хімічний склад ґрунтових вод формується за умов окисного слабколужного середовища. Однак на відміну від поверхневих вод ґрунтові – менш лужні, а їхній окисно-відновний потенціал нижчий. Слабколужна реакція у ґрунтових водах пояснюється тим, що типоморфними елементами степового ландшафту є натрій, кальцій і гідроксильні іони, але це більш властиво для ґрунтів і порід зони аерації, ніж для водовмісних порід. Оскільки формування хімічного складу ґрунтових вод степових ландшафтів мало залежить від ґрунтів і біологічного кругообігу, порівняно з більш вологими землями, то легкорозчинних солей, які визначають типоморфність елементів, у водомістких породах значно менше. Цим і пояснюється більш висока концентрація водневих іонів у ґрунтових водах і водах дочетвертинних відкладів порівняно з поверхневими.

Середні значення водневого показника в межах усіх полів відрізняються незначно і становлять 7,4–7,7; лише в межах Нижньодніпровської області води мають нейтральну реакцію (рН = 7,1). Фонові значення рН змінюються від 6,0 до 8,3.

Усюди в ґрунтових водах зони вміст іонів амонію в 1,5–2,0 рази нижчий, ніж у річкових водах через меншу забрудненість ґрунтових вод і вміст (у 1,5–

2,0 рази) слабкоокисних органічних речовин. Середні концентрації NH_4^+ звичайно становлять 0,2–0,3 мг/дм³. Фонові концентрації іонів амонію у водах коливаються від аналітичного нуля до 4,0 мг/дм³.

Характерною особливістю гідрохімічного режиму в ґрунтових водах степової зони є переважний вміст двовалентних форм заліза в умовах нестачі кисню (у 2–10 разів) у межах Дністровсько-Дніпровської північно-степової провінції й переважний вміст тривалентного заліза в умовах аеробного середовища (у 2–10 разів). Середні концентрації кожної форми заліза становлять 0,01–0,1 мг/дм³, а фонові – змінюються від аналітичного нуля до 1,0 мг/дм³.

Слабколузна та лужна реакції ґрунтових вод є причиною найменшої для рівнинної території концентрації у водах сполук заліза в південній частині Українського кристалічного щита. Середні концентрації органічних речовин у перерахунку на вуглець становлять 2,6–5,6 мг/дм³ за фонових значень 0,1–16,0 мг/дм³. Значення перманганатної окисненості коливаються в межах 2,6–3,1 мг/дм³ у водах Донецько-Донської північно-степової провінції. Загалом концентрації органічних речовин у ґрунтових водах утричі вищі, ніж у поверхневих, що пов'язано з відсутністю зв'язку ґрунтових вод з ґрунтами та обмеженим впливом на них біологічного кругообігу.

Перспективи використання підземних вод осадового чохла в першу чергу пов'язані з водоносним комплексом четвертинних алювіальних відкладень, там де вони мають значну потужність.

Водоносний горизонт у неогенових відкладах. На півночі та в центрі горизонт (комплекс) переважно напірний, величина напору – 20,0 м. Глибина залягання водоносного горизонту тут змінюється від 3,0 до 50,0 м (частіше 10,0–30,0 м). Дебіти свердловин змінюються від 0,003 до 0,4–0,9 дм³/с. Підземні води прісні, переважно гідрокарбонатно-кальцієві та кальцієво-магнієві з мінералізацією 0,5–1,0 г/дм³.

У південній частині Українського кристалічного щита води комплексу належать до гідрокарбонатних кальцієво-магнієвих, або гідрокарбонатно-сульфатних і сульфатно-гідрокарбонатних із перевагою кальцію та магнію. У Первомайському районі Миколаївської області мінералізація здебільшого не перевищує 1,0–1,5 г/дм³, але на Криворіжжі й далі на південь вона підвищується до 1,6–2,0 г/дм³.

У південно-західній частині щита, на водозборі річки Південний Буг, найбільш обводненими є понтичні відкладення (прошарки вапняків і пісків потужністю 2,0–6,0 м), які залягають на меотичних глинах. Тут глибина залягання покрівлі водоносного горизонту коливається від 0,5 до 38,0 м, величина напору – від часток метра до 10,0–15,0 м.

Дебіти свердловин переважно становлять (дм³/с): 0,1–1,5, питомі дебіти для пісків не перевищують 0,4–0,8, підвищуючись у кавернозних і тріщинуватих вапняках Приазовського масиву до 4,8. Коефіцієнти фільтрації водов-

місних порід, за даними дослідних відкачувань, становлять 0,42–5,1 м/добу. Мінералізація – 0,6–8,0 г/дм³. Склад води змінюється від гідрокарбонатно-сульфатного натрієво-магнієво-кальцієвого до сульфатного магнієво-кальцієвого та сульфатно-хлоридного натрієво-кальцієвого (в останньому випадку – на південному схилі Приазовського масиву), або сульфатно-хлоридного кальцієвого (Вознесенський район). У Конксько-Ялинській западині та на південному схилі Приазовського масиву водоносний горизонт вважається умовно захищеним, використовується для господарського і технічного водопостачання дрібних споживачів.

Там, де води мають добру якість, їх широко використовує сільське населення за допомогою свердловин і шахтних колодязів, але для великого централізованого водопостачання водозбагаченість горизонту не є достатньою. Використання підземних вод неогену можливе на південному заході території Українського щита, де відклади цього віку характеризуються підвищеною водозбагаченістю.

Водоносний горизонт у палеогенових відкладах на північному сході (бучацька та харківська світи) містить гідрокарбонатні кальцієві води, які змінюються в середній частині масиву сульфатно-гідрокарбонатними кальцієво-натрієвими, причому мінералізація збільшується у південному напрямку від 0,1–0,5 до 1,0–3,0 г/дм³.

Для київської світи в області живлення за неглибокого залягання водоносного горизонту води прісні, переважно хлоридно-гідрокарбонатні натрієві з мінералізацією 0,6–0,7 г/дм³, загальною жорсткістю – 3,6 мг-екв/дм³. В області розвантаження мінералізація змінюється від 0,6 до 13,7 г/дм³, а загальна жорсткість – від 1,2 до 20,0 мг-екв/дм³.

Водоносний горизонт у мезозойських відкладах широко розвинений у південно-східній частині Українського щита та в межах Конксько-Ялинської западини, де вони представлені верхньо- і нижньокрейдовими породами, які залягають безпосередньо на кристалічному фундаменті й перекриті відкладами палеогену. Для водопостачання горизонт використовується обмежено, хоч якість вод доволі прийнятна, а захищеність висока. Мінералізація становить 0,3–0,6 г/дм³, за складом води гідрокарбонатно-кальцієві або гідрокарбонатно-сульфатно-хлоридні кальцієво-магнієво-натрієві (сеноманські та юрські відклади). Кислотно-лужна реакція рН = 7,0–8,3, загальна жорсткість коливається в межах 4,0–17,0 мг-екв/дм³.

У походженні хімічних типів підземних вод, що містяться в **зоні тріщинуватості докембрійських кристалічних порід**, суттєву роль відіграють колоїдно-хімічні процеси обмінної адсорбції або вилугування катіонів і розчинення солей. Усі ці чинники більшою чи меншою мірою вплинули на хімічний склад вод тріщинуватої зони кристалічних порід та осадових відкладів.

На території кристалічного щита можна зазначити певну закономірність у поширенні тріщинних вод, що відрізняються як за величиною загальної

мінералізації, так і за співвідношенням окремих компонентів. Гідрокарбонатні кальцієві або гідрокарбонатні кальцієво-магнієві води з дуже низькою мінералізацією (до $0,5 \text{ г/дм}^3$) поширені північно-західною частиною масиву. Для вод центрального району характерна поява сульфатів і натрію з підвищенням мінералізації до $0,5\text{--}1,0 \text{ г/дм}^3$. Із півдня примикає зона розвитку сульфатних натрієвих вод з мінералізацією $1,0\text{--}3,0 \text{ г/дм}^3$. Домінуючими компонентами тут є хлор, сульфати та натрій.

Крім широтної зональності, простежується певна вертикальна гідрохімічна зональність: до глибини $1200,0\text{--}1300,0 \text{ м}$ поширюється зона прісних і солоних вод з мінералізацією $1,0\text{--}35,0 \text{ г/дм}^3$, нижче – зона розсолів, в якій із глибини $1700,0\text{--}1800,0 \text{ м}$ переважають мінералізації $60,0\text{--}140,0 \text{ г/дм}^3$, а також характерний замкнений, уповільнений режим циркуляції. На великих глибинах у тектонічних тріщинах зустрічаються сульфатно-хлоридні й хлоридні води. У межах Конксько-Ялинської западини спостерігається обернена гідрохімічна зональність.

Геотермічний градієнт на щиті найнижчий серед структур України і становить близько $2 \text{ }^\circ\text{C}$ на $100,0 \text{ м}$.

Характерною регіональною ознакою тріщинно-жильних вод кристалічних порід та їхніх кір вивітрювання є підвищений вміст радону. На території Українського щита виділяють щонайменше дев'ять осередків поширення або груп мінеральних радонових вод (вміст $^{222}\text{Rn} > 185 \text{ Бк/дм}^3$): Корецька (Корецьке родовище), Полонська (Полонське родовище), Хмільницька (Хмільницьке та Новохмільницьке родовища), Житомирська (Денешське і Корбушівське родовища), Конча-Заспинська, Білоцерківсько-Миронівська (однойменні родовища), Умансько-Звенигородська (однойменні родовища), Знамянська (Знамянське, Кіровоградське, Криворізьке, Дніпропетровське родовища), Приазовська (Великоанадольське родовище). Концентрація радону змінюється, як і хімічний склад і мінералізація підземних вод, із північного заходу на південний схід масиву. У північній частині УКМ, де води гідрокарбонатні кальцієво-магнієві з мінералізацією до $0,5 \text{ г/дм}^3$, концентрація радону здебільшого не перевищує $550,0 \text{ Бк/дм}^3$ (Корецьке родовище). На широті Житомира, де гідрокарбонати води мають мінералізацію $0,8 \text{ г/дм}^3$, концентрація ^{222}Rn значно підвищується, досягаючи $1130,0$ (Полонське) – $2200,0 \text{ Бк/дм}^3$ (Конча-Заспинське родовище). У центральній частині щита в підземних водах кількість радону коливається в межах від десятків до тисяч Бк/дм^3 . Найвищими є концентрації у Хмільницькому родовищі – $7800,0 \text{ Бк/дм}^3$.

Практичне значення для розв'язання проблем господарсько-питного водопостачання на перспективу мають тріщинні води щита, максимальна водонасиченість яких приурочена до гідрографічної мережі, де концентруються основні ресурси та відбувається природне розвантаження тріщинних вод.

7.2. Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн

У зоні інтенсивного водообміну з поверхнею у водоносних горизонтах, що залягають вище місцевих базисів ерозії, формування хімічного складу підземних вод головним чином визначається фізико-географічними чинниками, причому основну роль відіграє вилуговання порід. За різних кліматичних умов на території басейну створюється та чи інша гідрохімічна зональність ґрунтових вод, що відбивається і на зональності підземних вод неглибокого залягання з місцевими областями живлення.

Найпотужніша зона прісних вод розвинена в крайових частинах басейну, уздовж Українського та Воронежського кристалічних масивів, де вона досягає 300,0–800,0 м (Харків, Полтава та ін.). У центральній частині западини зона прісних вод має потужність 200,0–400,0 м, охоплюючи, головним чином, водоносні горизонти неогену і палеогену. У середній частині Дніпра на ділянці Кременчук – Новомосковськ – Павлоград унаслідок розвантаження високомінералізованих вод карбону і тріасу відбувається засолення підземних вод бучацьких, а на локальних ділянках – харківських і четвертинних відкладів. Потужність зони прісних вод не перевищує тут 100,0–150,0 м. Аналогічні умови спостерігаються й на північних околицях Донбасу, де в долині річки Жеребець давно відомі виходи високомінералізованих хлоридних натрієвих вод на поверхню.

Північно-західна частина басейну перебуває в зоні значного зволоження; сприятливі умови живлення та дренажу водоносних горизонтів піщаних четвертинних, неогенових і харківських відкладів забезпечують можливість інтенсивного водообміну, отже, накопичення прісних гідрокарбонатних кальцієвих вод з мінералізацією в основному до 0,5 г/дм³, рідше – 0,5–1,0 г/дм³.

У південно-східній частині басейну, яка перебуває в зоні недостатнього зволоження і вкрита більш потужним шаром загіпсованих четвертинних суглинків, у ґрунтових водах у значній кількості з'являються сульфати. У межигірсько-обухівському водоносному горизонті, трохи далі на південний схід від лінії Харків – Чутово – Кременчук, поширені гідрокарбонатно-сульфатні кальцієво-натрієві та натрієво-кальцієві води з мінералізацією 0,5–1,0 г/дм³.

У східній частині Дніпровсько-Донецької западини спостерігається широтна зональність хімічного складу підземних вод неглибокого залягання (у полтавських, харківських і частково бучацьких відкладах), що виявляється в закономірній зміні типів вод з півночі та північного заходу на південь і південний схід від гідрокарбонатних кальцієвих через гідрокарбонатно-сульфатні та сульфатні кальцієво-натрієві до сульфатно-хлоридних кальцієво-натрієвих.

У четвертинних відкладах територіально найбільш поширені води в еолово-делювіальних, рідше – флювіогляціальних та алювіальних утвореннях На

значній території в четвертинних відкладах поширені води чотирьох типів: гідрокарбонатні кальцієві, гідрокарбонатні кальцієво-магнієві, гідрокарбонатні змішано-катіонні та гідрокарбонатно-кальцієво-натрієві.

Значна частина Дніпровсько-Донецького артезіанського басейну має гідрокарбонатні змішанокатіонні води. За мінералізацією води четвертинних відкладів у межах басейну прісні. Сума розчинених у них речовин коливається незначно – 529,0–900,0 мг/дм³. Лише в долинах приток Сіверського Дінця зустрічаються солонуваті води. За вмістом лужноземельних металів вони тверді. За хімічним складом переважають ґрунтові води гідрокарбонатно-сульфатні, сульфатні, гідрокарбонатно-хлоридні та сульфатно-хлоридні кальцієво-натрієві або натрієво-кальцієві з мінералізацією від 1,0–5,3 г/дм³ (табл. 7.2). У нижній течії річок Айдар і Деркул відбувається опріснення ґрунтових вод за рахунок розвантаження вод крейдових відкладів до 1,0–3,0 г/дм³. У долині Сіверського Дінця переважають гідрокарбонатні кальцієві прісні води з мінералізацією 0,2–0,6 г/дм³.

Хімічний склад ґрунтових вод формується в умовах окиснення та нейтральної реакції води. Середні значення рН становлять 7,0–7,8 (фонові – 5,7–8,7). Уміст водневих іонів у ґрунтових водах, таким чином, значно більший, ніж у поверхневих, що зумовлено більшими концентраціями вуглекислоти, яка не використовується у процесі фотосинтезу. Уміст вільної вуглекислоти в ґрунтових водах зони коливається від 12,0 до 22,0 мг/дм³, лише в межах північно-східного крила Дніпровсько-Донецької западини концентрації CO₂ значно підвищуються до 110,0–140,0 мг/дм³ (максимальні значення – 230,0–450,0 мг/дм³).

Таблиця 7.2

Характеристика хімічного складу підземних вод основних водоносних горизонтів і комплексів Дніпровсько-Донецького артезіанського басейну

Ератема	Система	Мінералізація (мг/дм ³)	Жорсткість (мг-екв/дм ³)	Переважаючі іони (за Алекінім)
кайнозойська	четвертинна	100,0–5300,0	3,0–10,0	C ^{ca} , S ^{Na} , S ^{ca}
	неогенова	300,0–13000,0	4,0–30,0	C ^{ca} , C ^{Na} , S ^{ca} , S ^{Na}
	палеогенова	500,0–3000,0	1,0–10,0	C ^{ca} , S ^{Na} , S ^{ca}
мезозойська	крейдова	100,0–3000,0	1,0–20,0	C ^{ca} , S ^{Na} , S ^{ca}
	юрська	300,0–19000,0	3,0–12,0	C ^{ca} , S ^{Na}
	тріасова	400,0–50000,0	4,0–20,0	C ^{ca} , S ^{Na} , Cl ^{Na}
	пермська	до 275000,0	> 15,0	Cl ^{Na}
	карбон	10000,0–260000,0	> 15,0	Cl ^{Na}
	девонська	до 80000,0	> 15,0	Cl ^{Na}

Середні концентрації іонів амонію мало відрізняються у водах усіх таксономічних одиниць басейну (0,2–0,4 мг/дм³). Концентрації нітритів у водах басейну дуже малі й зазвичай не перевищують 0,01 мг/дм³, хоч верхня межа фонових значень може досягти 0,6 мг/дм³. Серед сполук неорганічного азоту найбільші абсолютні величини та амплітуда коливань як середніх, так і фонових концентрацій характерні для нітратів.

Фоновий вміст NO₃⁻ змінюється від аналітичного нуля (в усіх таксономічних одиницях) до сотень міліграмів у літрі. Найбільші концентрації нітратів (до 480,0 мг/дм³) наявні у водах району поширення алювіально-флювіогляціальних відкладів у південно-західній частині межиріччя Сули, Псла, Ворскли. Значна концентрація нітратів обумовлена високим вмістом органічних речовин у чорноземних ґрунтах, доброю аерацією товщі, яка залягає над рівнем ґрунтових вод і, головним чином, хімічною меліорацією ґрунтів. Водночас високий окисний режим у ґрунтах, зоні аерації й ґрунтових водах сприяє інтенсивному перебігу процесів нітрифікації, є причиною незначних концентрацій у ґрунтових водах іонів амонію та нітритів.

Незначні на більшій території зони концентрації як три-, так і двовалентного заліза в ґрунтових водах пояснюються скоріше лужною реакцією, ніж високими значеннями Eh, наявністю у водах кисню, відсутністю значних болотних масивів, достатньою аерацією товщі порід над рівнем ґрунтових вод. Звичайні концентрації три- і двовалентного заліза у водах становлять соті частки міліграмів у літрі за максимальних значень, які рідко досягають 1,0 мг/дм³. Однак на певних ділянках басейну середні концентрації дво- і тривалентного заліза підвищуються до 0,2–0,3 мг/дм³ (верхня межа фону до 1,0–2,0 мг/дм³).

Водоносний горизонт у неогенових відкладах представлений в основному різнозернистими пісками та пісковиками різного віку. У межах басейнів річок Псел, Орель і Ворскла водоносний горизонт підстеляється алевролітами та глинами київської світи. За хімічним складом переважають гідрокарбонатні натрієві та сульфатні натрієві води з мінералізацією 0,3–13,3 г/дм³ (частіше 1,0–3,0 г/дм³). Води дуже жорсткі (загальна жорсткість 10,0–30,0 мг екв/дм³, рН у межах 6,4–7,9).

Водоносний комплекс у відкладах полтавської серії має острівне поширення, оскільки відклади збереглися від розмиву тільки на підвищених ділянках плато, тобто він відсутній у долинах Дніпра, Прип'яті, Снова, Десни. Живлення горизонту відбувається за рахунок інфільтрації атмосферних опадів. На значній площі води комплексу прісні з мінералізацією до 0,5–0,7 г/дм³ і жорсткістю 7,0–11,0 мг-екв/дм³, гідрокарбонатного кальцієвого складу.

Водоносний комплекс широко використовується для водопостачання промислових підприємств і невеликих населених пунктів Чернігівської області (с. Ічня, Дмитрівка, Талалаївка тощо).

Водоносний горизонт у палеогенових відкладах. Незважаючи на доволі складний характер розподілу за площею різних типів вод бучацько-канівського горизонту, є низка загальних закономірностей. Формування основних типів вод за нормальних умов залягання горизонту відбувається таким чином. При русі прісних інфільтраційних вод від областей живлення до областей розвантаження вони, збагачуючись хлором і натрієм у результаті розчинення та вилуговування морського сольового комплексу і катіонного обміну між кальцієм вод і натрієм порід, зі збільшенням занурення водоносного горизонту переходять із гідрокарбонатних кальцієвих у гідрокарбонатно-хлоридні та хлоридно-гідрокарбонатні натрієві й, нарешті, у хлоридні натрієві. Формування хлоридних натрієвих вод відбувається також як результат вилуговування соленосних порід у районах соляних куполів і на окремих ділянках унаслідок підживлювання високомінералізованими водами відкладів карбону і тріасу. Живлення бучацько-канівського водоносного горизонту здійснюється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів на північно-східному крилі басейну, де водовмісні відклади залягають неглибоко, а на південно-західному крилі западини – за рахунок переливання вод тріщинуватої зони кристалічних порід докембрію, яким властиві більш високі п'єзометричні рівні. Стік напірних вод спрямований у бік долини Дніпра, яка є основною областю розвантаження.

Оскільки на значній частині території бучацько-канівський горизонт перекритий товщею водотривких глин київської світи, води бактеріологічно не забруднюються. У північно-східній і північно-західній частинах басейну води бучацько-канівських відкладів прісні, гідрокарбонатно-кальцієві, кальцієво-магнієві, кальцієво-натрієві, рідше – натрієві з мінералізацією до $1,0 \text{ г/дм}^3$, жорсткістю $1,0\text{--}8,0 \text{ мг-екв/дм}^3$. У центральній частині розвинені гідрокарбонатно-хлоридні натрієві, хлоридно-гідрокарбонатні натрієві та хлоридні натрієві води з мінералізацією $3,0 \text{ г/дм}^3$. У південно-східній частині западини розвинені гідрокарбонатно-сульфатні кальцієво-натрієві та сульфатно-гідрокарбонатні натрієво-кальцієві води з мінералізацією $0,5\text{--}1,0$ та $1,0\text{--}3,0 \text{ г/дм}^3$.

У Полтавській області води бучацько-канівських відкладів в окремих випадках містять бром, бор та інші мікрокомпоненти і використовуються для розливу як столові, наприклад: у с. Шишаки – "Гоголівська", у с. Семенівка – "Весело-Подільська". Проблемною є підвищена концентрація фтору, яка в районі м. Полтави сягає $3,0\text{--}5,0 \text{ мг/дм}^3$.

Водоносний горизонт у крейдових відкладах. Води тріщинуватої зони мергельно-крейдової товщі турон-маастрихту в північно-східній частині басейну (Чернігівська та Сумська області) перебувають у зоні інтенсивного водообміну, що зумовило формування тут в основному слабкомінералізованих ($0,1\text{--}0,9 \text{ г/дм}^3$) гідрокарбонатних кальцієвих вод. У східній частині в басейні Сіверського Дінця прісні гідрокарбонатні кальцієві води з мінералі-

зацією до $1,0 \text{ г/дм}^3$ розвинені в долинах річок і балок, де мергельно-крейдові відклади виходять безпосередньо на поверхню, або перекриті малопотужним чохлом водопроникних четвертинних утворень. У бік вододільних ділянок унаслідок збільшення потужності перекриваючих їх четвертинних, неогенових і палеогенових відкладів та уповільнення водообміну збільшується мінералізація вод до $1,0\text{--}3,0 \text{ г/дм}^3$ і змінюється їхній хімічний склад від гідрокарбонатно-сульфатного до сульфатного і навіть хлоридного класу.

У сеноман-альбському водоносному горизонті зберігається в основних рисах загальний план гідрохімічної зональності, що спостерігається для горизонту бучацько-канівських відкладів, зокрема, майже збігаються площі розвитку гідрокарбонатних кальцієвих слабкомінералізованих вод у бортових частинах басейну, на його північно-східному та південно-західному крилах. Зона хлоридних натрієвих вод, розвинених у центральній частині западини та частково в її південно-західному крилі, схематично за лінією північніше Гребінки, Лубен, Миргорода, Опішні розділяється на дві частини: північніше цієї лінії розвинені хлоридні натрієві води з мінералізацією $4,0\text{--}10,0 \text{ г/дм}^3$, південніше – з мінералізацією близько $1,5 \text{ г/дм}^3$.

Хімічний склад підземних вод юрських відкладів достатньо вивчений лише в бортових частинах басейну, слабше – у його центральній частині, де вони занурюються на велику глибину. У бортових частинах басейну води юрських відкладів, незважаючи на значні глибини їхнього залягання в окремих місцях (до $700,0\text{--}800,0 \text{ м}$ у районі Харкова), прісні, гідрокарбонатні кальцієві або натрієво-кальцієві з мінералізацією до $0,5 \text{ г/дм}^3$.

У північно-східній частині западини в юрському горизонті, як і в сеноман-альбському, спостерігається різкий перехід від гідрокарбонатних кальцієвих вод до хлоридних натрієвих, а в західній і частково північно-західній частинах – типова для басейну зміна типів вод із заходу на схід – з боку схилу в напрямку занурення порід – від гідрокарбонатних кальцієвих через гідрокарбонатно-хлоридні натрієві та хлоридно-гідрокарбонатні натрієві, що розташовуються вузькими смугами на Лівобережжі Дніпра, до хлоридних натрієвих.

У центральній частині западини, у смузі, що охоплює Миргород, Лубни, Яготин, Олишівку, розвинені хлоридні натрієві води з мінералізацією в основному $3,0\text{--}10,0 \text{ г/дм}^3$, а північніше, тобто в межах грабена, на окремих структурах мінералізація зростає до $10,0\text{--}50,0 \text{ г/дм}^3$, рідше до $96,0 \text{ г/дм}^3$ (Ромни) і навіть до $114,0 \text{ г/дм}^3$ (Радченкове).

Розгляд гідрохімічних особливостей водоносних горизонтів верхньої частини розрізу басейну дозволяє дійти висновку про те, що розподіл різних типів вод в умовах нормального залягання порід є результатом процесів розчинення морського сольового комплексу порід, а також витіснення та заміщення вод морського генезису, що властиве для великих артезіанських басейнів, складених морськими осадовими породами. Заміщення морських сингенетич-

них вод інфільтраційними в межах западини відбувалося дуже нерівномірно на різних її ділянках і в різних водоносних горизонтах. У результаті лише багаторазових циклів кругообігу води морського походження були повністю заміщені атмосферною водою, а породи колекторів – промиті від солей.

Палеогеографічні побудови свідчать про те, що після середнього сармату, а для основної частини западини й раніше, море не заходило в межі Дніпровсько-Донецької западини. Саме із цього часу почалось витіснення та заміщення морських вод у палеогенових відкладах прісними інфільтраційними.

Підземні води, пов'язані з **тріасовими, пермськими, кам'яновугільними і девонськими відкладами**, містять високомінералізовані води і розсоли з мінералізацією до $300,0 \text{ г/дм}^3$ хлоридного натрієвого та натрієво-кальцієвого складу. Серед високомінералізованих вод і розсолів зони утрудненого і значно утрудненого водообміну виділяють два основні типи: хлоридні натрієві розчинення та вилуговування соленосних відкладів з мінералізацією до $310,0 \text{ г/дм}^3$, уміст кальцію – не більше 2,0–10,0 %-екв, Na/Cl коефіцієнт близько 1, і хлоридні натрієво-кальцієві води морського генезису, метаморфізовані ($\text{Na/Cl} < 1$), відносний вміст кальцію в них становить 10,0–30,0 %-екв.

Таким чином, у Дніпровсько-Донецькому артезіанському басейні встановлюється вертикальна гідрохімічна зональність, що виявляється у виділенні в розрізі осадової товщі трьох зон:

- гідрокарбонатних кальцієвих вод, що охоплює в центральній частині басейну водоносні горизонти четвертинних, неогенових і межигірсько-обухівських відкладів, а в межах північно-східного та західного бортів басейну – крейдові, юрські й більш давні відклади;

- гідрокарбонатно-хлоридних натрієвих і хлоридно-гідро-карбонатних натрієвих вод, що охоплює в центральній частині басейну водоносний горизонт бучацько-канівських, а далі на південний захід – крейдових і юрських відкладів;

- хлоридних натрієвих і натрієво-кальцієвих солонуватих, солоних і розсольних вод, що займає в центральній частині басейну значну нижню частину розрізу, починаючи із сеноман-альбських відкладів. Ця зональність порушується в межах соляно-купольних структур і бортових частинах басейну.

7.3. Волино-Подільський артезіанський басейн

Волино-Подільська плита належить до області занурення кристалічного фундаменту з похилом і характеризується сприятливими умовами формування ресурсів прісних підземних вод, зона яких на окремих ділянках досягає 1000,0 м. У районах неглибокого залягання фундаменту підземні води різних горизонтів гідравлічно пов'язані. Основна особливість морфострук-

тури Волино-Подільського басейну полягає в наявності складного субширотного північного уступу Подільського підняття, що як вододіл ділить територію на два басейни стоку поверхневих вод – північний і південний. У першому – витримується головний напрямок стоку річок на північ (Західний Буг і притоки Прип'яті: Тур'я, Стохід, Стир, Горинь), у другому – на південь (Південний Буг, притоки Дністра).

У Волино-Подільському артезіанському басейні поширені переважно тріщинні води, приурочені до теригенно-вулканогенного комплексу порід широкого стратиграфічного діапазону: у відкладах верхнього протерозою, кембрію, ордовику та силуру, девону, карбону, юри та верхньої крейди, і меншою мірою – пластові порові води у відкладах сеноману, сармату, бадену та четвертинного періоду (табл. 7.3).

Таблиця 7.3

Характеристика хімічного складу підземних вод основних водоносних горизонтів і комплексів Волино-Подільського артезіанського басейну

Ератема	Система	Мінералізація (мг/дм ³)	Жорсткість (мг-екв/дм ³)	Переважні іони (за Аלקінієм)
кайнозойська	четвертинна	190,0–700,0	3,0–8,0	С ^{ca}
	неогенова	300,0–6000,0	1,0–20,0	С ^{ca} , S ^{ca}
	палеогенова	100,0–7000,0	3,0–20,0	С ^{ca} , S ^{ca}
мезозойська	крейдова	переважно < 500,0; рідко 3000,0–10000,0	4,0–17,0	С ^{ca}
	юрська	700,0–5000,0	4,0–12,0	С ^{ca} , СI ^{Na}
	карбон	1000,0–10000,0	5,0–15,0	СI ^{ca} , СI ^{Na}
	девонська	200,0–15000,0	3,0–20,0	С ^{ca} , СI ^{ca} , СI ^{Na}
	силурійсько-ордовицька	Переважно 500,0–1000,0; інколи до 3000,0–10000,0	4,0–15,0	С ^{ca} , С ^{Na} , СI ^{Na}
	кембрійська	800,0–4000,0	8,0–11,0	С ^{ca} , S ^{ca}
неопротерозой	едіакарій	100,0–700,0	4,0–8,0	С ^{ca} , С ^{Na}

В осадовій товщі порід, які складають Волино-Подільський артезіанський басейн, наявні підземні води різного ступеня мінералізації й хімічного складу – від слабкомінералізованих гідрокарбонатних кальцієвих (близьких до поверхні) до міцних хлоридних натрієво-кальцієвих розсолів високого ступеня метаморфізації.

Води **четвертинних відкладів** характеризує підвищений уміст натрію. За мінералізацією (сума іонів) води в четвертинних відкладах зони мішаних лісів ультрапрісні та прісні (189,0–500,0 мг/дм³), за загальною жорсткістю – переважно помірно жорсткі. Однак у межах Турійсько-Костопільської денудаційної рівнини на крейдистій основі у флювіогляціальних утвореннях води мають підвищену мінералізацію (723,0 мг/дм³) і твердість (8,0 ммоль/дм³).

В окисних чи відновних умовах формуються слабкокислі чи кислі води з незначним умістом біогенних елементів (фосфору, калію), за винятком азоту, алюмінію, кремнієвої кислоти, з великими концентраціями дво- і тривалентного заліза, підвищеною окисненістю та низькою мінералізацією з переважанням гідрокарбонатів над сульфатами і хлоридами. Води збагачені органічними сполуками гумусового типу та мінеральними колоїдами. Велика кількість органічної речовини у воді та ґрунтах на окремих ділянках обумовлює відсутність у воді кисню, відновне середовище та кислу реакцію. Це створює сприятливі умови для міграції й нагромадження в ґрунтових водах і ґрунтових розчинах двовалентного заліза.

У четвертинних відкладах лісостепової зони частини Волино-Подільського артезіанського басейну територіально найбільш поширені води в еолово-делювіальних, рідше – флювіогляціальних та алювіальних утвореннях. На значній території лісостепової зони в четвертинних відкладах поширені води двох типів: гідрокарбонатні кальцієві та гідрокарбонатні кальцієво-магнієві прісні води з мінералізацією до 700,0 мг/дм³.

Хімічний склад ґрунтових вод формується в умовах окиснення та нейтральної реакції води. Середні значення рН становлять 7,0–7,8 (фонові – 5,7–8,7). Уміст водневих іонів у ґрунтових водах, таким чином, значно більший, ніж у поверхневих, що зумовлено більшими концентраціями вуглекислоти, яка не використовується у процесі фотосинтезу.

Уміст вільної вуглекислоти в ґрунтових водах зони коливається від 12,0 до 22,0 мг/л. Концентрації гідрокарбонатних іонів у водах значно коливаються, що пов'язано зі станом карбонатно-кальцієвої системи. Фонові значення HCO_3^- змінюються в межах 25,0–350,0 мг/дм³, а середні – 200,0–300,0 мг/дм³.

Середні концентрації іонів амонію мало відрізняються у водах усіх таксономічних одиниць області (0,2–0,4 мг/дм³). Фонові значення NH_4^+ у водах усієї області коливаються від аналітичного нуля до 2,8 мг/дм³. Концентрації нітритів у водах усієї зони незначні й звичайно не перевищують 0,01 мг/дм³, хоч верхня межа фонових значень може сягати 0,6 мг/дм³.

Фоновий вміст NO_3^- змінюється від аналітичного нуля (в усіх таксономічних одиницях) до десятків міліграмів у літрі. Значна концентрація нітратів

обумовлена високим вмістом органічних речовин у чорноземних ґрунтах, доброю аерацією товщі, яка залягає над рівнем ґрунтових вод і, головним чином, хімічною меліорацією ґрунтів. Водночас високий окисний режим у ґрунтах, зоні аерації й ґрунтових водах сприяє інтенсивному перебігу процесів нітрифікації, є причиною незначних концентрацій у ґрунтових водах іонів амонію і нітритів.

Водоносний горизонт у неогенових відкладах майже всюди обводнений. Товща неогену являє в основному єдиний комплекс водоносних горизонтів, що гідравлічно пов'язані, місцями відокремлені, зі змінною площею та потужністю. На ділянках, де в підшві неогену відсутній водотрив, підземні води відкладів гідравлічно пов'язані з горизонтами, що залягають нижче (у докембрійських, палеозойських, крейдових і палеогенових відкладах). Залежно від літологічного складу водовмісної товщі неогену в ній розвинені пластові, пластово-тріщинні, тріщинні та карстові води.

У південній частині Галицького гідрогеологічного району неогенові відклади тираської та опільської світ, що залягає нижче, об'єднуються в єдиний водоносний комплекс, який на цій території є першим від поверхні та основним у водокористуванні. Води – сульфатні кальцієві, сульфатно-гідрокарбонатні кальцієві, сульфатно-гідрокарбонатні натрієві з мінералізацією 0,5–6,5 г/дм³ і жорсткістю 8,0–20,0 мг-екв/дм³, рН = 6,3–8,0. У південно-західній частині Волино-Подільського басейну, переважно на правому вододілі Дністра (Полісько-Подільський район), тираський та опільський водоносні горизонти також об'єднуються у водоносний комплекс середньо- та нижньобаденських відкладів, приурочений до закарстованих гіпсів (тираська світ), пісків, пісковиків і вапняків (опільська світ). Підземні води пов'язані з гіпсоносними відкладами, мають сульфатний кальцієвий склад і мінералізацію до 1,8 г/дм³.

Нерідко сірководневі води цього комплексу використовують у бальнеологічних цілях (уміст H₂S) на курортах від 6,0–110,0 мг/дм³ – курорт "Черче" до 170,0–450,0 мг/дм³ – "Немирів", "Любень Великий", "Шкло", "Язів". В окремих місцях вміст H₂S сягає 770,0 мг/дм³ (с. Коти).

Води палеогенових відкладів через спорадичність поширення та невелику потужність самих відкладів самостійного значення не мають.

Водоносний горизонт у крейдових відкладах. Мергельно-крейдовий горизонт має воду високої якості. У північній частині басейну переважають води з мінералізацією 0,2–0,5 г/дм³, на південь мінералізація збільшується до 0,7–1,0 г/дм³. Менш чітко така сама закономірність простежується зі сходу на захід. Хімічний склад вод з глибиною закономірно змінюється. У Галицькому районі води верхньокрейдових відкладів, що залягають першими від поверхні, мають низьку мінералізацію (до 1,0 г/дм³), переважно гідрокарбонатний кальцієвий склад, а в Галицько-Волинському районі – хлоридний натрієвий, хлоридно-гідрокарбонатний і хлоридно-сульфатний натрієво-кальцієвий; загальну жорсткість – 4,0–5,8 мг-екв/дм³, рН – 7,0–7,2.

Зона гідрокарбонатних кальцієвих і кальцієво-магнієвих вод, яка обмежується на півдні басейну глибинами 10,0–15,0 м, на півночі занурюється до глибини 90,0–120,0 м. У Львівській мульдї на глибинах більше 250,0–300,0 м розвинені гідрокарбонатні натрієві води, а в найглибших частинах розрізу з'являються гідрокарбонатно-хлоридні натрієві з мінералізацією до 3,0 г/дм³, місцями навіть 6,0–10,0 г/дм³.

Завдяки прийнятній якості води та високій водозбагаченості мергельно-крейдовий горизонт є основним джерелом централізованого водопостачання майже на всій площі регіону.

За хімічним складом води сеноманських відкладів гідрокарбонатні кальцієві та гідрокарбонатні кальцієво-магнієві. Мінералізація їх 0,2–0,9 г/дм³, рідко більше 1,0 г/дм³. Загальна жорсткість змінюється від 3,3 до 11,2 мг-екв/дм³. На межиріччі Прута й Серету наявні мінералізовані води із сухим залишком 5,0–8,0 г/дм³ і підвищеним умістом сірководню. Води використовують у лікувальних цілях.

Для водопостачання води сеноманського водоносного горизонту на більшій частині площі не мають великого значення через його невелику потужність та глибоке залягання. Але в Тернопільській області, у долині річки Збруч, де горизонт залягає неглибоко, води використовують для господарсько-питного водопостачання (смт Гусятин тощо).

Води юрських відкладів у північній частині басейну – хлоридно-гідрокарбонатні натрієві з мінералізацією 0,7–0,8 г/дм³. У південних районах басейну мінералізація вод зростає до 5,0 г/дм³, і вони набувають тут хлоридного натрієвого складу. Такі самі зміни в мінералізації й хімічному складі властиві для гідравлічно пов'язаних з ними підземних вод карбону.

Хімічний склад вод кам'яновугільних відкладів. Відклади кам'яновугільної системи поширені в межах Львівської палеозойської западини, а в інших гідрогеологічних районах відсутні, тобто їх не виявлено в Передкарпатському та Полісько-Подільському районах.

Водоносний комплекс у відкладах башкирського ярусу середнього карбону розвинений у межах Галицького та Галицько-Волинського гідрогеологічних районів. Підземні води циркулюють у вапняках доломітизованих, пісковиках, доломітах і алевролітах загальною потужністю 70,0–350,0 м. Свердловини, розташовані в зниженнях рельєфу, нерідко фонтанують. Висота напору цих вод досягає 360,0–400,0 м. Питомі дебїти свердловин становлять тисячні частки літра за секунду, рідко збільшуючись до сотих і десятих часток.

У північній частині басейну підземні води хлоридно-гідрокарбонатні натрієві з мінералізацією 0,9–2,5 г/дм³ і загальною жорсткістю 1,5–3 мг-екв/дм³. На південь мінералізація води помітно зростає, досягаючи в центральній частині басейну 3,0–4,0 г/дм³, а в південних районах – 5,0–10,0 г/дм³. Одночасно до 5,0–8,0 мг-екв/дм³ зростає й загальна жорсткість.

Хімічний склад вод у девонських, силурійських та ордовицьких відкладах. Водоносними є вапняки кавернозні, доломіти окременілі. Води дево-

нських відкладів у районах неглибокого залягання слабкомінералізовані (0,2–0,8 г/дм³), гідрокарбонатні кальцієві. Із зануренням відкладів девону на захід і південний захід на великі глибини (від 1000,0–1200,0 м і глибше) мінералізація вод поступово зростає, досягаючи в центральній частині Галицько-Волинської западини 100,0–150,0 г/дм³; води набувають хлоридного кальцієво-натрієвого складу.

У районах неглибокого залягання силурійських відкладів підземні води мають невелику мінералізацію (0,5–0,8 г/дм³) і гідрокарбонатний кальцієво-магнієвий склад. Їх використовують для водопостачання окремих районів Волинської, Рівненської, Хмельницької й Тернопільської областей.

Широко відоме Збручанське родовище мінеральних вод типу "Нафтуса" з підвищеним вмістом органічних речовин, що біля с. Сатанова Хмельницької області. Мінеральні води приурочені до силурійських тріщинуватих порід в інтервалі від 17,0 до 100,0 м.

Зони утрудненого і дуже утрудненого водообміну розвинені лише в найбільш зануреній південно-західній частині артезіанського басейну, охоплюють утворення девону, силуру та давніші осадові відклади. Межа між зонами – на глибині близько 2000,0 м і відповідає мінералізації вод вищій, ніж 100,0 г/дм³. Тут існують сприятливі умови для формування та збереження нафтових і газових родовищ.

7.4. Причорноморський артезіанський басейн

Гідрогеологічні умови Причорноморської западини, незважаючи на порівняно просту її будову, досить складні, що пояснюється великою різноманітністю та мінливістю літологічного складу її осадових утворень. Невитриманість відкладів у розрізі та часте чергування водовмісних і водонепроникних порід обумовили утворення великої кількості ізольованих водоносних горизонтів. Для підземних вод басейну характерна також мінливість мінералізації вод і широкий розвиток солонуватих і солоних вод. Водоносні горизонти в Причорномор'ї пов'язані з відкладами крейди, палеогену, неогену та четвертинного віку.

Хімічний склад вод четвертинних відкладів. На території басейну хімічний склад вод у четвертинних відкладах характеризується середніми і фоновими статистично оціненими концентраціями. На відміну від вод у четвертинних відкладах двох північних зон води степової зони характеризуються підвищеними абсолютними та відносними значеннями 4–5 і навіть 6 головних іонів. Спостерігається зміна складу вод із просуванням у південних напрямках. У межах північної частини переважають гідрокарбонатно-сульфатно типові кальцієві чи натрієво-кальцієві води; зустрічаються також води гідрокарбонатно-сульфатно-хлоридного кальцієвого складу.

У південній частині в четвертинних відкладах поширені води, у складі яких перше місце посідають сульфати, а в самих південних широтах – також

хлориди. Серед катіонів переважають Na^+ , K^+ чи Ca^{2+} , рідше Mg^{2+} . У цій частині поширені води сульфатні натрієво-кальцієві чи кальцієво-натрієві, сульфатно-хлоридно-гідрокарбонатні змішаного катіонного складу, хлоридно-сульфатно-гідрокарбонатні кальцієві та хлоридно-сульфатні змішаного катіонного складу. За мінералізацією води четвертинних відкладів солонуваті ($1234,0\text{--}2565,0$ мг/дм³), а в деяких випадках – солоні ($3128,0\text{--}3317,0$ мг/дм³) (табл. 7.4); за вмістом лужно-земельних металів – дуже тверді ($9,0\text{--}30,0$ ммоль/дм³). Серед солонуватих дуже твердих вод, в яких переважають сульфати чи хлориди, є азональними прісні ($650,0$ мг/дм³), помірно тверді ($4,7$ ммоль/дм³) води алювіальних відкладів Нижньодніпровської області.

Хімічний склад ґрунтових вод формується в умовах окисного слабколужного середовища. Однак, на відміну від поверхневих вод, ґрунтові – менш лужні, а окисно-відновний потенціал нижчий. Слабколужна реакція у ґрунтових водах пояснюється тим, що типоморфними елементами степового ландшафту є натрій, кальцій і гідроксильні іони, але це більш властиво для ґрунтів і порід зони аерації, ніж для водовмісних порід. Оскільки формування хімічного складу ґрунтових вод степових ландшафтів мало залежить від ґрунтів і біологічного кругообігу, порівняно з більш вологими землями, то легкорозчинних солей, які визначають типоморфність елементів, у водомістких породах значно менше. Цим і пояснюється більш висока концентрація водневих іонів у ґрунтових водах і водах дочетвертинних відкладів порівняно з поверхневими.

Таблиця 7.4

Характеристика хімічного складу підземних вод основних водоносних горизонтів і комплексів Причорноморського артезіанського басейну

Ератема	Система	Мінералізація (мг/дм ³)	Жорсткість (мг-екв/дм ³)	Переважні іони (за Аלקінім)
кайнозойська	четвертинна	190,0–1000, (заплави великих річок); 3000,0–850000,0	8,0–30,0	C^{Na} , S^{Na} , Cl^{Na}
	неогенова	500,0–20000,0; до 100000,0 (куяльницькі відклади)	3,0–80,0	C^{Na} , S^{Ca} , S^{Na} , Cl^{Na}
	палеогенова	700,0–45000,0	5,0–30,0	C^{M} , S^{Mg} , Cl^{Na}
мезозойська	крейдова	переважно 700,0–5000,0; рідко до 70000,0	6,0–20,0	C^{Na} , S^{Na} , Cl^{Na}
	юрська	400,0–700,0; рідко до 70000,0	4,0–7,0	C^{Ca} , C^{Na}
	карбон	10000,0–70000,0	15,0–30,0	Cl^{Ca} , Cl^{Na}
	силурійська	50000,0–53000,0	25,0–30,0	Cl^{Na}
	кембрійська	65000,0	30,0	Cl^{Na}

Середні значення водневого показника відрізняються незначно і становлять 7,4–7,7. Фонові значення рН змінюються від 6,8 до 8,3.

Амплітуда коливань у водах середніх концентрацій вільного вуглецю (IV) оксиду становить 19,0–35,0 мг/дм³.

Концентрації CO₂ і HCO₃⁻ лімітуються станом карбонатно-кальцієвої системи, інколи – впливом антропогенних чинників.

У ґрунтових водах уміст іонів амонію в 1,5–2,0 рази нижчий, ніж у річкових водах через меншу забрудненість ґрунтових вод і менший вміст (у 1,5–2,0 рази) слабкоокисних органічних речовин. Середня концентрація NH₄⁺ звичайно становлять 0,2–0,3 мг/дм³, коливаючись від 0,1 мг/дм³ до 1,0 мг/дм³.

Середня концентрація NO₂⁻ зазвичай – 0,05–0,1 мг/дм³. Загалом у ґрунтових водах фонові концентрації нітритів коливаються від аналітичного нуля до 0,8 мг/дм³. Практична відсутність біологічного споживання мінеральних сполук азоту, які утворюються внаслідок окиснення органічних речовин чи надходять з інфільтраційними водами, спричинює значне накопичення в ґрунтових водах кінцевого продукту процесу нітрифікації – нітратних іонів.

Концентрація NO₃⁻ у ґрунтових водах перевищує вміст їх у поверхневих водах у десятки разів (від 1,0–4,0 до 80,0 мг/дм³) унаслідок як перебігу процесів нітрифікації, так і антропогенного впливу.

Характерною особливістю гідрохімічного режиму в ґрунтових водах басейну є переважний уміст двовалентних форм заліза в умовах нестачі кисню (у 2–10 разів). Середні концентрації кожної форми заліза становлять 0,01–0,1 мг/дм³, а фонові – змінюються від аналітичного нуля до 1,0 мг/дм³.

Узагалі слабколужна та лужна реакції ґрунтових вод є причиною того, що в степовій зоні у водах спостерігаються найменші для рівнинної території України концентрації сполук заліза. Уміст розчинених органічних речовин у ґрунтових водах степової зони дещо вищий, ніж у водах лісостепової зони, але нижчий, ніж у водах Полісся. Це можна пояснити впливом антропогенних чинників і малою окисною здатністю водного середовища.

Середні концентрації органічних речовин у перерахунку на вуглець становлять 2,6–5,6 мг/дм³ за фонових значень 0,1–16 мг/дм³.

Зона інтенсивного водообміну збільшується з півночі на південь від 50,0 до 250,0 м. Тут компоненти мінерального складу підземних вод надходять до них у невеликій кількості разом з атмосферними опадами, що інфільтрувались. У подальшому підвищення мінералізації та зміна їхнього хімічного складу відбувається у результаті процесів вилугування легкорозчинних сполук із гірських порід, особливо із четвертинних відкладів (загіпсовані леси), іонного обміну, відтиснення та дифузійного переходу порових розчинів з глинистих водотривких шарів.

Після виходу території Причорномор'я з-під рівня моря в неогені й до теперішнього часу відбувається послідовне витіснення із занурених порід

морських вод, а також унаслідок їхнього змішування з прісними інфільтраційними водами, вилуговування солей, відновлення сульфатів і катіонного обміну, відбувається формування підземних вод різноманітного складу. При цьому в сарматському водоносному горизонті на крайньому заході чітко простежуються гідрохімічні зони: гідрокарбонатних кальцієво-магнієвих, магнієво-кальцієвих, кальцієво-натрієвих вод; гідрокарбонатно-сульфатних і сульфатно-гідрокарбонатних магнієво-кальцієвих, кальцієво-магнієвих вод; гідрокарбонатних натрієвих вод; гідрокарбонатно-хлоридних і хлоридно-гідрокарбонатних натрієвих, натрієво-кальцієвих, натрієво-магнієвих і хлоридних натрієвих вод.

У водоносних горизонтах, що залягають вище (меотис, понт та ін.), поширені більш строкаті за складом води, що пояснюється іноді гіршими умовами водообміну або більшим взаємозв'язком зі строкатими за складом і мінералізацією ґрунтовими водами суглинків. Для водоносних горизонтів, що залягають нижче палеогену, крейди, які перебувають на більш ранніх стадіях опріснення, характерна менша кількість хімічних типів вод: у верхньоолігоценних і середньооценових відкладах містяться переважно хлоридні натрієві води.

Дуже впливає на формування мінералізації й хімічного складу підземних вод на території Причорномор'я проникність верхньої частини осадової товщі, головним чином четвертинних, а також водовмісних порід, що залягають нижче; значно впливає і ступінь розчленування рельєфу, який разом із проникністю порід обумовлює інтенсивність водообміну.

На північному сході розповсюджені переважно гідрокарбонатні магнієво-кальцієві води з мінералізацією до $0,5\text{--}0,6$ г/дм³. Прісні води відсутні в районах континентального засолення – на Присиваській рівнині, Керченському півострові, у безстічних западинах. На південному заході розповсюджені хлоридно-гідрокарбонатні та гідрокарбонатно-хлоридні натрієві, магнієві води з мінералізацією до $3,0\text{--}5,0$ г/дм³. У Присивашші та ділянках південного заходу зустрічаються сульфатно-хлоридні натрієві води з мінералізацією від $2,5\text{--}3$ до $5,0\text{--}10,0$ г/дм³.

Найбільша глибина залягання підшви прісних вод (до 800,0 м) спостерігається в артезіанському басейні передгірного прогину Криму. В інших районах вона не перевищує 200,0 м. У середньоміценових комплексах мінералізація підземних вод, що лежать вище, зростає з віддаленням від гір швидше, ніж у комплексах, що лежать нижче, оскільки нижче від майкопських глин мінералізація вод мало залежить від відстані до гір.

Спостерігаються інтрузії морських вод до водоносних горизонтів із прісними водами під впливом інтенсивної експлуатації останніх. Швидкість пересування фронту солоних вод під впливом водовідбору з неоген-четвертинних відкладів у Північно-Сиваській частині становить 200,0–440,0 м/рік.

У зоні утрудненого водообміну (нижній сармат – палеоген) на півдні Причорномор'я поширені хлоридні натрієві води з мінералізацією від $5,0\text{--}$

10,0 до 35,0–45,0 г/дм³. Сингенетичні води, що містились у водоносних породах у цій зоні, очевидно в основному витіснені, і формування хімічного складу підземних вод відбувається в результаті промивання гірських порід водами, що надходять з відкладів, які залягають вище, і мають мінералізацію 5,0–10,0 г/дм³.

Зона солоних вод розповсюджена найбільш широко, потужність її досягає кількох кілометрів. Склад вод гідрокарбонатно-хлоридний натрієвий. В юрсько-крейдових водоносних комплексах південного крила часто спостерігаються гідрохімічні інверсії, що пов'язані із втручанням прісних інфільтраційних вод, яке відбулось у попередні епохи.

У зоні дуже *утрудненого водообміну* (у приморській частині території) поширені високомінералізовані (50,0–100,0 г/дм³ і більше) хлоридні натрієві та хлоридні натрієво-кальцієві води. Такі розсоли звичайно зустрічаються на глибинах більше 2,0 км, переважно у середньоюрських, рідше – у нижньокрейдових відкладах. У них міститься йод і бром. Хлор-натрієвий коефіцієнт близький до одиниці, хлор-бромний – до 300,0. Можна передбачати, що в цій зоні, яка охоплює низи палеогенових відкладів і товщі крейди, що лежать нижче юри, силуру, кембрію, містяться складно-метаморфізовані та високомінералізовані сингенетичні води давніх морів.

Геотермічний градієнт у Причорноморському басейні коливається у широкому діапазоні – від 2,4 – в Північно-Причорноморському басейні до 5,4–5,7 – у районі м. Саки та до 6,2 °C/100 м в Індольському прогині.

7.5. Донецька гідрогеологічна складчаста область

Хімічний склад вод четвертинних відкладів. За хімічним складом води здебільшого гідрокарбонатні кальцієві, гідрокарбонатно-сульфатні та сульфатно-гідрокарбонатні натрієво-кальцієві з мінералізацією до 1,0–2,0 г/дм³. У долині Дону, нижче від Цимлянського водосховища, підземні води сульфатно-хлоридні та хлоридно-сульфатні натрієво-кальцієві й натрієво-магнієві з мінералізацією до 3,5–5,5 г/дм³. У заплавах правобережних приток Сіверського Дінця підземні води алювіальних відкладів подекуди мають високу мінералізацію внаслідок вилуговування соленосних порід при виході їх під алювій. У південній зоні блокових структур, у зоні зчленування Донецької синклінали з Приазовським масивом Українського щита, води сульфатні натрієві та натрієво-кальцієві з мінералізацією 1,8–6,0 г/дм³. Алювіальний водоносний горизонт використовують для водопостачання в долині Дону.

У західній частині Донецького басейну (Орельсько-Самарський район) алювіальні відклади добре вивчені в долинах Дніпра, Орелі, Самари і Вовчої, де води містяться в різнозернистих пісках потужністю близько 10,0 м.

Величина сезонних коливань рівнів у межах заплави річки Самара досягає 1,7–1,8 м і більше. Води мають невелику мінералізацію – 0,06–0,6 г/дм³. Загальна жорсткість – від 1,0 до 9,5 мг-екв/дм³. У долинах Самари й Орелі води в основному слабомінералізовані (переважно 1,0–2,0 г/дм³) гідрокарбонатно-сульфатного кальцієвого та сульфатно-гідрокарбонатного натрієво-кальцієвого, рідше – сульфатно-хлоридного та хлоридно-сульфатного натрієвого типу. Води забруднюються та часто містять підвищену кількість нітратів і нітритів органічного походження (табл. 7.5).

Таблиця 7.5

Характеристика хімічного складу підземних вод основних водоносних горизонтів і комплексів Донецької гідрогеологічної складчастої області

Ератема	Система	Мінералізація (мг/дм ³)	Жорсткість (мг-екв/дм ³)	Переважаючі іони (за Аλεκінієм)
кайнозойська	четвертинна	100,0–15000,0	5,0–30,0	C ^{Ca} , S ^{Na} , Cl ^{Na}
	неогенова	500,0–5500,0	4,0–30,0	C ^{Ca} , C ^{Na} , S ^{Ca} , S ^{Na} , Cl ^{Na}
	палеогенова	500,0–3500,0	2,0–13,0	C ^{Ca} , S ^{Na} , S ^{Ca}
мезозойська	крейдова	400,0–2000,0; рідко до 50000	2,0–15,0	C ^{Ca} , S ^{Na} , Cl ^{Ca}
	юрська	500,0–3000,0	3,0–15,0	C ^{Ca} , S ^{Ca} , S ^{Na} , Cl ^{Ca}
	тріасова	600,0–5000,0; рідко до 50000,0	4,0–20,0	C ^{Ca} , S ^{Na} , Cl ^{Na}
	пермська	1200,0–7000,0; до 300000,0 у сольових відкладах	> 15,0	S ^{Ca} , Cl ^{Na}
	карбон	1200,0–7000,0	>10,0	S ^{Ca} , S ^{Na} , Cl ^{Ca} , Cl ^{Na}
	девонська	900,0–7000,0	7,0–15,0	S ^{Ca} , S ^{Na} , Cl ^{Na}
архей-протерозой	Докембрій	1000,0–6000,0	6,0–12,0	S ^{Ca} , S ^{Na}

Хімічний склад вод крейдових відкладів неоднаковий у різних частинах Донбасу. На північній його окраїні переважають прісні, гідрокарбонатні кальцієві води, а на південній і південно-східній – сульфатні та хлоридні із мінералізацією 1,0–50,0 г/дм³. На фоні цієї регіональної закономірності в межах неглибокого залягання водоносного горизонту спостерігається гідрохімічна мікрозо-

нальність. Наприклад, на півночі Донбасу у долинах річок поширені прісні води із сухим залишком до $1,0 \text{ г/дм}^3$, загальною жорсткістю $4,5\text{--}5,0 \text{ мг-екв/дм}^3$, переважно гідрокарбонатного кальцієвого складу. На схилах долин мінералізація збільшується до $15,0 \text{ г/дм}^3$, а загальна жорсткість – до $10,0\text{--}15,0 \text{ мг-екв/дм}^3$. На вододілах, де мергельно-крейдові відклади перекриті товщею пізніших утворень (до $80,0\text{--}100,0 \text{ м}$), мінералізація підземних вод в середньому становить $2,0\text{--}3,0 \text{ г/дм}^3$, загальна жорсткість – до $30,0 \text{ мг-екв/дм}^3$. Склад вод змінюється від гідрокарбонатно-сульфатного та сульфатно-гідрокарбонатного кальцієво-натрієвого до хлоридно-сульфатного натрієвого.

Юрські відклади широко представлені на північно-західних окраїнах Донбасу. Переважають сульфатно-гідрокарбонатні та сульфатно-хлоридні натрієво-кальцієві й кальцієво-натрієві води. Мінералізація змінюється в межах від $0,8$ до $2,6 \text{ г/дм}^3$, загальна жорсткість – від $7,84$ до $21,8 \text{ ммоль/дм}^3$.

У **палеозойських гідрогеологічних структурах**, у тому числі в Донецькому басейні пластово-блокових напірних вод, формування гідрогеохімічної зональності має свої особливості. Воно зумовлено не стільки наявністю синклінальних та антиклінальних складок, скільки блоковим характером земної кори. У межах окремих блоків, що являють собою відокремлені геологічні тіла, нормальна гідрогеохімічна зональність визначається розповсюдженням зверху вниз гідрокарбонатних, гідрокарбонатно-сульфатних, сульфатних, сульфатно-хлоридних і хлоридних вод з одночасним збільшенням їхньої мінералізації. Однак нижче від зони інтенсивного водообміну ці геохімічні класи вод, навіть у суміжних структурах, зустрічаються на різних глибинах, про що свідчать схеми гідрогеохімічної зональності для різних геологічних районів "відкритого" Донбасу. Наприклад, у Донецько-Макіївському, Центральному, Лисичанському, Алмазно-Мар'ївському (Бахмутська котловина) та інших районах глибини залягання границь однакових вертикальних гідрогеохімічних зон у розташованих поряд гідрогеологічних структурах відрізняються на сотні метрів. Це явище пояснюється різнонаправленими тектонічними рухами блоків земної кори системами розривних порушень.

У кожній блоковій структурі поля пластових тисків і вертикальна гідрогеохімічна зональність формуються незалежно, оскільки за невеликих ухилів пластів водоносних порід водообмін між ними на глибинах понад $1,0\text{--}1,5 \text{ км}$ майже не відбувається. При цьому на тип гідрогеохімічної зональності значною мірою впливає кінематика тектонічних блоків.

У різних районах вертикальна гідрохімічна зональність підземних вод значно відрізняється як за якісним складом, так і за потужністю зон. Потужність зони слабомінералізованих вод ($1,0\text{--}3,0 \text{ г/дм}^3$) у відкритому Донбасі становить $300,0\text{--}800,0 \text{ м}$, на південному сході (Приазов'я) та південному заході (долина р. Самари) зменшується до $50,0\text{--}100,0 \text{ м}$, на іншій території Великого Донбасу становить $100,0\text{--}300,0 \text{ м}$. Глибше поширені солонуваті та солоні води, а на великих глибинах (понад $1000,0\text{--}1500,0 \text{ м}$) – високомінералізовані розсоли.

У зоні зчленування Донбасу з Приазовським кристалічним масивом нормальна гідрогеохімічна зональність характеризується розповсюдженням підземних вод відповідного хімічного складу (за С.А. Щукаревим), тобто зверху вниз чергуються: гідрокарбонатні (кальцієві, магнієві та кальцієво-магнієво-натрієві), гідрокарбонатно-сульфатні та сульфатні різного катіонного складу, нижче від яких формуються сульфатно-хлоридні, хлоридно-гідрокарбонатні та, нарешті, хлоридні натрієві води. Геодинамічні напруження, що виникають унаслідок тектонічної активізації Південнодонецького розлому та гідротермальної системи, що сформовані в зоні його впливу, призводять до розвантаження у приповерхневій горизонті глибинних вод, в яких переважають іони хлору та натрію.

На хімічний склад підземних вод може суттєво впливати їхня інтенсивна експлуатація. Наприклад, на Сухоярському водозаборі, що експлуатує верхньокрейдний водоносний горизонт, підземні води 2006 р. були сульфатно-гідрокарбонатними з мінералізацією $0,64\text{--}1,09\text{ г/дм}^3$, а за межами лійки депресії – гідрокарбонатно-хлоридними магнієво-натрієвими з мінералізацією $0,59\text{ г/дм}^3$. Інтенсивна експлуатація цього самого водоносного горизонту на Амвросієвському водозаборі призвела не тільки до зниження рівня в багатьох свердловинах нижче від розрахункових величин, але й до погіршення якості підземних вод: мінералізація зросла в $1,3\text{--}1,7$ рази та становила в 2006 р. $2,38\text{--}2,39\text{ г/дм}^3$, що вивело воду до класу умовно придатної, а за показником жорсткості ($21,6\text{ мг-екв/дм}^3$) – до непридатної для питних цілей*. Одночасно на Ізюмському водозаборі, що експлуатує той самий горизонт, води залишаються хлоридно-гідрокарбонатними натрієво-кальцієвими з мінералізацією менше $1,0\text{ г/дм}^3$, і за всіма іншими показниками задовольняють ГОСТ 2874-82 "Вода питна".

Води юрських відкладів на більшій частині Кальміус-Торецької й Бахмутської улоговин прісні, з мінералізацією до $1,0$, рідше – $2,0\text{--}3,0\text{ г/дм}^3$; в основному вони гідрокарбонатні натрієві, гідрокарбонатно-сульфатні та сульфатно-гідрокарбонатні натрієво-кальцієві або кальцієво-натрієві, рідше – сульфатні натрієво-кальцієві, гідрокарбонатно-хлоридні та хлоридно-гідрокарбонатні натрієві чи сульфатно-хлоридні натрієво-кальцієві. Загальна їхня жорсткість – $4,0\text{--}15,0\text{ мг-екв/дм}^3$.

У Донецькій області наявне регіональне підвищення мінералізації підземних вод через масове закриття шахт у режимі "мокрої" консервації (за період 1996–2005 рр. закрито та ліквідовано 55 шахт), у зв'язку з чим виник ризик зростання мінералізації на водозаборах, розташованих у долинах річок, де всі основні водоносні горизонти вирізняються найменшою захищеністю від забруднення (у таких умовах перебувають практично всі водозабори Донецької області).

* ГДК на жорсткість становить $7,0\text{ мг-екв/дм}^3$.

7.6. Карпатська складчаста гідрогеологічна область

Складчаста область Карпат складена верхньокрейдовим і палеогеновим флішем. Після оформлення складчастостей Карпат в їхньому сучасному вигляді під впливом глибокого ерозійного розмиву більшість структур стають розкритими і створюються умови для витіснення з них морських вод або розбавлення останніх атмосферними водами. Інтенсивний водообмін з поверхнею та добра промитість водовмісних порід приводять до утворення у зоні тріщинуватості горизонтів інфільтраційних слабкомінералізованих вод (табл. 7.6).

Потужність зони прісних вод непостійна. Мінімальне її значення (близько 100,0 м) спостерігається на межі Зовнішніх Карпат (Скибової зони) із Внутрішньою зоною Передкарпатського прогину. На південь вона помітно збільшується і сягає 500,0 м у центральній вододільній частині Карпат, що є основною областю живлення підземних вод регіону. Таким чином, на ділянці насуву Зовнішніх Карпат на південно-західне крило Передкарпатського прогину наявне найбільш стрімке зростання мінералізації вод з глибиною. Тут уже на глибині 300,0 м мінералізація вод становить 140,0–170,0 г/дм³, а на глибині 500,0 м досягає 250,0–270,0 г/дм³. За хімічним складом води хлоридні натрієві з високим вмістом броду та йоду. Значення хлор-бромного коефіцієнта для цих вод указує на участь у формуванні хімічного складу процесів вилуговування соленосних відкладів міоцену, які залягають під насувом Скибової зони.

Чітко виражена гідрохімічна зональність у Скибових Карпатах. Прісні води гідрокарбонатного кальцієвого складу, що залягають у верхній частині розрізу на глибині 200,0–250,0 м, змінюються гідрокарбонатними натрієвими водами з мінералізацією 3,0–5,0 г/дм³. На глибині 500,0–600,0 м, незалежно від геологічного віку, в усіх відкладах залягають хлоридні натрієві води з мінералізацією до 20,0 г/дм³ і більше. Нарешті, глибше від 1000,0 м поширені високомінералізовані розсоли.

У Кросненській зоні зростання мінералізації вод з глибиною відбувається повільно: на глибині 900,0–1000,0 м мінералізація вод ще не перевищує 10,0 г/дм³. Лише під насувом Внутрішньої антиклінальної зони в південній частині Центральної синклінальної зони мінералізація вод зростає до 70,0 г/дм³.

Так само на захід від Кросненської зони – у Дуклянській та інших зонах флішових Карпат – до розвіданих глибин (850,0 м) гідрохімічна зональність не виражена. Склад підземних вод, у тому числі вуглекислих вод відомої групи Полянських родовищ, чисто содовий – гідрокарбонатний натрієвий.

Хлоридів у цих водах обмаль, вони не входять до формули Курлова та не відіграють суттєвої ролі (за Б.Т. Полонським). Мінералізація здебільшого не перевищує 10,0–12,0 г/дм³ (глибини в 200,0–300,0 м). Содові води розвинені у флішовій міогеосинкліналі Карпат повсюдно, утворюючи регіональну провінцію вуглекислих вод. Ці води приурочені в Карпатах до зон глибокої тектонічної тріщинуватості. Остання пов'язана з природними зонами розтягання, тобто з найбільш молодими розривними порушеннями у флішовому поверсі гірських Карпат. Вуглекислота надходить із глибокозалягаючої товщі юрських і тріасових вапняків за їхньої метаморфізації під дією підвищеного тиску та температур.

В області внутрішніх Карпат, нижче від зони інтенсивного водообміну, залягає потужна (до 1500,0–1600,0 м) зона вод із мінералізацією 5,0–22,0 г/дм³ (зона уповільненого водообміну).

Хімічний склад підземних вод змінюється від гідрокарбонатного кальцієвого та кальцієво-магнієвого в зоні інтенсивного водообміну через гідрокарбонатно-хлоридний і хлоридно-гідрокарбонатний натрієвий в зоні утрудненого водообміну до хлоридного натрієвого і натрієво-кальцієвого в зоні дуже утрудненого водообміну.

У зонах інтенсивного й уповільненого водообміну головна роль у формуванні хімічного складу підземних вод належить процесам розчинення та вилуговування інфільтраційними водами сольового комплексу водовмісних порід.

Таблиця 7.6

Характеристика хімічного складу підземних вод основних водоносних горизонтів і комплексів Карпатської складчастої гідрогеологічної області

Ерагема	Система	Мінералізація (мг/дм ³)	Жорсткість (мг-екв/дм ³)	Переважаючі іони (за Алекінім)
кайнозойська	Четвертинна	50,0–1000,0	3,0–5,0	С ^{Ca}
	Неогенова	500,0–1200,0; до 300000,0 (Солотвинська западина)	4,0–7,0	С ^{Ca} , С ^{Na} , СІ ^{Na}
	Палеогенова	200,0–1500,0; до 40000,0 (Передкарпатський прогин)	2,0–10,0	С ^{Ca} , S ^{Ca}
мезозойська	Юрська	500,0–3000,0; до 270000,0 (Передкарпатський прогин)	3,0–12,0	С ^{Ca} , S ^{Ca} , СІ ^{Na}

У зоні дуже утрудненого водообміну у формуванні хімічного складу вод помітну роль відіграють також і седиментаційні води, які збереглися у закритих гідрогеологічних структурах.

Формування хімічного складу підземних вод у відкритій і закритій частинах Передкарпатського артезіанського басейну визначають геолого-структурні особливості Зовнішньої та Внутрішньої зон Передкарпатського прогину.

На території закритої частини Передкарпатського артезіанського басейну (внутрішня зона Передкарпатського прогину) море зберігалось ще в нижньому та навіть середньому міоцені. Континентальний режим остаточно встановився на всій площі внутрішньої зони прогину наприкінці нижнього сармату. Із цього часу тут розробляється ерозійна сітка, із підвищенням поверхні залишкові морські води замінюються інфільтраційними та витісняються у напрямку падіння пластів. Проте невелика глибина врізу ерозійних систем і залягання потужної водотривкої товщі соленосних відкладів воротищенського віку під четвертинним алювієм обумовили малу потужність зони інтенсивного водообміну. Прісні води тут зустрічаються лише в четвертинних відкладах.

У глибших горизонтах розрізу – в основі соленосної товщі, у палеогенових і крейдових відкладах глибинних складок поширені хлоридні натрієві розсоли з мінералізацією до $340,0 \text{ г/дм}^3$ і низьким значенням хлор-бромних коефіцієнтів. Відсутність водообміну створює тут умови для тривалого зберігання та метаморфізації морських вод.

Зовнішня зона Передкарпатського прогину, яка відповідає відкритій частині Передкарпатського артезіанського басейну, відокремилась від південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи лише в нижньоторто-нський час (середній міоцен). У палеогідрогеологічній історії вона тісно пов'язана з особливостями розвитку платформи. Для території характерна низка тривалих континентальних періодів, що передували сучасному.

Вплив попередніх континентальних епох знайшов відображення у більш низькій мінералізації (до $100,0\text{--}150,0 \text{ г/дм}^3$) вод мезозойських і навіть верхньої частини розрізу палеозойських відкладів порівняно з мінералізацією вод палеогену та верхньої крейди Внутрішньої зони. Слабка дренажність території неглибоко (до $150,0 \text{ м}$) врізаною ерозійною сіткою та глинистий характер неогенових відкладів обумовили тут також повільне витіснення морських вод і формування підземних вод інфільтраційного або змішаного (седиментаційного й інфільтраційного) походження. Найбільш сприятливі умови водообміну мають місце в південно-східній частині Зовнішньої зони Передкарпатського прогину (район міст Косова та Коломиї), де відсутні глинисті відклади нижнього сармату. На решті території Зовнішньої зони з глибиною спостерігається найбільш різке збільшення мінералізації (на глибині $600,0\text{--}700,0 \text{ м}$ до $70,0 \text{ г/дм}^3$). Найбільш високомінералізовані води ($180,0 \text{ г/дм}^3$) наявні у відкладах палеозою на глибинах більш ніж $1200,0 \text{ м}$.

Відповідно до збільшення мінералізації змінюється хімічний склад підземних вод. Прісні гідрокарбонатні кальцієві, кальцієво-натрієві та натрієво-кальцієві води заміщуються гідрокарбонатно-хлоридними натрієво-кальцієвими і натрієвими та хлоридно-гідрокарбонатними натрієвими; з подальшим збільшенням мінералізації води набувають хлоридного натрієвого та натрієво-кальцієвого складу. Води, пов'язані з гіпсоангідритовими відкладами бадену, переважно сульфатні кальцієві, часто сірководневі.

У четвертинних відкладах на всій території Закарпатського внутрішнього прогину розвинені прісні води з мінералізацією менше $1,0 \text{ г/дм}^3$ гідрокарбонатного кальцієвого та кальцієво-магнієвого складу. Хімічний склад вод усіх горизонтів зони інтенсивного водообміну характеризує їх як води атмосферного походження. Аналіз співвідношення характерних інгредієнтів мінералізації вказує на те, що сольовий склад їх визначається процесами розчинення та вилуговування водовмісних і водотривких порід. Уміст розчинених у них газів, серед яких переважає азот, становить $18,0\text{--}58,0 \text{ мг/дм}^3$. Низькі значення гелій-аргонового коефіцієнта ($0,0009\text{--}0,005$) вказують на їхній молодий вік.

7.7. Гідрогелогічна складчаста область гірського Криму

Ця гідрогелогічна структура займає південну частину Кримського півострова, включаючи Головне пасмо Кримських гір, Південний берег Криму, Внутрішнє та Зовнішнє пасма. Два останні, по суті, являють собою крайові частини південного крила Причорноморського артезіанського басейну із зонами поглинання верхньокрейдових і палеогенових водоносних горизонтів. Водноас їх можна розглядати як накладений на північний схил Складчастої споруди артезіанський басейн. Південне узбережжя Криму являє собою окремих геоморфологічний рівень (усього їх чотири, у т.ч. Головне пасмо). Для нього характерний низькогірний, ерозійний, зсувний і вулканогенний рельєф. Третій рівень становить куестове передгір'я Кримських гір, представлене двома пасмами куест, які скоріше за все виникли внаслідок річкової ерозії в умовах полого-моноклінального залягання крейдових і палеогеново-неогенових верств. Четвертий рівень – це південно-західна частина Керченського півострова, де розвинений хвилясто-горбистий рельєф, майже повністю складений майкопськими глинами, що перекриті лесоподібними суглинками та продуктами розмиву складчастих форм.

Води **водоносного горизонту у четвертинних відкладах** гідрокарбонатно-кальцієві та сульфатно-кальцієві з мінералізацією $300,0\text{--}700,0 \text{ мг/дм}^3$. У долинах річок Бельбек, Кача, Альма, Булганак склад води змінюється на хлоридно-кальцієвий, а мінералізація зростає до $800,0\text{--}900,0 \text{ мг/дм}^3$ (табл. 7.7).

Таблиця 7.7

**Характеристика хімічного складу підземних вод
основних водоносних горизонтів і комплексів
гідрогеологічної складчастої області Гірського Криму**

Ерагема	Система	Мінералізація (мг/дм³)	Жорсткість (мг-екв/дм³)	Переважні іони (за Аλεκінім)
кайнозойська	четвертинна	300,0–900,0	3,0–5,0	$\text{C}^{\text{Ca}}, \text{Cl}^{\text{Ca}}$
	неогенова	1000,0–1500,0; до 46000,0 (прибережні райони морів)	4,0–7,0	$\text{C}^{\text{Ca}}, \text{S}^{\text{Na}}, \text{Cl}^{\text{Na}}$
	палеогенова	400,0–500,0	2,0–5,0	$\text{C}^{\text{Na}}, \text{S}^{\text{Na}}$
мезозойська	крейдова	400,0–40000,0	3,0–20,0	$\text{C}^{\text{Ca}}, \text{Cl}^{\text{Na}}$
	юрська	300,0–1000,0; 5000,0–40000,0 (термальні води сланцевих відкладів)	3,0–8,0	$\text{C}^{\text{Ca}}, \text{S}^{\text{Ca}}, \text{Cl}^{\text{Na}}$

Мінералізація вод **неогенових відкладів** на більшій частині розповсюдження горизонту становить 1,0–1,5 г/дм³. За складом води гідрокарбонатні, гідрокарбонатно-сульфатні, хлоридні кальцієві або кальцієво-натрієві. У прибережних частинах мінералізація збільшується до 10,0–46,8 г/дм³, і води стають хлоридними натрієвими. Найбільш водонасичені ділянки приурочені до синклінальних структур. Живлення водоносного горизонту відбувається за рахунок інфільтрації атмосферних опадів і вод зрошення, фільтрації води з Міжгірненського водосховища.

Мінералізація вод **палеогенового горизонту** становить 0,4–0,5 г/дм³, за хімічним складом вони гідрокарбонатні кальцієві. При зануренні на північний захід у складі води збільшується вміст натрію, хлоридів, сульфатів, з'являється сірководень. Живлення відбувається за рахунок інфільтрації атмосферних опадів на площі залягання горизонту першим від поверхні. Розвантаження здійснюється на ерозійних врізах у вигляді джерел із дебітами від 0,5 до 2,0 дм³/с, в окремих випадках – до 3,0 дм³/с, а також поодинокими свердловинами.

Крейдові відклади виповнюють тектонічні западини на північних схилах Головного пасма, а також складають Передгірське пасмо. Саме для Кримського передгір'я характерні найбільш повні розрізи крейдової системи.

Водоносний горизонт крейдових відкладів виходить на денну поверхню в межах Передгірного Криму, де верхньокрейдові відклади представлені трицинуватими мертелями, щільними вапняками, брекчієподібними, пісковиками глауконітовими переважно маастрихтського ярусу. Мінералізація вод комплексу становить 0,4–0,5 г/дм³, за хімічним складом вони гідрокарбонатні кальцієві, на зануренні мінералізація збільшується до 10,0–40,0 г/дм³,

хімічний тип змінюється на хлоридний натрієвий. На Качинському піднятті переважно карбонатні відклади (мергелі) сеноманського, туронського, кампанського, сантонського та маастрихтського ярусів виконують гряди куест, є водотривкими або практично повністю дренажовані.

Основну роль у геологічній будові Кримських гір і водозабезпеченості території відіграють *юрські відклади*. За хімічним складом ці води найкращі на Кримському півострові. В основному – це гідрокарбонатні кальцієві, магнієво-кальцієві, рідше – гідрокарбонатно-хлоридні, хлоридно-сульфатні води з мінералізацією до $1,0 \text{ г/дм}^3$ ($0,3\text{--}0,5 \text{ г/дм}^3$). Ці тріщинно-карстові та тріщинні води верхньоюрських відкладів є основним джерелом водопостачання населених пунктів Гірського Криму.

На значній глибині, де тріщинуваті та закарстовані верхньоюрські породи перекриті водонепроникними відкладами та дренажування підземних вод надто утруднено, залягають слабкомінералізовані та мінералізовані води. Їхній хімічний склад змінюється від сульфатно-гідрокарбонатного натрієвого до сульфатного натрієвого (мінералізація $0,5\text{--}2,5 \text{ г/дм}^3$) та хлоридного натрієвого (мінералізація $7,0\text{--}9,0 \text{ г/дм}^3$). У Судацько-Меганомському районі східної частини Гірського Криму хімічний склад підземних вод верхньоюрських відкладів строкатий. Окремі джерела дають мінеральні води (Судацьке, Кизилтаське).

Локально-водоносний горизонт зони тріщинуватості порід середньої юри є першим від поверхні в області Гірського Криму, де малопотужні водоносні горизонти пов'язані з вивітряними і тріщинуватими породами верхньої частини розрізу. За хімічним складом води гідрокарбонатні або сульфатно-гідрокарбонатні з мінералізацією $1,0\text{--}1,5 \text{ г/дм}^3$. Суттєвого практичного значення ці води не мають, іноді їх використовують для напування худоби.

Глибинні води сланцевої товщі солонуваті та солоні хлоридні натрієві, кальцієво-натрієві або натрієво-кальцієві з мінералізацією $5,0\text{--}40,0 \text{ г/дм}^3$ і більше. Максимально високу ($47,2 \text{ г/дм}^3$) мінералізацію води встановлено в Ялті на глибині 2257,0 м. Температура води становила $77 \text{ }^\circ\text{C}$. При бурінні свердловини виділявся вуглекислий газ, метан, сірководень, азот у кількості $86,0\text{--}106,0 \text{ см}^3/\text{дм}^3$. На захід від с. Василівка із середньоюрських пісковиків витікає джерело прісної води, збагаченої сірководнем ($5,0\text{--}9,0 \text{ мг/дм}^3$). У західній частині Гірського Криму до газуючих належить джерело Чорні води (Аджи-Су) та підземні води, що розкриті свердловинами біля с. Соколине та Новоульянівка. Тут вода хлоридна натрієво-кальцієва з мінералізацією $4,06\text{--}5,52 \text{ г/дм}^3$. У воді джерела Аджи-Су визначені мікроелементи (мг/дм^3): І – $0,4\text{--}1,8$; В – $2,6\text{--}5,1$; Вr – $1,6\text{--}5,3$; Р – $0,3\text{--}0,7$. Серед газів джерела та свердловин присутні азот, метан, сірководень, гелій, у джерелі Аджи-Су підвищений вміст радону. Середньобагаторічний дебіт джерела Аджи-Су – $13,8 \text{ м}^3/\text{добу}$, воду якого використовують як лікувальну у фізіотерапевтичній лікарні "Чорні води". Дебіт свердловини біля с. Соколине – $0,13 \text{ м}^3/\text{добу}$, а свердловин біля с. Новоульянівка – $0,35\text{--}100,22 \text{ м}^3/\text{добу}$.

7.8. Мінеральні води

Мінеральними називають підземні води, які містять підвищену кількість розчинених хімічних, часто радіоактивних компонентів і газів. Вони зазвичай мають цінні властивості, використовуються з лікувальною метою, а також у промисловості. Деякі мінеральні джерела мають підвищену температуру. Загальна мінералізація цих вод змінюється від 0,3 до 10,0 г/дм³ і більше. Мінеральні води з мінералізацією понад 50,0 г/дм³ називають розсолами, які також використовують у медицині та промисловості.

Завдяки дослідженням, що проведені установами та інститутами України, на території країни виявлено більшість відомих у світі різновидів мінеральних лікувальних вод. Згідно з уявленнями про закономірності формування та поширення основних типів природних мінеральних вод, а також з особливостями лікувального використання їх на території України виділяють провінції*:

- вуглекислих вод областей молодшої магматичної діяльності в області внутрішніх Карпат.

- азотних, азотно-метанових і метанових вод артезіанських басейнів, крайових прогинів і складчастих областей, яка є найбільшою й охоплює зону сірководневих вод, поширених уздовж західної окраїни платформи;

- радонових киснево-азотних вод у межах Українського кристалічного масиву.

У кожній провінції виділяють області поширення основних типів мінеральних вод, залежно від їхнього хімічного складу, властивостей і лікувального значення. Критеріями при цьому є загальна мінералізація вод; іонний склад; газовий склад і газонасиченість (розчинені та спонтанні гази); уміст фармакологічно (терапевтично) активних мікрокомпонентів (мінеральних та органічних); уміст радону; активна реакція (рН); температура.

Лікувальні мінеральні води, які зустрічаються в Україні, поділяють на дві групи**:

- *води без специфічних компонентів* і властивостей, лікувальне значення яких визначається головним чином їхнім іонним складом і загальною мінералізацією;

- *води специфічного складу*, особливості лікувальної дії й використання яких визначено наявністю підвищених концентрацій біологічно активних компонентів (вуглекислі, сульфідні, радонові води, води з високим вмістом бромю, йоду та органічних речовин). Води цієї групи широко використовують на курортах і в місцевих лікувальних закладах.

На рис. 7.2–7.3 подана схема поширення основних типів мінеральних вод і найбільш значимі родовища України.

* Див. Бабинець А.Є.

** Згідно з класифікацією, запропованою В.В. Івановим і Г.Л. Невраєвим.

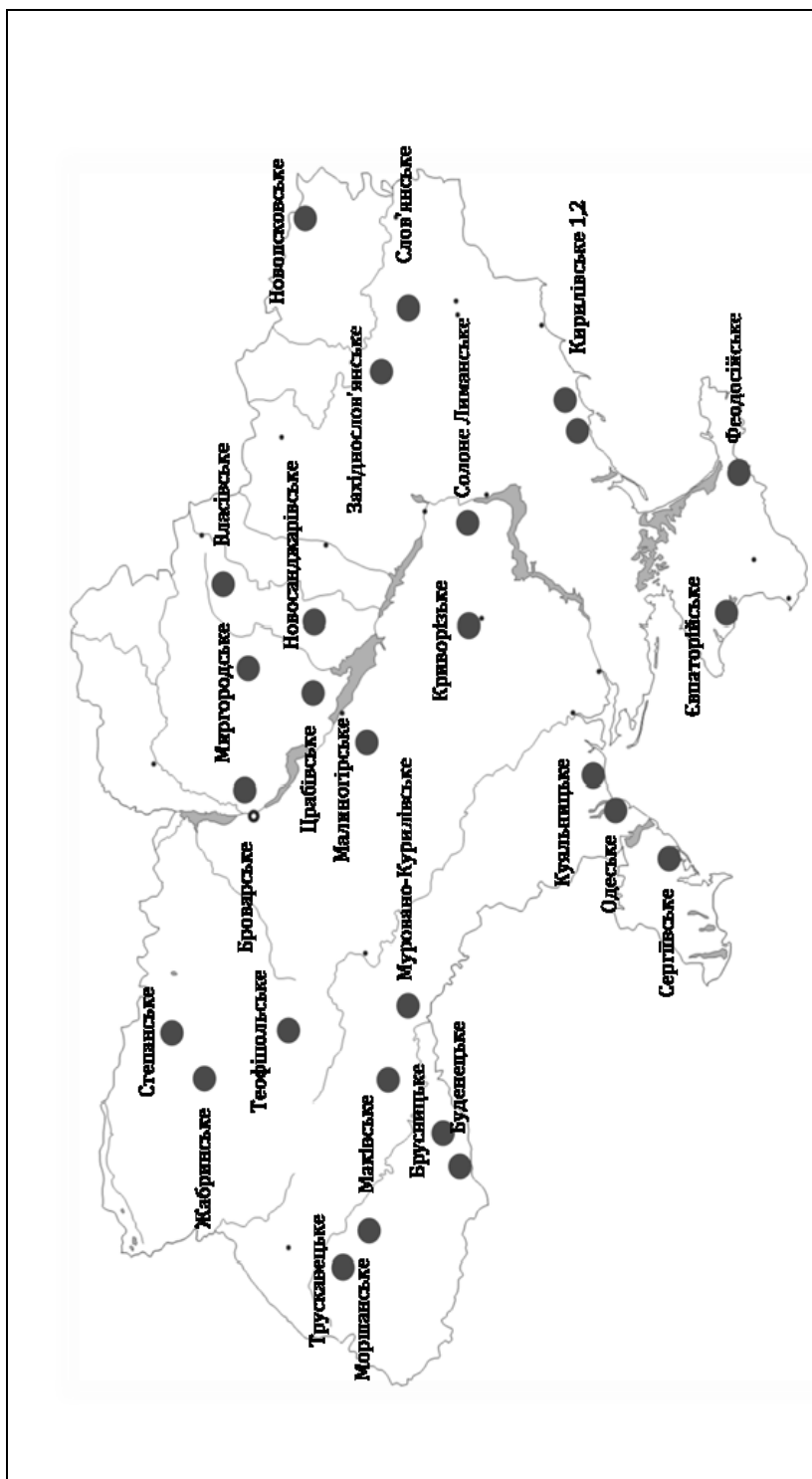


Рис. 7.2. Схема родовищ мінеральних вод в Україні без специфічних компонентів із затвердженими запасами

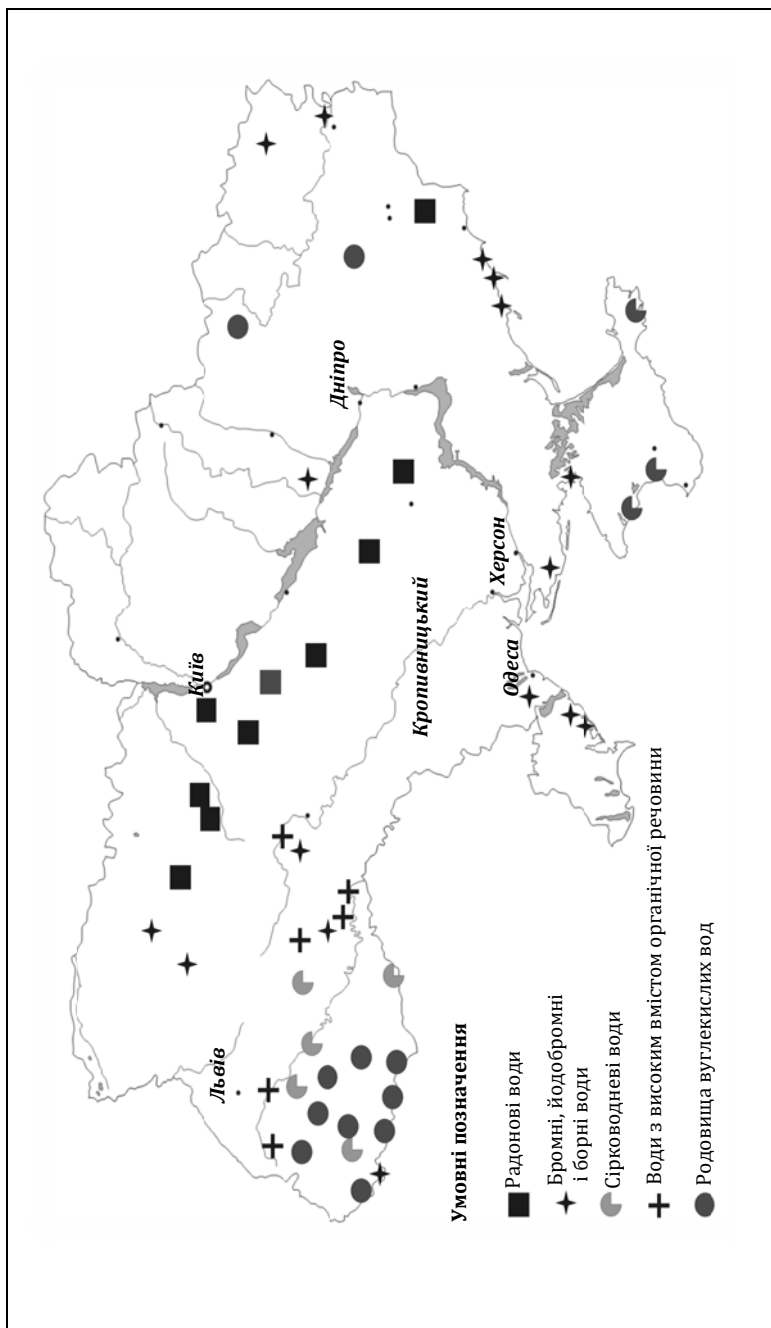


Рис. 7.3. Родовища мінеральних вод в Україні із вмістом специфічних компонентів із затвердженими запасами

Розглянемо групу вод специфічного складу, оскільки вона викликає найбільший інтерес.

Вуглекислі води – один з найбільш цінних видів мінеральних вод, який давно використовується в лікувальній практиці. Дуже поширений в Закарпатській області, головним чином у межах області внутрішніх Карпат і зони Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта.

Розподіл вуглекислих джерел визначають структурні особливості території. Природні виходи вод збігаються із загальним напрямком Карпатської гірської системи з північного заходу на південний схід і зосереджуються в місцях геотектонічних вузлів, що утворені пересіканням поздовжніх і поперечних розломів.

На території України знайдено аналоги широковідомих родовищ вуглекислих вод, таких як нарзани, боржомського, есентуцького, джультинського типів і вуглекислі води типу "арзні".

Води типу "нарзан" найбільш поширені серед українських вуглекислих вод. Значні резерви вод цього типу є в районі Ужгорода на глибині близько 50,0 м, біля м. Ужок, розташованого поблизу однойменного перевалу в Карпатах. Дебіт свердловин – 0,5–2,5 дм³/с. У міжгірних долинах Рахівського району численні джерела вуглекислих вод типу "нарзан" відомі поблизу сіл Червоний Плес, Устерши, Білин, Кобилецька Поляна та ін. Води цього типу, відкриті в Закарпатській області, не відрізняються високою мінералізацією. Переважно це солонуваті чи прісні води із вмістом від 1,0 до 3,0 г/дм³ мінеральних солей. Хімічний склад більшості українських нарзанів гідрокарбонатний кальцієво-магнієвий і кальцієво-натрієвий, уміст вуглекислого газу в них – 0,8–2,9 г/дм³.

На відміну від кавказьких нарзани Закарпаття зазвичай характеризує невеликий уміст сульфатного іона.

Джерела типу "боржомі" зосереджені головним чином у Мукачівському і Свалявському районах Закарпатської області. У долині річки Латориця і вздовж її приток у районі сіл Свалява, Поляна витікає багато джерел, які виносять із надр уздовж тріщин гірських порід мінеральну воду цього різновиду. Найбільш значні родовища експлуатуються курортами, а також заводами розливу мінеральних вод: Лужанський, Плосківський та в смт Поляна Квасова. Запаси мінеральних вод у Свалявському районі великі. Значний горизонт мінеральних вод, що належить до тріщинуватих піщаників палеогену, відкривається тут великою кількістю бурових свердловин на глибинах від 36,0 до 77,0 м. Дебіт свердловин становить у середньому 1,0–2,0 дм³/с, а в окремих місцях збільшується до 10,0 дм³/с (с. Плоске).

Мінеральний склад вод цього типу майже цілком представлений натрію гідрокарбонатом. Мінералізація закарпатських гідрокарбонатних натрієвих вод коливається від 4,3 до 11,0 г/дм³. У мінеральному складі вод установлено підвищений вміст таких біологічно активних іонів, як фтор, бор, при

цьому вміст фтору у воді джерел Сваляви, Поляни Квасової й Лужанського досягає лікувальної норми.

Найбільші родовища джерел типу "есентуки" зосереджені поблизу сіл Драгове, Сейми і Верховина Бистра Хустського району. В околицях с. Драгове великі запаси цих вод зосереджено в районі Монастирської Балки. На базі двох великих джерел функціонує завод розливу мінеральної води типу "драгівська". За хімічним складом вона гідрокарбонатно-натрієва, її мінералізація коливається в межах 5,9–10,5 г/дм³.

Друга ділянка поширення вод цього типу розташована у високогірному районі біля с. Соїми. Тут у долині річки Ріки спостерігаються численні виходи мінеральних вод на поверхню разом з вуглекислим газом. Дебіт свердловин – 8,0–10,0 дм³/с. За переважними компонентами сойменські мінеральні води гідрокарбонатно-хлоридні кальцієво-натрієві, мінералізація їх становить 6,0–7,0 г/дм³. Вода містить також невелику кількість сірководню, який надає їй специфічного запаху. Серед біологічно активних іонів у ній міститься бор.

Третя ділянка джерел, близьких за складом до вод есентуцького типу, розташована на північ від с. Соїми, біля сіл Верховина Бистра та Верхнє Студене. У районі с. Верховина Бистра вуглекислі джерела дренуються вздовж русла річки Майданка, по правому схилу річкової долини.

Мінералізація води джерел у с. Верховина Бистра становить 10,5 г/дм³, за хімічним складом вона гідрокарбонатно-хлоридна кальцієво-натрієва.

Велике родовище вуглекислих мінеральних вод есентуцького типу встановлено на околиці с. Вишкове Хустського району. Тут у долинах гірських потоків спостерігаються численні виходи вуглекислих вод з невеликим дебітом (до 0,1 дм³/с).

Води типу "арзні" відрізняються від інших типів вуглекислих вод хлоридним натрієвим складом і високою мінералізацією. У Закарпатті води цього типу відомі в долинах річки Уж та його приток поблизу сіл Кострина та Сіль, де спостерігаються природні виходи мінеральних хлоридних натрієвих вод з мінералізацією 4,8–14,4 г/дм³. У районі с. Сіль свердловини пробурені на глибину 80,0 м у тріщинуваті аргіліти та піщаники верхнього палеогену. Вони дають воду самопливом, дебіт становить 1,2 дм³/с. Мінералізація води досягає 16,0 г/дм³. В її сольовому складі переважає натрію хлорид, наявні також гідрокарбонати (до 16,0 %) і кальцій (до 17,0 %), а також йод і бром. Уміст у воді вільної вуглекислоти становить 1,4–1,5 г/дм³.

Вуглекислі мінеральні води всіх типів містять підвищену кількість (порівняно з прісними водами) йоду, фтору, бору, а місцями органічної речовини та сірководню. Розчинені у водах газу на 90,0–99,0 % представлені вуглекислотою (табл. 7.8).

Таблиця 7.8

Характеристика хімічного складу деяких джерел вуглекислих мінеральних вод України

Розташування джерела, назва мінеральної води	Глибина залягання (м)	Дебіт (дм ³ /с)	Формула Курлова	Біологічно активні компоненти
м. Ужгород, Закарпатська область	48,0	2,8	CO ₂ 2М1,1 $\frac{HO_3,65Cl31SO_4}{Na51Ca27Mg17}$ рН 5,8	
с. Луги, Закарпатська область	40,0	0,8	CO ₂ 1,22М4,3 $\frac{HCO_3,96}{Na85Ca10}$ рН 6,2	F
с. Поляна Квасова, Закарпатська область, "Поляна Квасова"	77,0	самовилив	CO ₂ 2М1,1 $\frac{HCO_3,88Cl12}{Na94}$ рН 6,4	F, B
м. Свалява, Закарпатська область, "Свалява"	36,0	0,12	CO ₂ 1,4М4 $\frac{HCO_3,95}{Na81Ca14}$ рН 8,0	F
с. Драгове, Закарпатська область, "Драгівська"			CO ₂ 24М5,6 $\frac{HCO_3,50Cl49}{Na88Ca8}$ рН 6,5	Fe, B
с. Сіль, Закарпатська область, "Яворницька"	80,0	1,2	CO ₂ 1,9М16,0 $\frac{Cl84HCO_3,16}{Na78Ca17}$ рН 6,6	Br, Sr

Основна маса вуглекислого газу, що насичує закарпатські мінеральні води, утворюється головним чином унаслідок глибинних термометаморфічних процесів і надходить до верхніх шарів літосфери розслабленими тектонічними зонами. У складі цих газів поряд з метаморфічною вуглекислою присутня біогенна вуглекислота, утворення якої можна пояснити процесами, пов'язаними з мікробіологічною редукцією сульфатів за наявності органічних речовин нафтового типу.

Збагачення підземних вод вуглекислою в складних гідрогеологічних умовах цієї території разом з іншими гідрохімічними процесами й зумовлює утворення тут вуглекислих вод різноманітного іонного складу.

Сульфідні води. Районом зосередження основних родовищ сульфідних мінеральних вод на території України є південно-західна частина Волино-Подільського артезіанського басейну в межах прикордонної зони південно-західного краю Руської платформи та Передкарпатського прогину. Ця зона є районом винятково складної тектоніки. Тут, у порівняно неширокій зоні впродовж усієї прикордонної смуги платформи від кордону з Польщею на північному заході до м. Чернівці на південному сході встановлюється складна система скидів, валоподібних підвищень і флексур.

Характерною особливістю цієї зони є розвиток хемогенної товщі гілсоан-гідритових сірконосних порід тортону.

У північній частині зони біля м. Немирів Львівської області розташовано найбільше родовище солоних сульфідних вод і вод із середньою концентрацією сульфідів. Уміст сірководню в джерелах коливається від 60,0 до 156,0 мг/дм³. За хімічним складом вода є сульфатною кальцієво-натрієвою з мінералізацією близько 2,7 г/дм³ (табл. 7.9).

Друге велике родовище слабосульфідних вод і вод із середньою концентрацією сульфідів розташовано на південний схід від м. Немирів у районі с. Шкло. Це одне з найстаріших і відомих лікувальних джерел. Води типу "арзні" відрізняються від інших типів вуглекислих вод хлоридним натрієвим складом і високою мінералізацією. У Закарпатті води цього типу відомі в долинах річки Уж і його приток поблизу сіл Кострина та Сіль, де спостерігаються природні виходи мінеральних хлоридних натрієвих вод з мінералізацією від 4,8 до 14,4 г/дм³. У районі с. Сіль свердловини пробурені на глибину 80,0 м у тріщинуваті аргіліти та піщаники верхнього палеогену. Вони дають воду самопливом, дебіт становить 1,2 дм³/с. Мінералізація води тут досягає 16,0 г/дм³. В її сольовому складі переважає натрію хлорид, гідрокарбонати (до 16,0 %) і кальцій (до 17,0 %). У складі вуглекислих солоних вод району с. Сіль є також йод і бром. Уміст у воді вільної вуглекислоти становить 1,4–1,5 г/дм³.

Таблиця 7.9
Характеристика хімічного складу деяких джерел сульфідних мінеральних вод України

Розташування джерела	Глибина залягання (м)	Дебіт (дм ³ /с)	Формула Курлова	Біологічно активні компоненти
м. Немирів, Львівська область			H ₂ S 0,2М2,7 $\frac{SO_4,84Cl11}{Ca64(Na + K29)}$ рН 7,3	
с. Черче, Івано-Франківська область		0,58	H ₂ S 0,12М2,2 $\frac{SO_4,55HCO_3,43}{Ca75}$ рН 7,1	
с. Трускавець, Львівська область		0,28	H ₂ S 0,1М0,3 $\frac{Cl97}{Na97}$ рН 7,3	
Санаторій "Синяк", Закарпатська область	28,0	0,22	H ₂ S 0,06М1,4 $\frac{SO_4,86HCO_3,13}{Ca86Na13}$ рН 5,8	
м. Феодосія, АР Крим	70,0	0,35	H ₂ S 0,5 М3,1 $\frac{Cl95}{Na86}$ рН 7,5	Br, I
Аджи-Су, АР Крим		13	H ₂ S 0,03 М3,7 $\frac{Cl97}{Na96}$ рН 7,5	

Пробурені свердловини подають воду із вмістом сірководню до 73,0 мг/дм³. За переважними компонентами вода є сульфатною кальцієвою з мінералізацією 2,1 мг/дм³.

У с. Великий Любен (28,0 км від Львова) розташовано третє велике родовище сульфідних вод. Із глибини 55,0–155,0 м самопливом надходять води із вмістом сірководню 65,0–88,6 мг/дм³. Вода сульфатно-кальцієва з мінералізацією 2,3 мг/дм³.

У південній частині зони розвитку гіпсоносної смути в районі с. Щербинці Чернівецької області розташовано також родовище сульфідних мінеральних вод із вмістом сірководню 38,0–52,0 мг/дм³, сульфатних кальцієво-натрієвих – із мінералізацією 3,1 г/дм³. У цій полосі відома ще ціла низка родовищ сульфідних вод, які менше використовують (район с Роздолля, с. Пустомити Львівської області та ін.).

Формування мінеральної частини сульфідних вод цього району здійснюється збагаченням вод кальцію сульфатами внаслідок розчинення гіпсу, що є в гіпсоангідритній товщі тортону.

Складним питанням є виявлення природи сірководню, який міститься у цих водах, оскільки для утворення такої великої його концентрації потрібні величезні резерви вуглецю. Тому в числі ймовірних джерел вуглецю, який бере участь у мікробіологічних процесах, що, у свою чергу спричинює утворення сірководню, можна розглядати розсіяні залишки органічних речовин, можливі скупчення у цих породах нафтових бітумів, торф'яники та поклади сапропеліту, а також метан.

Імовірним джерелом вуглецю в цьому районі може бути метан*, що надходить через тектонічні порушення з боку зовнішньої зони Передкарпатського передового прогину в збагачені сульфатами води тортонських відкладів південно-західного краю Руської платформи.

Унаслідок надходження до сульфатних вод великої кількості газу, що містить вуглець, тут активно розвиваються мікробіологічні процеси редукції сульфатів, які спричинюють утворення сірководню.

Води залізисті та арсенисті. Залізисті лікувальні води на території України зустрічаються рідко. Вони відомі в основному в межах гірськоклядчастої області Карпат у зоні розвитку вуглекислих мінеральних вод. Значне родовище залізистих вод розташовано у високогірній частині Закарпатської області поблизу с. Келечина. Тут вуглекислі мінеральні води із вмістом заліза до 30,0 мг/дм³ виявляються у виході природних великих і дрібних джерел з дебітом близько 10,0 дм³/с. Виходи джерел належать до тріщинуватих піщаників палеогену на глибині 30–40,0 м. За хімічним складом води гідрокарбонатні кальцієві з мінералізацією 0,4–0,9 г/дм³.

* За Бабинцем А.Є.

Друге родовище залізистих вуглекислих вод є поблизу с. Кобилецька Поляна Рахівського району. За хімічним складом вони наближаються до вод Келечинського родовища. Обидва ці родовища, своєю чергою, наближаються за складом і вмістом заліза до підземних мінеральних джерел "Аршан" у Бурятії і відомого джерела "Криниця" у Польщі.

Арсенисті води мають невелике поширення: в межах одного родовища вуглекислих мінеральних вод у с. Кваси Рахівського району. Завдяки наявності у воді Квасівських джерел миш'яку в лікувальних нормах води були виділені серед вуглекислих вод Закарпаття у самостійний джульфійський тип. Уміст миш'яку у воді змінюється в межах 5,0–10,0 мг/дм³. За хімічним складом вода джерел гідрокарбонатно-хлоридна кальцієво-натрієва з мінералізацією 1,3 г/дм³, уміст вуглекислого газу в ній становить 1,5 г/дм³.

До **вод з високим умістом органічних речовин** належить вода відомого джерела "Нафтуса" на курорті "Трускавець" Львівської області, а також джерела березівських мінеральних вод у районі м. Харкова.

Вода типу "нафтуса" належить до піщано-глинистих відкладів воротищенської світи міоцену. Водомістка товща представлена слабокарбонатними бітумінозними глинами із прошарками пісків і середньозернистих поліміктових піщаників.

За хімічним складом мінеральна вода прісна гідрокарбонатна кальцієво-магнієва із загальною мінералізацією 0,6–0,8 г/дм³. За вмістом основних компонентів і мінералізацією вода родовища "Нафтуса" не відрізняється від прісних вод інших джерел, лише наявність у ній органічних речовин типу бітумів і гумінів, а також невеликих кількостей сірководню (до 1,5 мг/дм³) надають їй специфічного запаху і смаку.

Органічні речовини у воді "Нафтуса" представлені бітумами (до 25,0 мг/дм³), жировими кислотами, фенолами, нафтовими кислотами, гуміновими речовинами; з мікроелементів у ній є марганець, свинець, стронцій.

Розчинені у воді гази представлені в основному азотом (64,0 %) і вуглекислою (до 20,0 %); газонасиченість вод становить 45,0–53,0 мг/дм³. Формування мінеральних вод цього типу відбувається завдяки збагаченню прісних підземних вод легкими сполуками нафти та озокериту, які в значній кількості розсіяні в гірських породах району.

Радонові води. Основною областю поширення радонових вод є Український кристалічний масив.

Радонові води Українського кристалічного масиву поширені головним чином у тріщинуватій зоні кристалічних порід докембрію, але зустрічаються і в осадовій товщі.

Із північного заходу на південний схід зі зміною ландшафтно-кліматичних умов змінюється і водонасиченість тріщинуватої зони кристалічних порід,

* ГДК для питних вод становить 0,05 мг/дм³ арсену.

склад і мінералізація вод. У цьому самому напрямку спостерігається і зміна концентрації радону у воді. У північній частині (Полісся), більш зволожений, з незначною потужністю осадового покриву спостерігається інтенсивніший водообмін і прямий зв'язок із поверхнею. Концентрація радону на окремих ділянках не перевищує 150,0 еман. Води гідрокарбонатно-кальцієво-магнієвого складу з мінералізацією 0,5 г/дм³. Більш водонасиченими та з більшим вмістом радону у водах є катаклазовані пержанські граніти. Дещо на південь, у районі м. Полонне та Житомир, у водах гранітів житомирського та чуднівсько-бердичівського типів концентрація радону значно зростає. Підвищений вміст радону спостерігається також у водах алювіально-делювіальних та алювіальних відкладів. У районі м. Коростишев, на обох берегах річки Тертерів, концентрація радону в тріщинних водах – до 100,0 еман.

У центральній (лісостеповій) частині масиву на значній площі порід кіровоградсько-житомирського комплексу радонові води поширені в районі Бердичева, Білої Церкви, Миронівки, Умані, Звенигородки, Новоукраїнки, Знам'янки, Тального тощо (табл. 7.10).

Уміст радону у водах коливається від десятків до сотень еман. За складом води гідрокарбонатно-кальцієво-магнієві з мінералізацією до 1,0 г/дм³.

Найбільш високі концентрації радону спостерігаються в районі м. Біла Церква та Миронівка. Води збагачені вуглекислотою від 167,0 до 700,0 мг/дм³, загальна мінералізація – від 0,1 до 2,5 г/дм³. На базі радонових вод організовано санаторії.

Води, пов'язані з Криворізькою залізородною смугою, відрізняються певною своєрідністю. Тріщинуватість тут спостерігається до глибини 1000,0 м. За складом вони належать: у верхній зоні – до слабкомінералізованих (0,6–2,3 г/дм³) сульфатно-гідрокарбонатних натрієвих і натрієво-кальцієвих; у середній зоні – до солонуватих (11,0–16,0 г/дм³) сульфатно-хлоридних натрієвих і в нижній зоні – до хлоридних натрієвих розсолів (165,0 г/дм³). Уміст радону – десятки, сотні еман.

Низка родовищ радонових вод розташована на Побужжі, найбільше серед яких – Хмельницьке, безпосередньо біля Південного Бугу, у зоні поширення зеленувато-сірих магматитів, сірих гранітів і гнейсів. Наявність у районі розлому, очевидно, сприяє збагаченню вод вуглекислотою до 1100,0 мг/дм³ і зміні геохімічного режиму від окисної до відновної, що сприяє руйнуванню радіоактивних акцесорій. У м. Хмельнику функціонують санаторії.

Далі, уздовж Південного Бугу та його приток також зустрічається низка ділянок з підвищеним вмістом радону у водах тріщинуватої зони (села Ульянівка, Ольхове, Станіславчик, Таужна, міста Гайворон, Первомайськ тощо). Води цього району звичайно невисокої мінералізації (до 1,0 г/дм³), гідрокарбонатно-кальцієвого складу. Уміст радону коливається від 1,0 до 50,0–100,0 еман.

Таблиця 7.10
Характеристика хімічного складу деяких джерел радонових мінеральних вод України

Розташування джерела	Глибина залягання (м)	Дебіт (дм³/с)	Формула Курлова	Біологічно активні компоненти
м. Хмельник, Вінницька область	6,8	1,8	Rn 185 2M0,7 $\frac{\text{HCO}_3\text{82Cl18}}{\text{Ca58Mg18Na14}}$ pH 7,3	SiO ₂ , Fe, Mn
м. Миронівка, Київська область	15,4		Rn 560 M2,2 $\frac{\text{HCO}_3\text{89Cl10}}{\text{Ca45Mg33Na16}}$ pH 7,0	SiO ₂ , Fe, Mn
м. Знам'янка	10,0		Rn 286 M1 $\frac{\text{HCO}_3\text{64SO}_4\text{23Cl12}}{\text{Na40Ca39Mg18}}$ pH 7,0	Fe, Mn
м. Київ, урочище Конча-Заспа	220,0	0,5	Rn 449 M3,7 $\frac{\text{Cl49 SO}_4\text{15}}{\text{Na80Ca13}}$ pH 7,1	

Збагачені радоном підземні води зустрічаються на території приазовської частини масиву в районі с. Андріївка, Тельманово, ст. Волноваха. За складом вони сульфатно-гидрокарбонатні та сульфатно-хлоридні з мінералізацією до 3,0 г/дм³.

Аналіз матеріалів показує, що вміст радону не залежить від типу водонесучих порід, а пов'язаний лише з кількістю акцесорних радіоактивних мінералів – циркону, монациту, торію, фергюстину тощо. Вилугованню їх часто сприяє збагаченість вод вуглекислою, наявність кисневого геохімічного режиму.

Високорадіоактивні води, які зустрічаються в зонах розломів, зокрема в Миронівці та Хмельнику, є радоново-радієвими. Цей різновид вод характеризує аномально висока мінералізація. Уміст розчинених газів тут сягає 1100,0 мг/дм³ (Хмельник). У складі розчинених газів переважає вуглекислота.

Родовища радонових вод не вичерпуються областю Українського кристалічного масиву, хоч ця територія найбагатша водами цього типу. Радіоактивні мінеральні води відомі також у межах Донецького басейну, вони можуть виявлятися у Карпатах і Криму.

Таким чином, лікувальні мінеральні води (з урахуванням вод без специфічних компонентів, які не розглядалися) наявні майже в усіх областях України. Найбільшу їхню кількість виявлено в Передкарпатті, Закарпатті та Криму. Загалом на території країни зареєстровано понад 500 мінеральних джерел, а використовується близько 25,0 %.

Промислові води. Територія нашої країни є достатньо перспективною щодо наявності промислових вод. На невеликих глибинах у районах поширення соленосних відкладів девону та пермі в Дніпровсько-Донецькій западині й Донбасі, неогену в Передкарпатському та Закарпатському прогінах містяться величезні запаси високомінералізованих хлоридно-натрієвих вод, які належать до промислових (мінералізація більше 50,0 г/дм³).

Багато років експлуатувалися природні розсоли на Слов'янському солепромислі. Широкі можливості для добування природних розсолів є в багатьох пунктах на ділянках неглибокого залягання соляних пластів і соляних штоків у північно-західній частині Донбасу, Дніпровсько-Донецькій западині, Передкарпатті та Закарпатті.

Крім натрію хлориду, із підземних вод промислового значення можна добувати йод і бром. Перспективними в цьому плані є Дніпровсько-Донецький, Волино-Подільський, Передкарпатський, Закарпатський і Причорноморський артезіанський басейни.

До **вод без специфічних компонентів і властивостей** належать такі, що не містять фармакологічно активних речовин.

Азотні сульфатні та сульфатно-гидрокарбонатні кальцієві й кальцієво-натрієві води з мінералізацією 2,0–15,0 г/дм³ поширені східною частиною Волино-Подільського артезіанського басейну за межами Львівської кам'яно-

вугільної мульди, а також північно-західною частиною Причорноморського артезіанського басейну та в гірськоскладчастій області Криму.

У Волино-Подільському артезіанському басейні ці води належать до вапняків і доломітів девону і лише в самій південно-східній частині басейну – до піщаників крейдистої системи. Глибина залягання водоносних горизонтів сягає 750,0–800,0 м у девонських відкладах і 100,0–120,0 м – у крейдовій товщі. Води напірні, п'езометричні рівні встановлюються за свердловинами на глибинах, що близькі до денної поверхні; місцями свердловини мають дебіт 2,0–10,0 $\text{дм}^3/\text{с}$.

За хімічним складом переважають сульфатні та сульфатно-гідрокарбонатні води з мінералізацією 2,0–5,0 $\text{г}/\text{дм}^3$, катіонний склад мінеральної частини характеризується наявністю натрію, кальцію та магнію. Збагачення вод сульфатами відбувається в основному за рахунок розчинення гіпсу.

Сульфатна натрієво-кальцієва вода з мінералізацією 4,4 $\text{г}/\text{дм}^3$, виявлена біля с. Олесько Львівської області на глибині 756,0 м у вапняках девону, використовується заводом мінеральних вод для розливу. Вода надходить із свердловини самопливом із дебітом 11,0 $\text{дм}^3/\text{с}$.

Причорноморським артезіанським басейном сульфатні та сульфатно-гідрокарбонатні кальцієві й кальцієво-натрієві води поширені лише в його північно-західній частині й належать до вапняків і піщаників неогену. Глибина залягання підземних вод – у межах 100,0–150,0 м. Утворення їх пов'язано головним чином із вилуговуванням водомістких товщ (гіпсів, мергелів, вапняків і піщаників).

У Кримській гірськоскладчастій області сульфатні води утворюються в зоні вивітрювання таврійських глинистих сланців унаслідок розкладання колчеданів. У багатьох місцях ці води виходять на поверхню у вигляді джерел, які відрізняються в більшості випадків невеликим дебітом; нерідко в них наявний сірководень.

Азотні хлоридно-сульфатні, хлоридно-сульфатно-гідрокарбонатні натрієві та натрієво-магнієві води з мінералізацією 2,0–15,0 $\text{г}/\text{дм}^3$ поширені у відкритій частині Донецької складчастої споруди, центральній частині Причорноморського складчастого басейну, північній частині Керченського півострова, на сході Кримської гірськоскладчастої області, на окремих ділянках Передкарпатського прогину та в межах Криворізької субгеосинклінали на Українському кристалічному щиті. У Донецькому басейні хлоридносульфатно-гідрокарбонатні води з мінералізацією до 5,0 $\text{г}/\text{дм}^3$ належать до піщаників карбону. У долинах річок ці води виходять у вигляді джерел різного дебіту.

У Причорноморському артезіанському басейні значно поширені хлоридно-сульфатні води різного катіонного складу з мінералізацією в більшості випадків від 2,0 до 5,0, рідше – до 10,0 $\text{г}/\text{дм}^3$. Територіально цей тип вод виявляється широкою смугою від західних до східних меж басейну. Води належать до водоносних горизонтів у вапняках середнього та верхнього сармату, меотису і

понту, лише в південно-західній частині басейну такі води зустрічаються у піщаниках, мергелях і вапняках крейдової товщі, а в самій східній частині басейну – у пісках палеогену.

Глибина залягання водоносних горизонтів у неогеновій товщі – у межах від десятків до 100,0–150,0 м, у крейдових відкладах – 400,0–576,0 м. Води скрізь напірні, дебіти свердловин становлять у середньому 1,0–3,0 $\text{дм}^3/\text{с}$.

У межах складчастих структур північно-східної частини Керченського півострова солонуваті хлоридно-сульфатні та хлоридно-сульфатно-гідрокарбонатні води з мінералізацією 2,0–10,0 $\text{г}/\text{дм}^3$ зустрічаються в торгонських, сарматських, понтмеотичних і пліоценових відкладах. Водоносні горизонти належать до прошарків вапняків, мергелів і пісків, які чергуються з водотривкими глинами. Глибина залягання водоносних горизонтів змінюється від кількох десятків метрів у відкладах понтмеотису до 1000,0 м – у торгонських утвореннях. Водоносні горизонти майже повсюди характеризуються напірними властивостями.

Лагунно-морські відклади середнього та верхнього пліоцену на Керченському півострові обводнені лише в центральних частинах мульд, мінералізація вод змінюється від 2,0 до 5,0–6,0 $\text{г}/\text{дм}^3$, збільшуючись на периферії.

На східному зануренні складчастої системи Гірського Криму, у межах Судацько-Феодосійської дислокованої зони солонуваті хлоридно-сульфатні натрієво-магнієві води належать до тріщинуватих зон у крейдових і палеогенових відкладах. У районі Феодосії сульфатно-хлоридна натрієва вода з мінералізацією 4,5 $\text{г}/\text{дм}^3$ виявлена свердловиною у крейдових відкладах на глибині 7,0 м. У цьому районі спостерігаються і численні джерела з водами подібного хімічного складу.

У Передкарпатському крайовому прогині азотні хлоридно-сульфатні води зустрічаються у піщано-глинистій товщі міоцену. Вода з мінералізацією 14,0 $\text{г}/\text{дм}^3$ використовується для лікування на курорті Трускавець (джерело "Бронислав").

У центральній частині Українського кристалічного масиву, в області розвитку давніх залізкременистих порід на глибині 350,0 м виявлено такий тип вод з мінералізацією 2,3 $\text{г}/\text{дм}^3$, за хімічним складом – хлоридно-сульфатні.

Головною областю поширення азотних хлоридних і хлоридно-гідрокарбонатних натрієвих вод з мінералізацією від 2,0 до 15,0 $\text{г}/\text{дм}^3$ є Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн (табл. 7.11). Мінералізація вод помітно зростає (до 10,0–15,0 $\text{г}/\text{дм}^3$) поблизу солянокупольних структур, за складом води звичайно хлоридно-натрієві; із віддаленням від соляних куполів води набувають хлоридно-гідрокарбонатно-натрієвого складу, мінералізація їх – у межах 2,0–5,0 $\text{г}/\text{дм}^3$. Глибина залягання водоносних горизонтів змінюється від кількох десятків метрів у периферійних частинах басейну до 640,0 м у центральній частині (курорт "Миргород"). Води напірні, місцями надходять із свердловин самовливом із дебітом до 4,0 $\text{дм}^3/\text{с}$.

Другим районом поширення вод цієї групи є Причорноморський артезіанський басейн, де води течуть неширокою смугою. Вони залягають у відкладах нижнього сармату і тортону, а також у межах Альминської западини в крейдових та юрських відкладах. Водоносні горизонти – напірні. Максимальна глибина залягання – у північно-західній частині Альминської западини. У районі м. Саки хлоридно-гідрокарбонатно-натрієві води з мінералізацією 2,1 г/дм³ виявлені свердловиною у піщаниках нижніх крейдових відкладів на глибині 863,0 м. П'єзометричний рівень встановлюється на 1,2 м вище від поверхні землі, дебіт свердловини – 30,0 дм³/с.

Таблиця 7.11

Характеристика хімічного складу деяких джерел азотних хлоридних і хлоридно-гідрокарбонатних натрієвих мінеральних вод України

Розташування джерела, назва мінеральної води	Глибина залягання (м)	Дебіт (дм ³ /с)	Формула Курлова	Біологічно активні компоненти
Миргород, Полтавська обл., "Миргородська"	642,0	11,0	M2,9 $\frac{Cl76 HCO_3 15}{Na96}$ pH 5,6	Fe, B
Саки, Автономна Республіка Крим	803,0		M2,1 $\frac{Cl46HCO_3 44}{Na98}$ pH 6,6	Bг, B
Євпаторія, Автономна Республіка Крим	1010,0	6,6	M9,9 $\frac{Cl92}{Na95}$ pH 7,5	Bг, B, SiO ₂
Куяльник, Одеська область, "Куяльник"		19,5	M14 $\frac{Cl83}{(Na+K)74}$	

На окремих ділянках Кримської гірськоскладчастої області хлоридно-гідрокарбонатні натрієві води витікають джерелами, виявляються свердловинами у відкладах таврійської серії.

Цей тип вод успішно використовують в Україні для лікування (курорти "Миргород", "Саки", "Євпаторія").

Азотні хлоридні натрієві води з мінералізацією 15,0–35,0 г/дм³ в Україні поширені мало, винятково в межах Кримської гірськоскладчастої області й належать до тріщин вивітрювання глинисто-сланцевої товщі таврійської серії чи інтенсивно тріщинуватих зон тектонічних порушень. У районі м. Алушка в одній свердловині виявлено хлоридну натрієво-кальцієву воду з мінералізацією 15,0 г/дм³ у відкладах таврійської серії на глибині 450,0 м.

Азотні хлоридні натрієві та натрієво-кальцієві води (азотні розсоли) з мінералізацією понад 35,0 г/дм³ поширені в Україні в глибинних частинах геологічного розрізу Кримської гірськоскладчастої області та в Криворізькій субгеосинкліналі на Українському кристалічному масиві.

В області Гірського Криму азотні хлоридні натрієві та натрієво-кальцієві води виявляються в зоні вповільненого і достатньо вповільненого водообміну, яка охоплює нижню частину товщі глинистих сланців таврійської серії, розбитої численними тектонічними порушеннями.

В області розвитку залізкокременистих порід Криворізької субгеосинклінали під час буріння свердловин і розробки шахт виявлено азотні хлоридно-натрієві води з мінералізацією 7,0–144,0 г/дм³.

Зона хлоридних вод у породах криворізької серії розташована значно нижче від рівня моря. Збереженню хлоридних натрієвих розсолів у Криворізькій зоні сприяє залягання їх нижче від загального базису ерозії.

У мінералізованих водах Криворіжжя наявні хлориди кальцію та магнію, утворення яких, очевидно, пов'язано з метаморфізацією вод морського генезису внаслідок обмінних реакцій між глинистими континентальними породами та морською водою.

Метанові та азотно-метанові хлоридно-карбонатні натрієві води з мінералізацією від 2,0 до 15,0 г/дм³ мають невелике територіальне розповсюдження на півдні України – у Причорноморському артезіанському басейні та в зовнішній антиклінальній зоні Карпат.

У прибережній смузі західної частини Причорноморського артезіанського басейну горизонти хлоридно-гідрокарбонатних натрієвих вод з мінералізацією близько 3,0 г/дм³ виявлені буровими свердловинами в районах курортів "Сергіївка", "Затока" та "Приморський". Глибина залягання водоносних горизонтів – 200,0–300,0 м. Водомісткими породами є слабобітумінозні вапняки середнього сармату. Горизонт високонапірний, п'єзометричні рівні встановлюються вище від поверхні землі, дебіт свердловин під час самопливу сягає 3,0 дм³/с. Свердловини газують метаном.

На південно-західній рівнині Керченського півострова під буріння розвідувальних свердловин у цілій низці структур у майкопських, еоценових, верхньо- і нижньокрейдових відкладах виявлені хлоридно-гідрокарбонатні натрієві води з мінералізацією до 15,0 г/дм³. Водомісткими породами є прошарки пісків, піщаників і вапняків, які залягають у товщі на глибині від 300,0–500,0 м у майкопських відкладах, до 2000,0 м – у відкладах нижньої крейди. Горизонти вод високонапірні та високодебітні. Свердловини звичайно перебивають воду з дебітом до 15,0 дм³/с. У більшості випадків води мають високу температуру (до 54,0 °С), унаслідок чого набувають цінності як термальні.

У зовнішній антиклінальній зоні Карпат метанові хлоридно-гідрокарбонатні натрієві води з мінералізацією до 15,0 г/дм³ виявлено у відкладах палеогену (сміт Битків).

Метанові, азотно-метанові хлоридні натрієві та натрієво-кальцієві води з мінералізацією 2,0–15,0 г/дм³ поширені в Передкарпатському прогині, у північно-західній частині Дніпровсько-Донецького артезіанського

басейну, у межах Донецької складчастої споруди і в Причорноморському артезіанському басейні.

У Передкарпатті слабкосолонуваті хлоридні натрієві води належать головним чином до карбонатних порід тортону та сармату, що залягають на глибинах 80,0–460,0 м.

У північно-західній частині Дніпровсько-Донецького артезіанського басейну цей тип вод виявлено в Чернігівській області на глибині 704,0 м у відкладах тріасу.

У межах Донецької складчастої споруди ці води належать до піщаників, сланців і вапняків кам'яновугільної системи, глибина залягання – у межах 135,0–460,0 м.

На півдні України, у Причорноморському артезіанському басейні, солонуваті хлоридні натрієві води з мінералізацією до 16,0 г/дм³ поширені в піщаниках і карбонатних породах крейди і палеогену. Вони виявлені тут у великій кількості свердловин на глибинах 70,0–1000,0 м і більше. Водоносність порід нестала – від десятих часток літрів на секунду до 30,0 дм³/с. Водоносні горизонти – напірні. У степовій частині Криму в крейдових і палеогенових відкладах такі води з мінералізацією мають підвищену температуру, тому є термальними чи субтермальними.

Метанові, азотно-метанові хлоридні натрієві та натрієво-кальцієві води з мінералізацією 15,0–35,0 г/дм³. Хлоридні натрієві та натрієво-кальцієві води з мінералізацією від 15,0 до 35,0 г/дм³ мають на території України значне поширення. Вони залягають у зонах уповільненого водообміну всіх без винятку артезіанських басейнів, а також у Передкарпатському крайовому прогині та гірськоскладчастій області Карпат. Немає таких вод лише в найбільш підвищеній частині території – на Українському кристалічному масиві. Цей тип вод належить до різноманітних комплексів мезо-кайнозойських порід із великим діапазоном глибин залягання.

Водомісткими товщами є карбонатні та піщані породи. Горизонти підземних вод повсюди високонапірні з різним ступенем водоносності. Мінералізація вод закономірно зростає із зануренням водоносних комплексів. У воді міститься бром.

Метанові, азотно-метанові хлоридні натрієві та натрієво-кальцієві води (метанові розсоли) з мінералізацією понад 35,0 г/дм³ розвинені в межах усіх артезіанських басейнів, відомих на території України. Вони належать до найбільш занурених центральних частин, де, на відміну від крайових ділянок, створюються сприятливі умови для тривалого збереження метаморфізованих високомінералізованих підземних вод, наявних у зоні утрудненого водообміну.

У Дніпровсько-Донецькому артезіанському басейні зона утрудненого водообміну охоплює породи тріасу, пермі, карбону і девону. Води, що належать до цієї зони, характеризує висока мінералізація, що поступово зростає з гли-

биною; на максимальних глибинах досягає 308,0 г/дм³. У Дніпровсько-Донецькому артезіанському басейні виявлено найбільш високі значення мінералізації підземних вод для всієї платформної частини території країни. Глибина залягання підземних вод змінюється від 327,0 м у відкладах тріасу до 3000,0 м – у відкладах девону.

У найглибшій зоні малорухливих підземних вод Волино-Подільського артезіанського басейну солоні води та розсоли виявлено в нижньокам'яновугільних відкладах. Мінералізація вод змінюється від 35,0 до 190,0 г/дм³. Глибина залягання у північній частині Львівської кам'яновугільної мульди – 300,0–315,0 м, а в її центральній частині збільшується до 2690,0 м.

У південній частині території України, у Причорноморському артезіанському басейні, підземні води, які належать до зони утрудненого водообміну, належать головним чином до поріду крейдової системи та відокремлені від зони вільного водообміну потужною товщею еоценових та олігоценних глин. За хімічним складом води хлоридні натрієві та натрієво-кальцієві, мінералізація їх закономірно збільшується з глибиною та в напрямку до осьової частини басейну. Максимальна мінералізація – 73,0 г/дм³ (с. Новоолексіївка). Ця закономірність порушується у кримській частині басейну, де глибші горизонти містять води з меншою мінералізацією порівняно з верхніми горизонтами. Це пояснюється, очевидно, інтенсивнішим підтоком прісних вод до нижніх горизонтів з боку Тарханкутського підвищення.

У південно-західній частині Причорноморського артезіанського басейну цей тип вод належить до крейдових, юрських, тріасових і палеозойських відкладів. Водомісткими породами є піщаники та вапняки. Особливо великі резерви вод – у юрських і тріасових відкладах. Напори підземних вод юрського водоносного горизонту перевищують 15195,0 кПа (150,0 атм), дебіти глибоких горизонтів досягають 400,0 м³/добу. Мінералізація закономірно збільшується з глибиною, сягаючи 106,0 г/дм³ у водоносних горизонтах, що належать до палеозойських відкладів.

У Закарпатському внутрішньому прогині, який охоплює Чоп-Мукачівський і Солотвинський артезіанські басейни, метанові та азотно-метанові розсоли виявлені свердловинами всім стратиграфічним розрізом від верхнього міоцену (сармат) до крейди включно. Глибина залягання водоносних горизонтів змінюється від кількох сотень метрів у відкладах сармату до 4000,0 м в утвореннях крейдової системи. Водоносні горизонти відрізняються низькою водоносністю, приплив до свердловин у більшості випадків становить 0,5–3,0 м³/добу. Максимальні значення мінералізації вод (254,0 г/дм³) виявлені для водоносних горизонтів, пов'язаних із торгонськими відкладами. Метанові хлоридні натрієві води з мінералізацією більше 35,0 г/дм³ виявлені також у глибоких частинах геологічного розрізу флішового комплексу порід зовнішньої зони Карпат і Передкарпатського прогину.

У багатьох містах України підземні *гідрокарбонатні столові води* з мінералізацією до $1,0 \text{ г/дм}^3$ використовують для розливу, які можна вживати без обмежень. Серед катіонів у них переважають кальцій, магній, натрій. Наприклад, вода "Оболонська" (м. Київ) є гідрокарбонатною кальцієво-натрієвою з мінералізацією $0,6 \text{ г/дм}^3$ і $\text{pH} = 7,5$; "Харківська" – гідрокарбонатна кальцієво-натрієва з мінералізацією $0,6 \text{ г/дм}^3$ і $\text{pH} = 7,5$; "Дніпропетровська" – гідрокарбонатна кальцієва з мінералізацією $0,7 \text{ г/дм}^3$.

Контрольні запитання

1. Охарактеризуйте хімічний склад підземних вод Українського кристалічного масиву.
2. Який хімічний склад підземних вод у четвертинних відкладах Дніпровсько-Донецького артезіанського басейну?
3. Особливості хімічного складу підземних вод Волино-Подільського артезіанського басейну в неогенових відкладах.
4. Який хімічний склад підземних вод Причорномор'я, умови його формування?
5. Назвіть особливості хімічного складу підземних вод у зоні утрудненого водообміну.
6. Які підземні води називають мінеральними?
7. До яких геологічних структур приурочені радонові та радієві мінеральні води?

8. МОРЯ

Територія України омивається водами Чорного і Азовського морів. Розглянемо основні закономірності формування хімічного складу води цих морів за головними іонами, солоністю, наявністю у воді розчинених газів, біогенних елементів та органічних речовин; основні еколого-гідрохімічні проблеми, пов'язані з антропогенним впливом на гідрохімічний режим цих морів.

8.1. Чорне море

Загальна характеристика. Чорне море за межами його північно-західної мілководної частини є величезною котловиною з порівняно плоским дном і достатньо крутими берегами. На південному заході воно через протоки Босфор і Дарданелли має вихід у Мармурове море (межа між Чорним і Мармуровим морями проходить лінією мис Румелі – мис Анадола) і далі до Середземного моря Атлантичного океану. Керченська протока з'єднує Чорне та Азовське моря, межею між ними є лінія від мису Такіль до мису Панагія. Глибоко врізане в сушу Чорне море належить до внутрішніх морів.

У сучасних межах море характеризується основними морфометричними показниками: площа – 420,3 тис. км², об'єм – 547,0 тис. км³, середня глибина – 1315,0 м, найбільша глибина – 2210,0 м.

У Чорне море впадають такі великі ріки, як Дунай, Дніпро, Ріоні, Чорох, Єшіль-Ірмак, Сакаря та багато малих річок. Щорічно з них до моря надходить близько 310,0 км³ прісної води, причому близько 200,0 км³ річкового стоку припадає на Дунай (44,0 км³ на Дніпро). Атмосферні опади дають 230,0 км³ прісної води на рік. Верхньою течією з Азовського до Чорного моря надходить щорічно близько 30,0 км³ опріснених вод. Глибинною течією через Босфор до Чорного моря потрапляє близько 175,0 км³ солоної середземноморської води.

Віддача чорноморської води відбувається випаровуванням в атмосферу (360,0 км³ на рік), поверхневим стоком через Босфор до Мармурова моря (210,0 км³) та нижньою течією до Азовського моря (близько 20,0 км³).

Баланс деяких компонентів хімічного складу води Чорного моря подано в табл. 8.1.

Таблиця 8.1

Баланс деяких компонентів хімічного складу води Чорного моря

(10⁶ т/рік)

Статті надходження та витрати	Cl ⁻ + Br	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺
<i>Надходження</i>					
Річковий стік	5,6	11,6	54,9	17,5	3,4
Атмосферні опади					
Приплив із Босфору	3435,0	480,9	25,1	73,2	229,5
Приплив з Азовського моря	338,0	50	8,90	9,0	22,9
Сума	3779,0	543	89,0	100,0	256,0
<i>Витрати</i>					
Стік у Босфор	3433,0	483,6	66,4	84,1	233,8
Стік в Азовське море	322,0	45,4	6,3	7,9	21,9
Випаровування					
Сума	3755,0	529,0	73,0	92,0	256,0

Добре прогрівання поверхні Чорного моря зумовлює високу середню температуру води (8,9 °С). Улітку температура поверхневого шару води може досягати 25,0–26,0 °С.

Розподіл температури по вертикалі для більшої частини року характеризується і найбільшими величинами на поверхні, деяким зниженням до горизонтів 60,0–75,0 м, звідки вона дуже повільно підвищується з глибиною та біля дна на глибинах 2000,0 м досягає 9,2 °С, що пояснюється геотермічним припливом від дна. На горизонтах 75,0–1000,0 м розташований холодний проміжний шар, вода якого протягом усього року звичайно має температуру 7,0–8,0 °С у відкритих районах моря. Сезонні зміни температури води проявляються до горизонтів 150,0–200,0 м, але найбільш чітко вони виражені у верхньому 50,0–60,0-метровому шарі. Акваторія Чорного моря, за невеликим винятком, завжди вільна від льоду. Лише в окремі роки в північно-західній частині прибережні води покриваються льодом. В особливо суворі зими лід уздовж західного берега може поширюватися до Босфору; у м'які зими замерзають лише лимани і деякі бухти. Найчастіше утворення льоду починається у середині грудня. Протягом зими льодовий покрив нестійкий. Залежно від погоди відбувається то скресання, то замерзання прибережної зони моря. Товщина льоду досягає 14,0–15,0 см, а в суворі зими біля Одеси – 50,0–55,0 см. Скресання починається наприкінці лютого – на початку березня. Наприкінці березня лід скрізь зникає повністю.

Ще 1890 року, під час першої глибоководної експедиції з вивчення Чорного моря, очолюваної М.І. Андрусовим, було встановлено, що, на відміну від інших морів та океанів, у Чорному морі в порівняно малому верхньому

шарі вода містить кисень (до 200,0 м), а вся інша товща води 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, в окремих частинах морів та океанів є ділянки, в яких води, насичені сірководнем, зберігаються протягом усього року. Це давно відомі норвезькі фіорди, окремі ділянки Аравійського моря, западина Кар'яко на шельфі Карибського моря, який прилягає до Венесуели, озеро-фіорд Нитінет на Тихоокеанському узбережжі Північної Америки тощо.

Аналогічні умови є й у деяких озерах на різних материках: у гірських озерах Швейцарії, Німеччини, Італії, озерах США, Японії, Африки. Це так звані мероміктичні озера, в яких вертикальна циркуляція водних мас, як і в Чорному морі, не доходить до дна. Такі озера є і в Росії – Біловодь (Володимирська обл.), Могильне (на о. Кильдін); в Азербайджані – Гьок-Гель.

Серед низки робіт за результатами досліджень хімічного складу вод Чорного моря однією з узагальнювальних є публікація Б.О. Сколинцева, положення з якої розглянемо в цьому розділі.

Основні іони та солоність води. При аргентометричному визначенні хлорності (Cl %) іони срібла зв'язуються не тільки хлоридами, а також бромідами та йодідами. Тому ідеться про сумарний уміст цих компонентів. У воді з хлорністю 19 ‰ величини співвідношення

$$\text{Cl}^- : \text{Cl} \% = 0,99894 \text{ і } \text{Br}^- : \text{Cl} \% = 0,00340.$$

Для вод Чорного моря характерне збільшення хлорності за глибиною (табл. 8.2).

Таблиця 8.2

Середня хлорність вод глибоководної частини Чорного моря

Глибина (м)	Хлорність (‰)	Глибина (м)	Хлорність (‰)
0,0	10,00	300,0	12,00
50,0	10,31	500,0	12,17
100,0	11,10	1000,0	12,31
150,0	11,50	1500,0	12,33
200,0	11,78	2000,0	12,34

Сульфати. Для чорноморських вод характерним є зростання вмісту SO_4^{2-} від поверхні до 750,0–1000,0 м глибини, а потім – спад (табл. 8.3). Співвідношення $\text{SO}_4^{2-} : \text{Cl} \%$ зменшується від поверхні, залишається сталим на 150–200 м, де наявна нестача кисню і з'являється сірководень. Із глибиною це співвідношення знову зменшується. У воді океанів абсолютний уміст сульфатів значно вищий і майже сталий по вертикалі.

Малі величини співвідношення $\text{SO}_4^{2-} : \text{Cl} \%$ у глибинних водах Чорного моря зумовлені процесом сульфатредукції, що супроводжується утворенням сульфатів і збільшенням лужності води.

Сталість співвідношення $\text{SO}_4^{2-} : \text{Cl} \%$ на 150,0 і 200,0 м пов'язана з окисненням сульфідів до сульфатів, яке відбувається у цьому проміжному шарі.

Натрій і калій. Зростання з глибиною лужних металів натрію та калію практично пропорційне зростанню хлорності, що зумовлює відносну стабільність по вертикалі співвідношення лужних металів і $\text{Cl} \%$ (табл. 8.4). Для вод океану та прилеглих морів прийнято такі величини цих співвідношень

$$\text{Na}^+ : \text{Cl} \% = 0,555, \text{K}^+ : \text{Cl} \% = 0,2.$$

Значення цих коефіцієнтів у воді Чорного моря наближаються до них, що узгоджуються з близькістю хлорного коефіцієнта чорноморських та океанських вод.

Таблиця 8.3

Середній вміст сульфатів у воді Чорного моря та середня хлорність у цих пробах

Глибина (м)	SO_4^{2-} (мг/дм ³)	Cl	$\text{SO}_4^{2-} / \text{Cl}$	Глибина (м)	SO_4^{2-} (мг/дм ³)	Cl	$\text{SO}_4^{2-} / \text{Cl}$
0,0	1,43	10,14	0,1409	750,0	1,69	12,26	0,1379
50,0	1,45	10,31	0,1410	1000,0	1,69	12,31	0,1375
100,0	1,56	11,11	0,1406	1250,0	1,69	12,33	0,1371
150,0	1,63	11,60	0,1403	1500,0	1,69	12,33	0,1373
200,0	1,65	11,79	0,1003	1750,0	1,68	12,33	0,1368
300,0	1,67	12,00	0,1395	2000,0	1,68	12,34	0,1362
500,0	1,68	12,17	0,1385				

Таблиця 8.4

Середній вміст натрію і калію у воді Чорного моря і середня хлорність у цих пробах води

Глибина (м)	Na^+	K^+	Cl	Na^+ / Cl	K^+ / Cl
183,0	6,254	0,236	11,38	0,5494	0,0207
439,0	6,731	0,256	12,15	0,5539	0,0211
941,0	6,795	0,234	12,26	0,5541	0,0191
2010,0	6,767	0,245	12,33	0,5490	0,0200

Кальцій і магній. Уміст кальцію зростає по вертикалі. Співвідношення $\text{Ca}^{2+} : \text{Cl} \%$ має найбільше значення у верхніх шарах, де особливо відчувається вплив вод річкового стоку. Починаючи із глибини 150,0 м, ця величина практично стала (табл. 8.5). В океанській воді середня величина цього співвідношення становить 0,0213; більш високі його величини по всій вертикалі Чорного моря (майже на 10,0 %) зумовлені насамперед відносно вищим впливом вод річкового стоку.

Абсолютна концентрація магнію по вертикалі у воді Чорного моря зростає, а співвідношення Mg^{2+} : $Cl\%$ практично стало (табл. 8.5). У воді океанів це співвідношення достатньо стало і становить 0,0668. У чорноморській воді воно вище на 2,0 %; причина цього явища така сама, що й у випадку з кальцієм.

Таблиця 8.5

Середній вміст кальцію та магнію у воді Чорного моря та середня хлорність у цих пробах води

Глибина (м)	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl	Ca^{2+}/Cl	Mg^{2+}/Cl
	(мг/дм ³)			(‰)	
0,0	0,2504	0,6968	10,23	0,0245	0,0681
50,0	0,2536	0,7134	10,46	0,0242	0,0682
100,0	0,2688	0,7674	11,24	0,0239	0,0683
150,0	0,2744	0,7906	11,65	0,0235	0,0678
200,0	0,2792	0,8014	11,82	0,0236	0,0678
300,0	0,2812	0,8176	12,03	0,0234	0,0679
500,0	0,2850	0,8302	12,18	0,0234	0,0681
750,0	0,2884	0,8353	12,28	0,0235	0,0680
1000,0	0,2890	0,8367	12,30	0,0235	0,0680
1250,0	0,2892	0,8385	12,32	0,0235	0,0681
1500,0	0,2894	0,8400	12,34	0,0234	0,0680
1750,0	0,2912	0,8361	12,34	0,0236	0,0678
2000,0	0,2870	0,8384	12,34	0,0232	0,0679

Солоність води. Великий річковий стік і надходження солоних вод із Мармурового моря зумовлюють досить високу (21,90 ‰) середню солоність Чорного моря. Однак солоність на його поверхні майже вдвічі менша, ніж поверхневих вод морів Світового океану (35,0 ‰). Відносно стабільний хлорний баланс Чорного моря пояснюється збалансованими величинами надходження солей із нижньобосфорською течією, річковим стоком та їхнім винесенням верхньобосфорським потоком.

Розподіл солоності на поверхні моря характеризується незначним (17,5–18,3 ‰) збільшенням із північного заходу на південний схід. Це пояснюється впливом річок, які впадають у північно-західну частину моря. Понижена до 5,0–10,0 ‰ солоність спостерігається також у вузькій прибережній смузі, поблизу гирл великих річок (рис. 8.1).

Невелике опріснення біля Керченської протоки пояснюється проникненням сюди менш солоних вод Азовського моря.

Значення поверхневої солоності змінюються за сезонами, що найбільш чітко виявляється в опріснених районах. Узимку солоність дещо нижча через зменшення припливу річкових вод у море, у західній частині якого її збільшенню сприяє осолонення та утворення льоду. Улітку значний річковий стік і надходження води підтримують розпріснення, а морські течії поширюються на схід і до південно-західного берегу Криму.

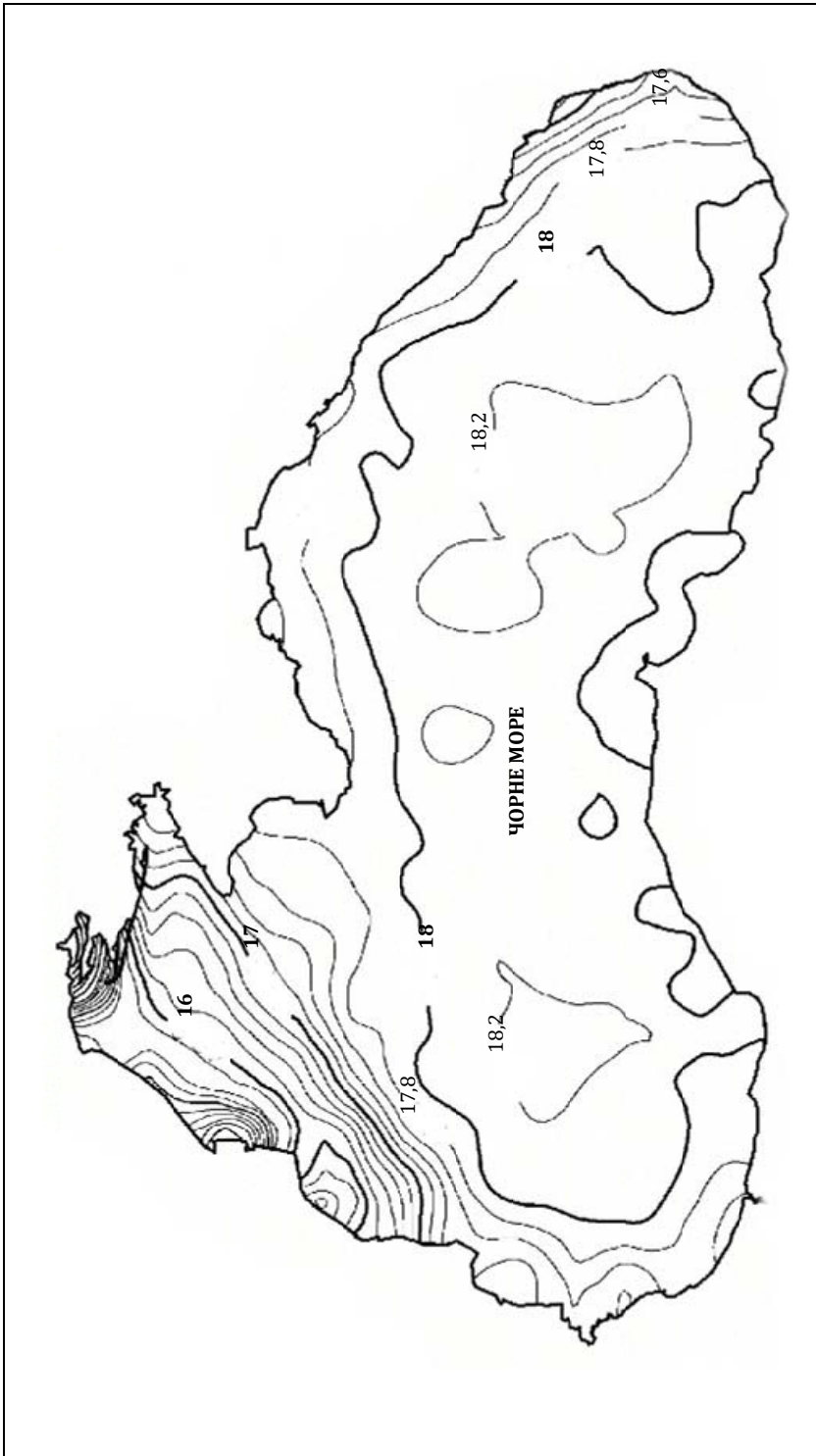


Рис. 8.1. Солоність вод Чорного моря (‰)

Солоність збільшується з глибиною у відкритій частині від 17,0–18,0 ‰ на поверхні до 22,5 ‰ – біля дна. Важливість розподілу солоності по вертикалі – існування постійного галокліну між горизонтами 100,0–150,0 м, в якому вона збільшується від 18,5 до 21,0 ‰. Значні відміни солоності на різних горизонтах пояснюються розпріснювальним впливом річкового стоку, надходженням до глибинних шарів моря солоних (34,0–35,0 ‰) вод Мармурового моря, особливостями загальної циркуляції вод Чорного моря. Зонні зміни солоності спостерігаються до горизонту 150,0 м у західній половині моря і до 100,0–120,0 м – у східній. Глибше солоність однакова в усьому морі.

У табл. 8.6 подано середні значення вмісту головних іонів і солоності у водах Чорного та Азовського морів, а також океану.

Таблиця 8.6

Середні значення вмісту головних іонів у водах Чорного та Азовського морів, а також океану (%)

Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Сума іонів
<i>Чорне море</i>							
5,795		0,697	0,253	10,23	1,441	0,198	18,614
<i>Азовське море</i>							
5,795	0,132	0,428	0,172	6,538	0,929	0,169	11,885
<i>Сиваш</i>							
6,26		0,77	0,31	11,13	1,65	0,21	20,33
<i>Океан</i>							
0,56	0,38	1,27	0,41	18,98	2,65	0,14	34,45

Розчинені гази та рН. *Кисень.* Виявлення сірководню у глибинних шарах Чорного моря дозволяє прогнозувати обмежене поширення кисню в ньому з глибиною. Ізооксигена (лінія з однаковою концентрацією кисню) із вмістом кисню, що близький до нуля, практично збігається з нижньою межею вертикального розподілу зоопланктону, залягає нижче від верхньої межі вмісту сірководню. Обидві ізопериметри мають куполоподібний вигляд з опуклістю у центрах глибоководних зон і пониженням – на периферії моря.

У середньому вміст кисню на глибині верхніх 50,0 м може досягати 80,0–120,0 % насичення. Найбільша його концентрація спостерігається на глибині 10,0–25,0 м. Шар максимального вмісту кисню характерний для теплого періоду року. На глибині 70,0–80,0 м вміст кисню різко знижується до 10,0–15,0 % і глибше – до нуля. У табл. 8.7 подано середні значення вмісту кисню, температури та солоності з глибиною. Такий розподіл кисню пов'язаний з нижньою межею вертикальної циркуляції води.

Таблиця 8.7

**Уміст кисню, солоність і температура води
у відкритій частині Чорного моря**

Глибина (м)	Кисень		Температура (°C)	Солоність (‰)
	мг/дм ³	% насичення		
0,0	5,6	100,0	21,93	18,21
15,0–20,0	7,76	111,0	9,51	18,37
50,0	5,38	71,0	7,63	18,77
75,0	1,89	27,0	7,76	19,56
100,0	0,81	11,0	8,05	20,09
150,0	0,19	3,0	8,49	20,84
200,0	0,07	0,3	8,64	21,31
300,0	0,0	0	8,79	21,70

Певний інтерес викликає положення шару кисневого максимуму за сезонами. Навесні він невеликий (5,0–10,0 м) і розташовується між 10,0 і 15,0 м від поверхні моря; ступінь насичення киснем у ньому 103,0–104,0 %. Улітку, у період чітко вираженого температурного розшарування, ступінь максимального насичення кисню досягає 120,0–140,0 %, і цей шар розміщується на глибині 20,0–25,0 м; товщина його – 15,0–20,0 м. Восени він опускається до 25,0–30,0 м, і вміст у ньому кисню дещо нижчий, ніж улітку, але ступінь насичення перевищує 100,0 %. Узимку вміст кисню у верхніх 40,0–50,0 м практично однорідний завдяки вертикальній циркуляції води, яка приводить до зникнення температурного розшарування.

Виникнення шару кисневого максимуму в теплу пору року зумовлено процесами фотосинтезу фітопланктону; має місце не тільки певна віддача кисню в атмосферу, але й надходження його під рівень стрибку густини, який відповідає температурному стрибку.

Азот (вільний азот). До глибини 200,0 м у воді Чорного моря вільного азоту міститься 97,0–100,0% (10,0–13,8 мг/дм³). На глибині понад 200,0 м його концентрація зростає та перевищує розрахункову величину насичення води азотом у середньому на 0,6 мг/дм³. Перенасичення пояснюється утворенням азоту у воді як унаслідок розпаду органічних речовин, що містять азот, так і внаслідок життєдіяльності денитрифікуючих бактерій.

Вуглецю (IV) оксид. У верхніх шарах моря до глибини близько 50,0 м вільна вуглекислота перебуває в рівновазі з її тиском в атмосфері (лише дещо її перевищує). На глибині понад 50,0–60,0 м тиск CO₂ зростає безперервно (табл. 8.8). Через великий річковий стік Чорне море, як Каспійське та Балтійське, є областями віддачі вільної CO₂ в атмосферу.

Таблиця 8.8

Парціальний тиск ($p\text{CO}_2$) і концентрація CO_2 у воді Чорного моря

Глибина (м)	$p\text{CO}_2 \times 10^4$ кПа (атм)	$\text{CO}_2 \times 10^{-5}$ (моль/дм ³)	Глибина (м)	$p\text{CO}_2 \times 10^4$ кПа (атм)	$\text{CO}_2 \times 10^{-5}$ (моль/дм ³)
0,0	334,29 (3,3)	1,7	200,0	1265,15 (12,5)	6,2
10,0	334,29 (3,3)	1,7	500,0	1396,94 (13,8)	6,9
50,0	465,98 (4,6)	2,4	1000,0	1590,41 (15,7)	7,8
100,0	1175,08 (11,6)	5,8	2000,0	2612,54 (25,8)	12,9

Сірководень. Великий матеріал щодо вмісту сірководню у воді Чорного моря було отримано ще в 1920–1930-х рр. Чорне море – єдина водойма на земній кулі, де об'єм вод, які містять сірководень, досягає величезних розмірів. Основна причина цього – наявність великої кількості сульфатредуючих бактерій і слабкий вертикальний водообмін. В окремих частинах океанів і морів також є обмежені ділянки, де води, насичені сірководнем, зберігаються цілий рік. Це норвезькі фіорди, окремі ділянки Аравійського моря, западина Кар'яко на шельфі Карибського моря та деякі інші.

Ще в 20–30-ті рр. дослідники зазначали, що верхня межа сірководневої зони нестала. Наприклад, В.М. Нікітін (1930) підкреслював, що зона, де проходить нижня межа планктону (тобто там, де є життя), характеризується такими умовами: близько 3,0 % кисню, наявність слідів сульфідів, температура води 8,6–8,7 °С, солоність 20,8–21,1 ‰.

Згідно з М.М. Книповичем (1932), високе положення верхньої межі сірководневої зони (близько 125,0 м) характерне для глибоководних областей моря; поблизу берегів вона знижується до 200 м.

Сучасні дані про характерні для кожної глибини межі крайніх значень максимального і мінімального вмісту сірководню наведено в табл. 8.9.

Таблиця 8.9

Значення максимального та мінімального вмісту сірководню на різних глибинах Чорного моря

Глибина (м)	Уміст сірководню (мг/дм ³)		Глибина (м)	Уміст сірководню (мг/дм ³)	
	max	min		max	min
300,0	1,9–1,7	1,1–1,3	1250,0	6,5–6,3	5,5–5,7
500,0	3,9–3,7	2,3–2,7	1500,0	7,0–6,5	5,5–6,0
750,0	5,5–5,3	3,9–4,1	1750,0	7,5–7,0	5,5–6,0
1000,0	6,3–6,1	5,1–5,3	2000,0	7,5–7,0	5,7–6,0

Вважають, що близько 99,5 % загальної кількості H_2S у чорноморській воді утворюється за рахунок редукції сульфатів, 0,5 % – за рахунок процесів гниття.

Значення рН. На поверхні Чорного моря найчастіше визначається рН 8,31–8,33. Зі збільшенням глибини рН знижується, досягаючи 7,6 на глибині близько 2000,0 м. За сезонами рН чорноморської води змінюється мало (табл. 8.10).

Таблиця 8.10

Значення рН у воді глибоководної частини Чорного моря

Глибина (м)	Весна	Осінь	Глибина (м)	Весна	Осінь
0,0	8,33	8,40	200,0	7,86	7,81
10,0	8,36	8,39	500,0	7,79	7,80
50,0	8,17	8,15	1000,0	7,75	7,80
100,0	7,89	7,87	2000,0	7,68	7,66

Біогенні елементи та органічні речовини. *Азот амонійний.* Найменший середній вміст NH_4^+ спостерігається у поверхневому шарі води (до 40,0 мг/м³), де він утворюється внаслідок розкладу органічних сполук (табл. 8.11). Оскільки цю форму мінерального азоту використовує фітопланктон, то спостерігаються значні сезонні коливання NH_4^+ у цьому шарі. Зі збільшенням глибини його концентрація зростає, на глибині 2000,0 м досягаючи 1300,0–1400,0 мг/м³. Це пояснюється припиненням на великих глибинах життєдіяльності нітрифікуючих бактерій.

Таблиця 8.11

Середній вміст амонійного азоту у воді Чорного моря

Глибина (м)	NH_4^+ (мг/м ³)	Глибина (м)	NH_4^+ (мг/м ³)
0–10,0	39,0	500,0	818,0
50,0	51,0	1000,0	1143,0
100,0	81,0	1500,0	1221,0
200,0	263,0	2000,0	1346,0

Наявність великих концентрацій в основному пов'язана з процесами розпаду залишків організмів, які осаджуються на дно. Амонійний азот може утворюватись також унаслідок життєдіяльності бактерій – денітрифікаторів, які відновлюють нітрати і нітрити. Максимальний вміст NH_4^+ (як і сірководню) свідчить про те, що основна його маса, утворюючись на дні, поширюється у воді внаслідок вертикального перемішування вод. Біля верхньої межі сірководневої зони відбувається його окиснення до нітратів, а в шарі фотосинтезу його може використовувати і фітопланктон.

Нітрити. Максимум нітритів у воді Чорного моря визначається в шарі від 100,0 до 200,0 м (табл. 8.12), що відрізняється від ситуації в інших морях із максимумом NO_2^- на глибині 50,0–75,0 м (під шаром фотосинтезу). Причина цього явища полягає в тому, що максимум у Чорному морі утворюється внаслідок відновлення нітратів бактеріями-денітрифікаторами, які тут значно поширені.

Таблиця 8.12

Середній вміст нітритів у воді Чорного моря

Глибина (м)	NO ₂ ⁻ (мг/м ³)	Глибина (м)	NO ₂ ⁻ (мг/м ³)
0,0	0,4	300,0	0,5
25,0	0,5	500,0	0,1
50,0	0,6	750,0	0,2
100,0	0,7	1000,0	0,0
150,0	0,8	1500,0	0,0
200,0	0,8	2000,0	0,0

У верхніх горизонтах збільшення вмісту NO₂⁻ починається із жовтня-листопада та утримується протягом усієї зими по всій вертикалі 100,0–200,0 м. Теплої пори року максимум вмісту NO₂⁻ визначається переважно на глибині 50,0–75,0 м; вище від шару фотосинтезу нітритів зазвичай немає, оскільки вони використовуються фітопланктоном.

Нітрати. У шарі фотосинтезу Чорного моря вміст NO₃⁻ значно змінюється за сезонами, досягаючи максимуму біля поверхні взимку, мінімуму – улітку внаслідок споживання нітратів фітопланктоном.

Глибше від шару фотосинтезу концентрація нітратів зростає внаслідок процесів нітрифікації, але на противагу океану та іншим морям у Чорному морі наростання концентрації нітратів обмежується глибиною близько 150,0–175,0 м (табл. 8.13). Нижче від 200,0 м, де кисню в Чорному морі практично немає, вміст нітратів різко знижується через уповільнення нітрифікації й частково внаслідок перемішування вод. Нітрати, які проникають до безкисневої зони, відновлюються бактеріями-денітрифікаторами.

Таблиця 8.13

Середній вміст нітратів у воді Чорного моря

Глибина (м)	NO ₃ ⁻ (мг/м ³)	Глибина (м)	NO ₃ ⁻ (мг/м ³)
0,0	6,0	300,0	6,0
20,0–30,0	9,0	500,0	0,0
50,0	7,0	750,0	0,0
100,0	36,0	1000,0	0,0
150,0	12,0	1500,0	0,0
200,0	9,0	2000,0	0,0

В океані та морях окиснення органічних решток продовжується і глибше від 200,0 м з кінцевим утворенням нітратів, максимум яких, наприклад в Атлантичному океані, спостерігається на глибині близько 1000,0 м.

Вертикальний розподіл *фосфатів* у Чорному морі подібний до розподілу суми мінеральних сполук азоту: мінімум у верхньому 50-метровому шарі та підвищення концентрації в напрямку дна (табл. 8.14).

Таблиця 8.14

Середній вміст фосфатів у воді Чорного моря

Глибина (м)	PO ₄ ³⁻ (мг/м ³)	Глибина (м)	PO ₄ ³⁻ (мг/м ³)
0-10,0	50,0	7500,0	2220,0
500,0	140,0	10000,0	2170,0
1000,0	400,0	12500,0	2400,0
2000,0	1360,0	15000,0	2380,0
3000,0	1570,0	17500,0	2260,0
5000,0	1880,0	20000,0	2430,0

Якщо порівнювати концентрацію PO₄³⁻ на великих глибинах у Чорному морі та в Атлантичному океані, то виявляється, що на глибині 2000,0 м у чорноморській воді PO₄³⁻ у чотири рази більше. Приблизно таке саме перевищення спостерігається і для суми сполук мінерального азоту.

Уміст *органічних речовин* (ОР), отриманий через визначення органічного вуглецю, показує його достатньо рівномірний розподіл по вертикалі. Середній вміст ОР дещо зменшується зі збільшенням глибини (табл. 8.15). Це свідчить про те, що мінералізація ОР у водній товщі анаеробної зони моря проходить достатньо активно за участі бактерій, які використовують органічні рештки, що падають на дно, як джерело енергії.

Таблиця 8.15

Середній уміст сумарного вуглецю у воді Чорного моря

Глибина (м)	С (мг/м ³)	Глибина (м)	С (мг/м ³)
0-10,0	3,77	500,0	2,85
50,0	3,63	1000,0	2,62
100,0	3,25	1250,0	2,53
150,0	3,35	1500,0	2,43
200,0	3,45	1750,0	2,52
300,0	3,05	2000,0	2,30

Абсолютний уміст сумарного органічного вуглецю в кисневій зоні дещо зменшується по вертикалі у верхній частині цієї зони, підвищуючись у нижній частині. Приблизно на цій самій глибині розміщується другий стрибок густини, що призводить до певного нагромадження органічних решток, де спостерігається також підвищення кількості мікроорганізмів, які окиснюють відновлені сполуки сірки.

Середній вміст органічного вуглецю у воді Чорного моря становить $3,12 \text{ мг/дм}^3$, а в Атлантичному океані – $1,54 \text{ мг/дм}^3$, тобто майже вдвічі менший, що зумовлено, імовірно, значним надходженням органічних речовин із річковим стоком.

Екологічні проблеми. Водозбірна площа Чорного моря (1 млн 864 тис. км²), що розташована в Європі та Азії, у 4,4 рази перевищує поверхню самого моря. Вода в Чорне море надходить із гір Шварцвальду в Західній Європі, із Валдайської височини та гір Кавказу, із Малої Азії. Проходячи величезними територіями, води річок приносять у море велику кількість розчинених речовин як природного, так і антропогенного походження. І тут реально постає проблема забруднення Чорного моря. За рахунок господарської діяльності у воду надходять як речовини, уже наявні в морі, так і чужорідні, штучно синтезовані, сполуки. Це є побічним негативним ефектом інтенсифікації сільськогосподарства (прискорення ерозії ґрунтів, збільшення стоку добрив та отрутохімікатів із полів, відходів тваринницьких комплексів), розвитку промисловості (газоподібні, рідкі й тверді відходи), зростання населених пунктів (господарсько-побутові відходи), руйнування природних біотипів, спричинені будівництвом морських портів, прокладанням суднохідних каналів, експлуатацією флоту і портових споруд, а також збільшенням рекреаційного навантаження на прибережну зону.

Усі перелічені антропогенні забруднення надходять до Чорного моря основними каналами: з атмосфери, річок, берегів, сусідніх морів.

Тому важливим є проведення комплексних природоохоронних заходів усіма країнами, розташованих у басейні Чорного моря. Показовим у цьому плані може бути Дунай, що омиває десять країн Європи. До 70-х рр. минулого століття Дунай був головним джерелом надходження до Чорного моря радіоактивних забруднень від випробування ядерної зброї. Лише після підписання Московської угоди про заборону ядерних випробувань у відкритих середовищах (1963) концентрація стронцію-90 стала поступово знижуватись до рівня, за якого Дунай припинив підвищувати концентрацію цього радіонукліда в Чорному морі. Однак Дунай залишається фактором евтрофування північно-західного шельфу Чорного моря внаслідок перенесення великої кількості фосфатів, нітратів та органічних речовин.

Серед мінеральних ресурсів на Чорному морі добувають будівельний пісок і гравій, газ. У чорноморських пісках знайдено крупинки золота, кристалики алмазів, але добування їх нерентабельне.

Над розв'язанням проблем Чорного моря працюють науковці причорноморських країн: України, Росії, Румунії, Болгарії, Туреччини. До цих досліджень залучаються також фахівці з багатьох інших країн

8.2. Азовське море

Загальна характеристика. Глибоко врізане в сушу Азовське море належить до типу внутрішніх, але це не замкнена водойма, а зв'язаний зі Світовим океаном морський басейн. На півдні вузька та мілка Керченська протока (довжина 41,0 км, ширина від 4,0 до 15,0 км) з'єднує його з Чорним морем.

Азовське море – найбільш мілке море на землі. Його мілководність – суттєва гідрологічна риса, яка впливає на гідрологічні умови моря, визначаючи малу термічну та динамічну інерцію вод цього моря. На дні Азовського моря інколи виявляються діючі грязьові вулкани.

Азовське море – найменше на планеті, про що свідчать його основні морфометричні характеристики: площа – 39,1 тис. км², об'єм – 290,0 км³, найбільша глибина – 13,0 м, середня – близько 7,4 м. Азовське море інколи називають затокою Чорного моря, але насправді це самостійне море.

В Азовське море впадають дві великі річки – Дон і Кубань (річний стік обох – 34,6 км³). Близько 20 малих річок Приазов'я (Кальчик, Кальміус, Обіточна, Молочна тощо) виносять у море лише близько 2,0 км³ води на рік. Річковий стік у море нерівномірний. Найбільшу кількість (понад 60,0 %) води приносить Дон до Таганрозької затоки, крайньої північно-східної частини. Кубань, яка дає морю близько 30,0 % річкової води, впадає в південно-східну частину. Тому вся річкова вода вливається у східну частину моря, тоді як на інших просторах материкового стоку немає. Найбільша частина берегового стоку припадає на весняно-літній сезон. Однак після зарегулювання Дону та Кубані сезонний розподіл стоку кількісно змінився. Якщо до цього на весну припадало понад 60,0 % річного стоку, а на літо – лише 15,0, то після будівництва гідровузлів на річках частка весняного стоку зменшилась до 40,0, а літнього – збільшилась до 20,0 %. Підвищився осінній і зимовий стоки. Сезонні зміни стоку більш помітно вплинули на режим Дону, ніж Кубані.

Переважна частина обміну водами Азовського моря відбувається Керченською протокою із Чорним морем. За середніми багаторічними даними з Азовського моря щорічно витікає близько 30,0 км³ води, а надходить – 20,0 км³ чорноморської води. Разом із тим, існує пряма залежність між найбільш мінливою за часом величиною річкового стоку і водообміном Керченською протокою. При зменшенні річкового стоку зменшується стік азовської води та збільшується приплив води із Чорного моря до Азовського. Водообмін між Азовським морем і Сивашем вузькою протокою Тонкою (біля м. Генічеськ) у середньому за рік характеризується стоком азовських вод до Сивашу, що становить близько 1,4 км³, і припливом вод із цієї затоки до моря, що досягає близько 0,3 км³. З атмосферними опадами надходить 14,3 км³ води, а випаровується понад 30,0 км³.

За багаторічний відрізок часу найбільшу частку надходження утворюють материковий стік (43,0 %) і приплив води із Чорного моря (40,0 %). У витратній частині переважають стік азовської води до Чорного моря (58,0 %) та випаровування.

Інтенсивне прогрівання мілководного Азовського моря в теплу пору року зумовлює високу температуру його поверхневих вод. Частіше з кінця весни і до осені середня місячна температура води вища за температуру повітря. Багаторічна середньорічна температура води на поверхні моря становить 11,0 °С.

Улітку температура поверхневих шарів води – 24,0–25,0 °С. Максимальні величини, які спостерігаються біля берегів, досягають 32,0–32,5 °С.

На Азовському морі щорічно утворюється лід. Однак швидка і часта зміна зимової погоди викликає значну нестійкість льодових умов. Протягом зими лід може з'являтися і зникати, перетворюючись із нерухомого на дрейфуючий, і навпаки. Замерзання моря починається зазвичай із Таганрозької затоки наприкінці листопада. У лютому лід досягає максимальної потужності (20,0–60,0 см, у суворі зими – 80,0–90,0 см). За середніми багаторічними даними лід займає 29,0 % загальної площі моря. Очищення моря від льоду відбувається у березні-квітні.

До найбільш відомих робіт з питань гідрохімії Азовського моря, які мають узагальнювальний характер, належать публікації А.П. Цурикової й Є.Ф. Шульгіної (1968), О.М. Бронфмана і Є.П. Хлебникова (1972).

У табл. 8.16 подано сольовий баланс Азовського моря, що дає змогу в загальних рисах охарактеризувати деякі процеси, наприклад седиментацію CaCO_3 .

У морі акумулюються близько 67,0 % усіх принесених річками іонів Ca^{2+} і HCO_3^- або близько 36,0 % усіх солей, що принесені річками до Азовського моря. До Азовського моря також надходять Mg^{2+} і SO_4^{2-} у кількостях, що є більшими за ті, що витрачаються.

Основні іони та солоність води. Основний іонний склад води відкритої частини Азовського моря нагадує всі характерні риси вод океану, але відрізняється від них відносною бідністю іонами хлору та натрію і підвищеним умістом переважних іонів вод суші – кальцію, гідрокарбонатів і сульфатів (табл. 8.17). Іонний склад Чорного моря за цими показниками займає проміжне положення. Вода Азовського моря відрізняється від води океану співвідношенням іона хлору до інших компонентів. За всіма елементами ці співвідношення вищі, ніж у воді океану. Особливо різко відрізняються вони щодо гідрокарбонатів і кальцію.

Подібність і відмінність складу вод Азовського моря та океанських і чорноморських вод є наслідком того, що азовська вода сформована внаслідок поступового змішування спочатку води океану з чорноморськими водами, а згодом – чорноморських вод із водами річок, що впадають в Азовське море.

Таблиця 8.16

Сольовий баланс Азовського моря (тис. т)

Статті балансу	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Сума іонів
<i>Надходження</i>							
Річковий стік	1944,0	660,0	1595,0	6088,0	3504,0	1482,0	15273,0
Атмосферні опади	80,0	24,0	104,0	281,0	214,0	62,0	765,0
Приплив із Сиваша	93,0	231,0	1876,0	63,0	495,0	3339	6099,0
Приплив із Чорного моря	7488,0	20904,0	173160,0	5928,0	43056,0	305760	556296,0
Усього	9605,0	21819,0	176737,0	12360,0	47269,0	310643	578433,0
<i>Витрати</i>							
Стік у Чорне море	8058,0	20382,0	173484,0	8058,0	44556,0	300042,0	554580,0
Стік у Сиваш	238,0	588,0	4942,0	224,0	1274,0	8568,0	15834,0
Випаровування							
Усього	8296,0	20970,0	178426,0	8282,0	45830,0	308610,0	570414,0
Нев'язка		849,0	1689,0	4078,0	1439,0	2033,0	8019,0

Таблиця 8.17

Співвідношення Іонів у водах Азовського моря та Світового океану

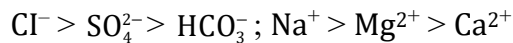
Na ⁺ Cl‰	K ⁺ Cl‰	Mg ²⁺ Cl‰	Ca ²⁺ Cl‰	SO ₄ ²⁻ Cl‰	HCO ₃ Cl‰	Σ _І Cl‰
0,56	0,02	0,07	0,03	0,15	0,03	1,86
<i>Азовське море</i>						
<i>Таганрозька затока</i>						
0,55	0,05	0,16	0,61	1,16	1,72	4,91
<i>Світовий океан</i>						
0,56	0,02	0,07	0,02	0,14	0,007	1,82

В Азовському морі виділяють чотири райони, в яких може спостерігатися своєрідний режим головних іонів: передпротоковий район Керченської протоки, присиваський район, Таганрозька затока та пригирлова область річки Кубань.

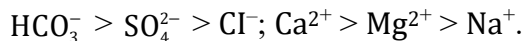
У районі Керченської протоки відбувається змішування двох близьких за типами вод Азовського і Чорного морів. Тому за зміни загальної мінералізації, що пов'язана з більшим чи меншим припливом чорноморської води в Азовське море, не відбувається різка зміна іонного складу змішаної води. Коли приплив чорноморської води збільшується та у зв'язку із цим збільшується солоність, співвідношення між солоністю та хлорністю поступово наближається до такого, як і в Чорному морі.

У присиваському районі також змішуються води, близькі за складом; до того ж надходження вод із Сиваша є незначним. Тому змішування азовських вод із сиваськими помітної зміни іонного складу в цьому районі не дає, що підтверджується результатами натурних досліджень.

У Таганрозькій затоці змішування азовської води з водою Дону відбувається по-іншому. Тут зустрічаються два різні типи вод: морська (азовська) хлоридно-натрієва вода з мінералізацією 11,0–12,0 ‰ і характерним морським співвідношенням іонів



і річкова гідрокарбонатно-кальцієва вода середньої мінералізації 0,42 ‰ з іонним складом



У вузькій мілководній затоці ці типи вод змішуються. Тут достатньо чітко виявляються всі перехідні стадії іонних співвідношень від типово річкових до морських. Характерним показником процесу трансформації іонного складу в затоці можуть бути співвідношення сум іонів ($\sum i$) та окремих іонів (R) із хлором. Іон хлору є типовим та консервативним іоном морських вод. Якщо середнє значення ($\sum i$)/Cl⁻ для азовської води становить 1,854, то для Дону воно дорівнює 9,185. Тому в Таганрозькій затоці спостерігається послідовна зміна співвідношень із віддаленням від гирла Дону.

Загалом можна вважати характерною гідрохімічною межею між солонуватими та прісними водами гирла ізогаліну у 2,0 ‰. Тут відбувається найбільш суттєва зміна співвідношень основних солетворних іонів.

Річка Кубань, її рукави та гирла впадають у відкриту частину моря. Змішування морських і річкових вод відбувається на невеликих клиноподібних ділянках напроти гирл рукавів і гирл лиманів. Оскільки в середньому іонний склад вод річок Кубань і Дон мало відрізняється, то при змішуванні кубанської й морської води в прикубанському районі утворюється вода, що практично не відрізняється за складом іонів від води відкритого моря і Таганрозької затоки відповідної солоності.

Основними чинниками, які визначають режим *солоності* в Азовському морі, є приплив солоних чорноморських і прісних річкових (донських і

кубанських) вод, які змішуються в Азовському морі, випаровування, стік змішаних вод у Чорне море, а також опади. Течії й хвилювання, поряд із вертикальною конвенцією, зумовлюють перемішування різних за солоністю вод і певною мірою вирівнюють характеристики солоності води всієї акваторії моря.

Під впливом стоку Дону поблизу його гирла в Таганрозькій затоці спостерігається найменша солоність, а в окремі періоди – прісна річкова вода. Уздовж Таганрозької затоки від гирла Дону в бік моря відбувається підвищення солоності. У самому Азовському морі спостерігається безперервна трансформація водної маси, що зумовлена припливом чорноморської води із Керченської протоки, з одного боку, і дуже опрісненої води із Таганрозької затоки – з іншого. Опріснювальний вплив здійснюють також води Кубані. Вплив солоних вод Сиваша в морі незначний, оскільки в протоці Тонкій переважають течії з Азовського моря до Сиваша.

У зимовий період в Азовському морі спостерігається висока солоність води. Невеликий меженний стік річок, низький рівень моря зумовлюють підвищений приплив чорноморських вод, утворення льоду та все разом – високу солоність води моря. Інколи вода із солоністю 12,0 ‰ доходить до Таганрозької затоки, а в передпроливній частині Керченської протоки, біля дна, солоність може досягати 14,47 ‰.

Навесні на режимі солоності, яка ще зберігає деякі риси зимового періоду, починає впливати збільшення річкового стоку в море, танення снігу, зміна загальних гідрометеорологічних умов. По всій акваторії моря солоність навесні становить близько 11,0 ‰, біля входу до Таганрозької затоки – 10,0 ‰. Ділянка прісної води поблизу гирла Дону нестабільна, і донська вода може поширюватися далеко Таганрозькою затокою чи притискуватися близько до гирла річки (солоність змінюється від 4,21 до 11,45‰) залежно від величини річкового стоку.

Улітку до липня продовжується зниження солоності води через розпріснювальний вплив річкового стоку. Біля входу до Таганрозької затоки солоність коливається у межах 8,12–10,4‰. У центральній частині моря солоність становить 11,0–11,5‰.

Восени в Азовському морі солоність підвищується і досягає найбільшого рівня – близько 13,0 ‰ у центральній і західній частинах відкритого моря.

Розглядаючи середні сезонні значення солоності азовської води, можна помітити, що їхні зміни в Азовському морі за сезонами після зарегулювання Дону доволі незначні. Якщо не враховувати нечисленні зимові спостереження, то можна зазначити, що підвищення відбувається від весни до літа й осені. У Таганрозькій затоці розподіл за сезонами дещо інший; найбільша солоність визначається узимку. У затоці й поблизу гирла Дону найбільша солоність спостерігається улітку, а в морі – навесні.

Безумовно, викликає інтерес багаторічна зміна солоності води Азовського моря. Наприклад, за період 1923–1951 рр. вона становила 10,9‰, за

період 1952–1970 рр. – збільшилась до 11,8 ‰ і до 2000-х років досягла 13,8 ‰ (рис. 8.2).

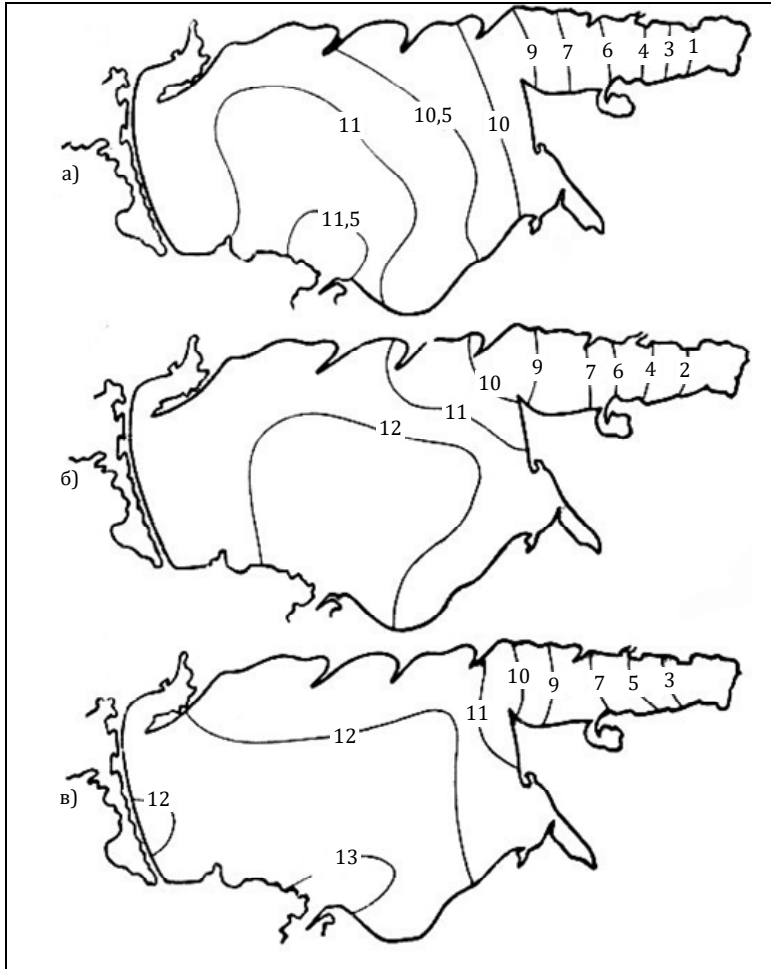


Рис. 8.2. Середня річна солоність води Азовського моря, ‰:
а – до зарегулювання р. Дон; б – після побудови Цимлянського водосховища;
в – за період 1990–2000 рр.

Таке значне зростання солоності протягом порівняно невеликого проміжку часу, викликане антропогенним скороченням річкового стоку, яке останніми роками збіглося із зумовленою кліматом депресією зволоженості всього водозбірного басейну та збільшенням припливу чорноморських вод – найбільш суттєва природна особливість Азовського моря. Осолонення моря значною мірою впливає на його гідрологічні, гідрохімічні та біологічні процеси.

Розчинені гази та рН. Режим умісту *кисню* за часом визначають гідрометеорологічні та гідробіологічні умови в басейні Азовського моря; поглинан-

ня атмосферного кисню поверхневим шаром води, прогрівання та охолодження водних мас, нерівномірний приплив річкових і чорноморських вод, розвиток і затухання життєдіяльності організмів, циркуляційні процеси, які визначають можливості проникнення його до придонних шарів.

Оскільки всі ці чинники закономірно змінюються з часом, то й у режимі кисню в Азовському морі є певні відміни за сезонами року. Навесні абсолютний вміст кисню та насичення його є відносно великими (табл. 8.18). Пояснюється це тим, що в березні-квітні ще за низької температури води починається інтенсивне масове "цвітіння" фітопланктону. Діатомові водорості перенасичують водну масу киснем. Однак оскільки розвиток фітопланктону відбувається нерівномірно, то в місцях його максимального накопичення спостерігається значне перенасичення води киснем, яке може досягти 179,0 %.

Таблиця 8.18

Розподіл середнього вмісту кисню та насичення киснем у різних районах Азовського моря за сезонами
(у чисельнику – мг/дм³, у знаменнику – %)

Район	Уміст кисню (насичення киснем)			
	весна	літо	осінь	зима
Азовське море	$\frac{8,11}{102,0}$	$\frac{5,58}{92,0}$	$\frac{6,76}{94,0}$	$\frac{8,68}{98,0}$
	$\frac{8,94}{98,0}$	$\frac{5,86}{94,0}$	$\frac{7,46}{95,0}$	$\frac{9,28}{99,0}$
Таганрозька затока	$\frac{7,26}{97,0}$	$\frac{5,9}{96,0}$	$\frac{6,62}{92,0}$	$\frac{9,26}{98,0}$

Найменша кількість фітопланктону навесні спостерігається на ділянці поблизу гирла Дону, тут відмічається і понижений вміст кисню. Наприклад, при концентрації кисню 11,35 мг/дм³ у центральній частині моря в Таганрозькій затоці його концентрація становила 7,62 мг/дм³.

У період весняного прогрівання водних мас у відкритій частині моря можна спостерігати чітку залежність між температурою води та вмістом кисню. У тиху теплу погоду навесні внаслідок прогрівання верхнього шару води та утворення термічної стратифікації, яка перешкоджає вертикальному перемішуванню, може виникнути зворотна стратифікація кисню.

До середини травня зменшуються абсолютні значення вмісту кисню в середньому до 7,0 мг/дм³. Знижується й насиченість води киснем, що є наслідком загального прогрівання водної маси, а також послаблення "цвітіння" фітопланктону і збільшеного споживання кисню на окиснення відмерлих організмів.

Улітку режим кисню значно відрізняється від весняного. Неповне насичення навіть на поверхні (до 90,0 %) спостерігається у центральній частині моря, а ближче до берегів збільшується до 100,0–108,0 %,

У придонних шарах моря перенасичення води киснем уже не спостерігається. Відносний уміст його знижується.

У літній період між температурою води та вмістом кисню по вертикалі зворотного зв'язку не спостерігається, як буває навесні. Отже, на перше місце виходять інші чинники, що визначають розподіл кисню в морі – біохімічні процеси. Окисні процеси інтенсифікуються біля дна внаслідок осідання відмерлого планктону та органічних речовин мулу.

Улітку, порівняно з весняним періодом, на поверхні моря відбувається незначне зниження вмісту кисню, тоді як на глибині це зниження досить значне. Різниця в насиченні поверхневих і глибинних шарів киснем сягає 40,0 %.

Восени розподіл кисню в Азовському морі достатньо рівномірний. Різниця насичення поверхневих і глибинних шарів становить 12,0 %. Унаслідок осіннього перемішування водних мас відбувається деяке вирівнювання концентрації кисню зі збільшенням глибини.

У середньому вміст кисню від літа до осені підвищується майже на $1,0 \text{ мг/дм}^3$, але насичення тримається у межах 97,0–98,0 % на поверхні та 90,0–91,0 % біля дна. У гирлі Дону на поверхні вміст кисню сягає найбільших значень.

Узимку концентрація кисню за відкритої поверхні моря найвища ($9,0\text{--}9,5 \text{ мг/дм}^3$), що є наслідком підвищення його розчинності та зниження споживання на окиснення. Усе море охолоджується порівняно рівномірно, і вміст кисню розподіляється як за площею, так і за глибиною доволі рівномірно. Лише в Таганрозькій затоці та поблизу гирла Дону спостерігається певне його підвищення.

Розподіл і перетворення *вуглекислоти* можуть допомагати виявленню характеру біохімічних процесів у морі. Наприклад, вуглекислоти (pCO_2) та їхня концентрація можуть бути більш виразним показником, ніж рН.

Незначне насичення вод Азовського моря вільною вуглекислотою пов'язано з інтенсивним розвитком процесів фотосинтезу в морі та енергійним вітровим перемішуванням усієї товщі води, що перешкоджає нагромадженню CO_2 у придонних шарах. Лише в штильову погоду влітку біля дна може накопичуватися значна кількість CO_2 , знижуватися рН та утворюватися кисневий дефіцит, що спричиняє відомі в Азовському морі явища заморів. Зміна тиску вуглекислоти та її абсолютний вміст подано в табл. 8.19.

Навесні завдяки інтенсивному фотосинтезу та низьким температурам води споживання вуглекислоти переважає її виділення, унаслідок чого море по всій товщі недонасичене вуглекислотою та перенасичене киснем. Парціальний тиск вуглекислоти нижчий від атмосферного.

Улітку як концентрація, так і тиск вуглекислоти значно підвищуються. У середньому pCO_2 вищий за атмосферний. У відкритій частині моря навіть на поверхні тиск вуглекислоти більший, ніж у Таганрозькій затоці. Водночас, завдяки високим температурам води значно активізуються процеси окиснен-

ня. Вуглекислоти виділяється більше, ніж споживається її на фотосинтез. Особливо інтенсивно ці процеси відбуваються у придонних шарах, де створюються умови для скупчення CO₂ і утворення кисневого дефіциту.

Таблиця 8.19

**Середні сезонні значення тиску вільної CO₂
та концентрація CO₂ у воді Азовського моря**

Сезон	Горизонт	<i>t</i> (°C)	pH	pCO ₂ × 10 ⁻⁴ кПа (атм)	CO ₂ × 10 ⁻⁵ (моль/дм ³)
<i>Відкрите море</i>					
Весна	0	8,8	8,44	263,38(2,6)	1,4
	дно	4,9	8,28	263,38(2,6)	1,8
Літо	0	21,5	8,28	455,85(4,5)	1,6
	дно	20	8,20	557,15(5,5)	2,1
Осінь	0	7,7	8,30	354,55(3,5)	1,9
	дно	6,9	8,27	374,81(3,7)	2,1
Зима	0	3,2	8,29	354,55(3,5)	2,2
	дно	3,6	8,15	495,37(4,9)	3,2
<i>Таганрозька затока</i>					
Весна	0	11,8	8,38	405,2(4)	2
Літо	0	22,7	8,49	405,2(4)	1,4
Осінь	0	13,8	8,45	314,03(3,1)	1,4
Зима	0	0,9	8,37	303,9(3)	2,1

Восени та взимку внаслідок зниження температури води та інтенсивності окиснення органічних речовин у морі помітно знижується і pCO₂, але концентрація вільної вуглекислоти збільшується через підвищення її розчинності. Завдяки інтенсивному вітровому і густинному перемішуванню всієї товщі водних мас помітного нагромадження CO₂ у придонному шарі не відбувається, оскільки не відбувається й помітного зменшення вмісту кисню.

Навесні характерним є високі значення pH у центрі Таганрозької затоки з їхнім зниженням у бік моря. Поблизу гирла Дону в змішаних водах спостерігаються найнижчі значення pH, що характеризують умови переходу до лужних азовських вод. У Цимлянському водосховищі pH на поверхні – близько 8, що значно нижче порівняно з pH води Азовського моря. Зазвичай райони з більш високими значеннями pH відповідають районам найбільшого поширення діатомових водоростей. Улітку у відкритій частині моря pH на поверхні в середньому змінюється в межах 8,22–8,48, а в Таганрозькій затоці – 8,42–8,65.

У літній період, як і навесні, найнижчі значення pH спостерігаються біля гирла Дону. У середній частині затоки pH досягає більших значень і знижується у бік моря.

Восени значення pH у морі та Таганрозькій затоці майже однакові. Певною мірою згладжується різниця у значеннях pH між морем і центром затоки.

Від весни та літа до осені відбувається деяке підвищення рН у відкритому морі й біля гирла Дону внаслідок осіннього розвитку фітопланктону та зменшеного впливу річкового стоку. По вертикалі рН теж вирівнюється.

Узимку рН води знижується у відкритому морі та Таганрозькій затоці. У відкритому морі рН розподіляється більш-менш рівномірно, у затоці спостерігається деяке підвищення його біля гирла Дону. Поблизу гирла не відмічаються такі низькі рН, як в інші сезони року.

Біогенні елементи та органічні речовини. Азовське море належить до водойм з високою кормовою і промисловою продуктивністю. Це є наслідком того, що в море зі стоком річок надходить великий об'єм поживних речовин, а також інтенсивної життєдіяльності процесів у морі. До таких поживних речовин належать сполуки азоту, фосфору та кремнію.

Уміст *амонійного азоту*, як й інших біогенних речовин, тісно пов'язаний з об'ємом берегового стоку. Талі й паводкові води змивають із суші та несуть у море велику кількість розчиненого амонійного азоту і завислих мінеральних та органічних часток. Органічні речовини донних відкладів, розкладаючись в анаеробних умовах, є джерелом великої кількості аміаку.

Характерною для Азовського моря є наявність великої кількості NH_4^+ . Найчастіше глибоководні моря мають порівняно невеликі його кількості, що не перевищують 100,0–130,0 мг/м³, тоді як в Азовському морі вміст NH_4^+ доходить інколи до 800,0 мг/м³. Середні значення NH_4^+ для Азовського моря становлять 72,0 мг/м³, для Таганрозької затоки – 98,0 і для невеликої ділянки поблизу гирла Дону – 161,0 мг/м³. Якщо для Таганрозької затоки головним джерелом надходження амонійних сполук є талі й паводкові води, то для моря високі концентрації NH_4^+ обумовлює специфічність Азовської водойми: мілководність, висока біологічна продуктивність і періодичні застої придонної води, що створюють сприятливі умови для відновлювальних процесів.

Навесні концентрації NH_4^+ неоднакові в окремих районах моря. Прибережні зони порівняно із центром багатші на органічні речовини, що впливає на вміст амонію ближче до берегової смуги (максимум досягає 200,0–250,0 мг/м³, середні значення – від 80,0 до 140,0 мг/м³).

Улітку спостерігається певне зменшення концентрацій NH_4^+ по всій акваторії моря (70,0–100,0 мг/м³), що триває й в осінній період, хоч восени розподіл амонію порівняно однорідний як за площею, так і за глибиною, що є наслідком вітрового перемішування.

Узимку спостерігається підвищений вміст NH_4^+ (250,0 мг/м³) у районі поблизу Дону. При цьому середні величини становлять 75,0–85,0 мг/м³ у морі, 160,0–170,0 мг/м³ – у Таганрозькій затоці.

Нітритний азот відіграє роль показника напруження окисних процесів під час розпаду органічних речовин і сам є продуктом окиснення аміаку після розпаду організмів планктону.

Азовське море, як й інші моря, відрізняється малим умістом нітритної форми азоту. Уміст нітритів різний у різних районах.

Навесні вміст нітритного азоту незначний, його мінімальні концентрації припадають на квітень. У відкритому морі NO_2^- часто знижуються до аналітичного нуля, мінімальний його вміст припадає на квітень, незважаючи на початок припливу паводкових вод і значний винос нітритів донською водою, що досягає біля м. Азов $22,8 \text{ мг/м}^3$. У морі в цей період починається весняний розвиток фітопланктону, споживання нітритів зростає, часто їх немає зовсім, що лімітує розвиток життя в морі. Однак у центральній частині виділяють райони ("плями") з наявністю нітритів (до $1,0 \text{ мг/м}^3$). У травні область, де немає NO_2^- , зменшується, але їхній вміст залишається невеликим ($0,3\text{--}0,6 \text{ мг/м}^3$).

Улітку кількість NO_2^- залишається надзвичайно низькою ($0,4\text{--}0,7 \text{ мг/м}^3$).

Восени вміст нітритів у морі підвищується, за винятком східної частини Таганрозької затоки, при скороченні виносу їх із Дону. Накопичення нітритного азоту відбувається за рахунок інтенсивного розкладання органічних речовин біля дна. Середній вміст NO_2^- у відкритій частині моря становить $2,9 \text{ мг/м}^3$, у Таганрозькій затоці – $6,6 \text{ мг/м}^3$.

Узимку вміст NO_2^- у відкритій частині моря знижується, але залишається високим порівняно з весняною та літньою концентрацією. У морі концентрація NO_2^- в середньому становить $1,8 \text{ мг/м}^3$, у Таганрозькій затоці – $0,5$, поблизу гирла Дону – $0,3 \text{ мг/м}^3$. Розподіл нітритів по вертикалі характеризується їхнім підвищенням вмістом на поверхні.

Нітратний азот інтенсивно споживається фітоорганізмами. Асимільований організмами, після їхнього відмирання та мінералізації органічних решток, він регенерується. Мінералізація азоту до нітратів відбувається головним чином біля дна, а згодом, у процесі вертикального перемішування, азот потрапляє до водної товщі.

Споживання відбувається в зоні фотосинтезу, тому за кількістю NO_3^- у зоні нагромадження і потужністю виснаження шару можна говорити про вертикальне перемішування водних мас.

Навесні в Азовському морі разом із прогріванням води відбувається інтенсивний розвиток фітопланктону, що споживає нітратний азот. Зимове нагромадження та значне винесення NO_3^- із стоком Дону часто споживаються повністю, знижуючи їхній вміст до аналітичного нуля.

Для весни характерний підвищений вміст NO_3^- у центрі моря ($12,5 \text{ мг/м}^3$) і зниження – біля берегів ($8,1 \text{ мг/м}^3$), що може бути спричинено інтенсивнішим розвитком фітопланктону в прибережних водах унаслідок кращого прогрівання.

У Таганрозькій затоці зазвичай максимальне підвищення вмісту нітратів відбувається або безпосередньо поблизу гирла р. Дон, або дещо на захід від гирла Дону в районі м. Таганрог (до $150,0 \text{ мг/м}^3$).

Улітку концентрація нітратів в Азовському морі дещо знижується порівняно з весною. Як і навесні зберігаються райони, де нітратів немає зовсім. Середній вміст NO_3^- у морі – до $10,0 \text{ мг/м}^3$. У Таганрозькій затоці вміст NO_3^- підвищується вздовж по осі затоки до гирла Дону.

На початку осені зберігається низька концентрація в морі. У жовтні, особливо листопаді, значно зростає вміст нітратів і в морі (від $10,0$ до $56,0 \text{ мг/м}^3$), і в Таганрозькій затоці (від $60,7$ до $185,4 \text{ мг/м}^3$) за рахунок осіннього перемішування.

Узимку відбувається даліше нагромадження нітратів, що зумовлено насамперед скороченням життєдіяльності організмів у морі та споживанням ними NO_3^- . Іншим джерелом нагромадження може бути винесення NO_3^- , що зростає, водами р. Дон за рахунок підземного живлення.

Завдяки зимовому перемішуванню відбувається певне вирівнювання концентрації NO_3^- від поверхні до дна. Однак унаслідок значного винесення нітратів Дону в зимовий період на поверхні NO_3^- частіше буває більше, ніж біля дна.

Фосфати, які містяться в морській воді в розчиненому стані у вигляді іона ортофосфатної кислоти (PO_4^{3-}), є необхідним компонентом життєдіяльності водойми і характеризують біологічну продуктивність моря.

В Азовському морі вміст фосфатів та їхні сезонні зміни залежать від низки чинників, найважливішими серед яких є біогенний стік річок Дону і Кубані, інтенсивність обміну між ґрунтом і водною масою, а також внутрішній кругообіг фосфатів у морі. Останній чинник в Азовському морі відіграє велику роль у використанні організмами фосфатів завдяки порівняно швидкій мінералізації органічних речовин. Середня концентрація PO_4^{3-} в Азовському морі становить $10,5 \text{ мг/м}^3$, у Таганрозькій затоці – $21,7$, а поблизу гирла Дону – $30,6 \text{ мг/м}^3$, поблизу гирла Кубані – $27,0 \text{ мг/м}^3$.

Отже, вміст PO_4^{3-} підвищується з наближенням до гирл річок, що свідчить про велику роль річкового стоку. Однак сезонні зміни вмісту фосфатів не збігаються із сезонним розподілом стоку. На концентрацію PO_4^{3-} впливає його кругообіг у самому морі, що складається з процесів споживання його фітопланктоном, а також мінералізація органічних решток у донних відкладах. У табл. 8.20 подано сезонну динаміку концентрацій фосфатів.

Таблиця 8.20

Уміст фосфатів у різних районах Азовського моря за сезонами

Район	Уміст фосфатів (% від середньорічних концентрацій)			
	весна	літо	осінь	зима
Відкрите море	64,0	100,0	114,0	123,0
Таганрозька затока	72,0	84,0	142,0	116,0
Поблизу гирла р. Дон	82,0	113,0	123,0	86,0

Незважаючи на високий весняний водний стік Дону, уміст PO_4^{3-} у морі навесні найменший, що пов'язано з великим споживанням фосфатів організмами під час інтенсивних процесів фотосинтезу в морі навесні. До літа відбувається накопичення його через скорочення біологічного споживання та віддачі з ґрунтів у процесі мінералізації органічних решток. Восени спостерігається подальше підвищення вмісту PO_4^{3-} . До чинників, що впливають на збільшення концентрацій фосфатів, належать осіннє перемішування, яке сприяє надходженню мінерального фосфору із придонних шарів до водної товщі. Зима також відрізняється значним вмістом PO_4^{3-} в Азовському морі – збільшення вмісту фосфатів пов'язано зі скороченням життєдіяльності у водоймі та зимовим перемішуванням за відкритої поверхні води, а також надходженням PO_4^{3-} із придонних шарів.

Для оцінювання вмісту *органічних речовин* в Азовському морі використовують метод визначення перманганатної окисненості (мг/дм^3). Основними чинниками, що визначають формування режиму органічних речовин в Азовському морі, є стік річок Дону і Кубані, які виносять велику кількість органічних речовин; життєдіяльність водних організмів; продукти розпаду відмерлих організмів та обмін із ґрунтом. Певну роль відіграє й скидання господарсько-побутових стічних вод до прибережної смуги моря.

Порівняно великі значення окиснюваності в Азовському морі зумовлені його високою продуктивністю та річковим стоком. Наприклад, вода Дону в нижній течії має середню окиснюваність $4,7 \text{ мг/дм}^3$, коливаючись від $2,8$ до $9,7 \text{ мг/дм}^3$. Середня окиснюваність у відкритій частині моря становить $2,52$, у Таганрозькій затоці – $2,9 \text{ мг/дм}^3$.

Сезонні зміни окиснюваності в Азовському морі у відкритій частині моря виражені порівняно слабо. Найвищі значення окиснюваності характерні для весни, що пов'язано зі значним річковим стоком.

Екологічні проблеми. Після створення на р. Дон Цимлянського гідровузла (1952) гідрологічний і гідрохімічний режими Азовського моря почали змінюватися. Після зарегулювання розподіл стоку протягом року став рівномірнішим, скоротилось весняне водопілля у пониззях Дону. Поряд із цим, будівництво зрошувальних систем у басейні Кубані та Дону зменшило загальний приплив прісних вод у море на $14,0 \text{ км}^3$ і відповідно знизило стік біогенних елементів.

Зменшення весняного стоку та розливів у заплавах Дону та Кубані погіршило умови розмноження цінних видів риб, які приходять сюди на нерест. Зниження сумарного прісного стоку призвело до зменшення кількості поживних сполук, особливо фосфору, які потрібні для розвитку водоростей та планктону. Тому їхня продукція зменшилась у середньому на $14,0 \%$ порівняно з періодом природного режиму. Поряд із цим, збільшився приплив чорноморської води і дещо підвищилась солоність, що викликало низку змін у

співвідношенні видів і груп планктону моря. При осолоненні від 10,0 до 14,0 ‰, яке поширюється від Керченської протоки на північний схід, організми, що проживають у воді з меншою солоністю, почали переміщуватись до Таганрозької затоки і їхні спільноти стали зменшуватись.

Збільшення припливу чорноморських солоних вод до придонних шарів підсилює розшарування вод Азовського моря за густиною, утруднює перемішування і таким чином погіршує кисневий режим біля дна. Це призводить до розширення районів заморів водних організмів.

Отже, середня маса рослинного і тваринного планктону та відповідно його продукція скоротились порівняно з періодом до зарегулювання стоку на 30,0–35,0 %. Якщо осолонення моря продовжуватиметься й надалі, то треба очікувати подальшого зниження біомаси фіто- та зоопланктону.

Мінеральні ресурси Азовського моря представлені насамперед хімічною сировиною Сиваша, де загальні запаси солей оцінюються в 190,0 млн т, а їхній середній вміст у воді – 12,0–14,0 ‰. В їхньому складі переважають (%): сіль NaCl – 77,0–79,0, MgCl₂ – 9,0–10,0, MgSO₄ – 6,0–7,0, KCl – 2,0, MgBr – 0,2. Уміст Ca(HCO₃)₂ і CaSO₄ змінюється в межах 4,0–6,0 %.

Ці багатства ще потрібно освоювати; діючими підприємствами, які використовують сировину Сиваша, є бромний і содовий заводи у м. Красноперекоську, завод із вироблення магнею оксиду у м. Саки.

Крім проблеми осолонення Азовського моря за рахунок зміни водного балансу, гостро стоїть проблема забруднення його стічними водами промисловості та сільського господарства, наприклад такого великого промислового центру, як м. Маріуполь, а також сільськогосподарських угідь у пониззі Кубані, де інтенсивно використовують отрутохімікати.

Контрольні запитання

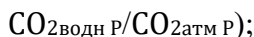
1. Що спричиняє невелику солоність води Чорного моря порівняно з водами Середземного моря?
2. Що є основною характерною особливістю гідрохімічного режиму Чорного моря? Що її спричиняє?
3. Назвіть основні гідроекологічні проблеми Чорного моря.
4. Що викликає багаторічну зміну солоності води Азовського моря?
5. Що спричиняє різке коливання вмісту фосфатів у водах Азовського моря у різні сезони року?
6. Чим представлені основні мінеральні ресурси Азовського моря?

9. РІВНОВАЖНІ ГІДРОХІМІЧНІ СИСТЕМИ

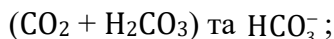
Стан карбонатно-кальцієвої, карбонатно-магнієвої й сульфатно-натрієвої систем є важливим чинником формування хімічного складу природних вод у різних природних зонах України.

З огляду на теорію рівноваг стан рівноважних систем можна описати рухливими рівновагами:

- 1) абсорбційна рівновага CO_2 в атмосфері та CO_2 у воді



- 2) гідратаційно-іонна рівновага в розчині між CO_2 , а точніше



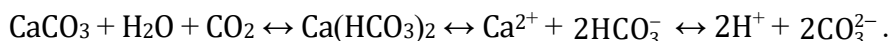
- 3) гетерогенна рівновага між $\text{Ca}(\text{Mg})\text{CO}_3$ в розчині й твердій фазі.

Кожна із рівноваг характеризує стійкість карбонатної системи за заданих умов t і рН. Термодинамічні умови (температура і тиск) більшою мірою визначають розчинність газу CO_2 у воді. Взаємозв'язок похідних вугільної кислоти визначають, головним чином, сили хімічної взаємодії між молекулами CO_2 та H_2O , степінь дисоціації вугільної кислоти, іонна сила розчину тощо.

Розглянемо стан карбонатно-кальцієвої, карбонатно-магнієвої та сульфатно-натрієвої систем у природних водах.

9.1. Карбонатно-кальцієва система

Для прісних природних вод карбонатно-кальцієва система є найважливішим чинником, що формує хімічний склад води. Від стану рівноваги між елементами цієї системи залежать процеси розчинення чи нагромадження карбонатних порід у водомістких товщах. Стан системи визначає реакція



Розглянемо стан карбонатно-кальцієвої системи в природних водах суші за зонами (за період літньої межени).

Зона мішаних лісів. Стан карбонатно-кальцієвої системи в поверхневих і підземних водах Українського Полісся визначається за ландшафтним комплексом, що властивий цій фізико-географічній провінції з урахуванням впливу господарської діяльності. При цьому важливими ландшафтоутворювальними чинниками, що прямо чи опосередковано впливають на рівновагу цієї системи, є помірно континентальний клімат; позитивний баланс вологи; низинний рельєф зі слабким нахилом і малими ерозійними врізами; слабкий поверхневий і підземний стік, що характеризується не-

значною мінералізацією та гідрокарбонатним складом води; заболоченість; неглибоке залягання ґрунтових вод, їхній зв'язок з напірними; значні запаси підземних вод; дерново-підзолистий оглеєний тип ґрунтів; добра промитість порід; кислий клас водної міграції.

Залежно від природних умов формування різні типи вод мають особливості карбонатно-кальцієвої рівноваги. Загалом природні води зони мають найбільшу вуглекислотну агресивність порівняно з водами лісостепової й особливо степової зони; дефіцит вільного вуглецю (IV) оксиду у водах тут також найменший.

Поверхневі (річкові) води зони порівняно з підземними відрізняються найбільшим зміщенням реакції ліворуч, тобто в бік насичення води CaCO_3 . Незначний уміст CO_2 (6,4–22 мг/дм³) пояснюється переходом її в атмосферу за високої температури води (20,0 °С) та інтенсивних процесів фотосинтезу водних організмів. Унаслідок цього формуються слабколужні води із середнім значенням рН 7,8. Дефіцит CO_2 , порівняно з рівноважним, тобто зміщення реакції ліворуч, спостерігається у водах річок Волинського Полісся та південної частини Житомирського Полісся. Відношення $\text{CO}_{2\text{в}}$ (визначеної) до $\text{CO}_{2\text{р}}$ (рівноважної) становить відповідно 79,0 і 81,0 %, а дефіцит вуглекислоти 3,5 і 1,63 мг/дм³, тобто води в середньому не мають агресивних властивостей. У водах річок іншої частини Українського Полісся рівновага системи зміщена праворуч, відбувається інтенсивне розчинення кальцію карбонатів, води мають вуглекислотну агресивність, причому середні концентрації агресивної CO_2 становлять відповідно (мг/дм³): 6,16; 11,4; 5,28, а відношення $\text{CO}_{2\text{в}}/\text{CO}_{2\text{р}}$ (%): 150,0; 315,0 і 393,0.

Найбільший надлишок вуглекислоти, порівняно з рівноважною (1500,0 %), спостерігається у водах річок північної частини Житомирського та Київського Полісся, що зумовлено промитістю піщаних товщ, дренажних річками (середній уміст Ca^{2+} у воді найменший для річок зони), за максимального вмісту у воді органічних речовин, які генерують CO_2 (13,3 мг/дм³). Меншою мірою ці причини сприяють формуванню агресивних вод у лівобережній частині Українського Полісся, оскільки води річок цієї території мають транзитну вуглекислотну агресивність, яка формується у межах Білоруського Полісся, де вони багаті на органічні речовини та одночасно бідні на катіони. Таким чином, поверхневі води мають найменшу для природних вод зони агресивність як у просторовому відношенні, так і за концентраціями надлишкової вуглекислоти.

Підземні води у четвертинних відкладах. Рівновага карбонатно-кальцієвої системи у водах четвертинних відкладів зміщена праворуч, вільний вуглецю (IV) оксид міститься в надлишковій кількості порівняно з рівноважною, що супроводжується майже повсюдно вуглекислотою агресивністю води. Лише в східній частині Київського та в межах Чернігівського

Полісся рівновага зміщена ліворуч, спостерігається дефіцит вуглекислоти. Подібний дефіцит відмічено також у водах четвертинних відкладів Ковельської денудаційної рівнини. У правобережній частині Полісся середні концентрації агресивної CO_2 коливаються від 4,4 до 10,1 мг/дм³, а відношення визначених концентрацій до рівноважних становить 63,0–2625,0 %.

На Лівобережжі, у межах Новгород-Сіверського Полісся, визначено максимальні концентрації агресивної CO_2 , які становлять у середньому 11,0–22,0 мг/дм³, хоч відношення $\text{CO}_{2\text{в}}/\text{CO}_{2\text{р}}$ порівняно незначне (160,0–170,0 %), що свідчить про великі абсолютні величини концентрацій рівноважних CO_2 з урахуванням середньої температури води 10,0–11,0 °С.

Головною причиною зміщення карбонатно-кальцієвої рівноваги праворуч є наявність значної кількості вільного вуглецю (IV) оксиду, що зумовлено низькою температурою води, насиченістю її киснем, біохімічними процесами окиснення органічних речовин у воді, ґрунті, торф'яниках, болотах, концентрація яких досягає значних величин. Крім того, втрата CO_2 в атмосферу, на відміну від поверхневих вод, тут значно вповільнена, оскільки вирівнювання концентрацій відбувається за дифузії газу товщею водомістких і водотривких порід, порід зони аерації й ґрунту. Унаслідок цього CO_2 поступово накопичується у водах четвертинних відкладів до встановлення динамічної рівноваги: окисні органічні речовини – ґрунтові води – атмосфера.

На території зони мішаних лісів, за винятком Новгород-Сіверського Полісся, спостерігається кореляція між вмістом CO_2 у водах четвертинних відкладів та органічними речовинами. Ґрунтові й болотні води, які межують з ґрунтами і торф'яниками, найбільш насичені вільним вуглецю (IV) оксидом та є основним джерелом CO_2 у водах четвертинних відкладів. У межах регіонів, де вміст CO_2 у водах до четвертинних відкладів більший, ніж у ґрунтових, концентрація вуглекислоти у ґрунтових водах може підвищуватись за рахунок підтоку збагачених вільною вуглекислотою напірних підземних вод.

У водах четвертинних відкладів Новгород-Сіверського Полісся, які містять мінімальну в межах зони кількість органічних речовин (2,4–2,5 мг/дм³), більша концентрація CO_2 (40,0–65,0 мг/дм³) може бути зумовлена лише підтоком газованих вуглекислих вод, що формуються у глибоких водоносних горизонтах південно-західного схилу Воронезького кристалічного масиву.

Лише у водах верхньокрейдових відкладів, що підстеляють четвертинні породи за відсутності регіонального водотриву, середні концентрації CO_2 становлять 70,0 мг/дм³ при вмісті органічних речовин 1,7 мг/дм³. Причиною зміщення рівноваги карбонатно-кальцієвої системи ліворуч є мінімальний, порівняно з іншими площами, середній вміст у водах органічних речовин (2,5–4,0 мг/дм³), а також безпосередня витрата вільного вуглецю (IV) оксиду внаслідок вирівнювання адсорбційної рівноваги CO_2 у воді з рівноважним CO_2 в атмосфері, яка різко зміщена праворуч (CO_2 води та CO_2 атмосфери).

Цьому процесу сприяють незначна глибина залягання ґрунтових вод (0,1–3,0 м) і грубодисперсний механічний склад водомістких порід зони аерації (піски, галечники). До того ж деяка кількість вільного вуглецю (IV) оксиду втрачається за рахунок вирівнювання його концентрацій у водах четвертинних відкладів і річкових водах, яке відбувається за інтенсивного дренивання підземних вод четвертинних товщ Дніпром, Десною та Сномом. У цих річках концентрації CO_2 у два-три рази нижчі, ніж у водах четвертинних відкладів. У деяких водах, крім того, нестачі CO_2 сприяє максимальний для вод у четвертинних породах зони середній вміст іонів кальцію ($130,0 \text{ мг/дм}^3$).

Води у дочетвертинних відкладах. У межах Волинського (за винятком Ковельської денудаційної рівнини), Житомирського і Новгород-Сіверського Полісся рівновага карбонатно-кальцієвої системи у водах дочетвертинних відкладів зміщена праворуч, води мають вуглекислотну агресивність.

Надлишок вільного вуглецю (IV) оксиду відносно рівноважного вмісту коливається в середньому від 1,32 до $22,4 \text{ мг/дм}^3$, зростаючи у східному напрямку. Відношення $\text{CO}_{2\text{в}}/\text{CO}_{2\text{р}}$ відповідно змінюється від 106,0 до 4400,0 %. На цих самих площах наявні й максимальні концентрації CO_2 , середні значення яких становлять $20,0\text{--}25,0 \text{ мг/дм}^3$, що у два-три рази вище, ніж на відповідних полях у водах четвертинних відкладів. Останнє свідчить, що у водах нагромадження CO_2 відбувається не стільки за рахунок окиснення органічних речовин, яких тут дуже мало ($1,0\text{--}4,0 \text{ мг/дм}^3$), і надходження з вод, що містяться в четвертинних породах, скільки за рахунок складніших геохімічних процесів у земній корі.

Відомо про наявність вуглекислих та азотно-вуглекислих вод глибинного походження у кристалічних породах і нижній частині осадових порід на цій території. Аномально високі значення CO_2 у водах крейдових відкладів південно-західного схилу Воронежського кристалічного масиву в межах Новгород-Сіверського Полісся ($70,0 \text{ мг/дм}^3$) пояснюється лише підтоком вуглекислих вод із більш глибоких водоносних горизонтів. Характерно, що в межах Київського та Чернігівського Полісся, де концентрації CO_2 нижчі, ніж на відповідних площах у водах четвертинних відкладів, спостерігається дефіцит вуглекислоти, води тут неагресивні. У водах четвертинної товщі також наявний дефіцит CO_2 , хоч і значно менший (у 4–15 разів), ніж у водах горизонтів, що залягають нижче.

Гідравлічного зв'язку цих вод із глибокими водоносними горизонтами немає, можна вважати, що стан карбонатно-кальцієвої системи у водах дочетвертинних відкладів пов'язаний не з глибинними процесами, а з окисненням власних органічних речовин (в умовах дефіциту кисню) та більшою мірою – з надходженням CO_2 із вод у четвертинних відкладах. Значний дефіцит CO_2 у межах території Київського та Чернігівського Полісся можна пояснити мінімальним умістом органічних речовин ($1,8 \text{ мг/дм}^3$),

анаеробними умовами та обмеженим надходженням CO_2 , що зумовлено регіональними водотривами, які відокремлюють ці води від вод у четвертинних і дочетвертинних відкладах.

Стан системи у водах крейдових порід Ковельської денудаційної рівнини також повністю зумовлений впливом вод у четвертинних відкладах, оскільки за незначного вмісту органічних речовин і наявності потужного (100,0–200,0 м) підстеляючого водотриву CO_2 може тут накопичуватись лише за рахунок міграції з водами із четвертинної товщі. Чіткий зв'язок стану карбонатно-кальцієвої системи у водах дочетвертинних відкладів зі станом вод у четвертинних і більш глибоких товщах, залежно від геолого-структурних умов, безумовний. Таким чином, можна дійти висновку про те, що в межах Полісся її рівновага значною мірою залежить від концентрації у водах CO_2 . Атмосфера постійно поглинає CO_2 із природних вод, що призводить до зміщення рівноваги в бік генерування вільного вуглецю (IV) оксиду у водах, яке відбувається від атмосфери до вод дочетвертинних відкладів. Концентрація CO_2 у річкових водах менша, ніж у водах дочетвертинних відкладів більш ніж удвічі, а рівноважна концентрація – більш ніж утричі. Однак річкові води та води в четвертинних відкладах загалом мають надлишок CO_2 порівняно з рівноважним, а у водах дочетвертинних відкладів спостерігається її дефіцит.

Інтенсивність зміщення карбонатно-кальцієвих систем у річкових водах і водах четвертинних відкладів праворуч однакова, що свідчить про тісний взаємозв'язок хімічного складу та фізичних властивостей обох типів вод в умовах різко окиснених аеробних умов. Рівновага у водоносних горизонтах, що залягають нижче, зміщена ліворуч, що пояснюється відносною нестачею CO_2 , яка зумовлена бідністю вод органічними речовинами, дефіцитом окисників і надлишком катіонів.

Незважаючи на значне надходження у води дочетвертинних відкладів вуглекислоти з глибоких водоносних горизонтів, надлишки CaCO_3 у воді постійно її нейтралізують, перенасичують воду Ca^{2+} , тобто тут в умовах дефіциту вуглекислоти відбувається нагромадження карбонатних порід за рахунок розкладу кальцію гідрокарбонату.

Якщо розглядати природні води загалом на території зони, то переважною тенденцією у стані карбонатно-кальцієвої рівноваги буде зміщення її праворуч, у бік деякого надлишку вільного вуглецю (IV) оксиду, тобто в більшості випадків, особливо в просторовому територіальному аспекті, усі типи вод мають вуглекислотну агресивність.

Лісостепова зона. Основні риси карбонатно-кальцієвої системи в природних водах лісостепової зони визначаються зміною позитивного балансу вологи від'ємним, континентальним характером клімату, різноманітністю рельєфу з глибокими ерозійними врізами та великими нахилами, чорнозе-

мними, багатими гумусом і мінеральними солями ґрунтами, інтенсивним поверхневим і підземним стоком з різноманітною мінералізацією та хімічним складом води, кальцієвим чи гідрокарбонатним класом водної міграції, незначною промитістю ґрунту і порід зони аерації, інтенсивністю ерозійних процесів, господарською діяльністю тощо. Розглянемо ці риси та особливості для кожного типу вод – річкових і вод, що залягають у четвертинних і дочетвертинних відкладах.

Поверхневі (річкові) води майже скрізь (за винятком верхів'їв Південного Бугу) відрізняються тим, що в них рівновага карбонатно-кальцієвої системи зміщена ліворуч, дефіцит, порівняно з рівноважним, у середньому змінюється від 5,72 до 22,0 мг/дм³, води не агресивні. Нестача вуглекислоти зростає у східному напрямку. Основні причини цього явища, що зумовлені особливостями ландшафту: відносна бідність вод на вуглекислоту, яка поглинається внаслідок інтенсивного фотосинтезу (0,01–15,0 мг/дм³); бідність вод на органічні речовини (7,0–10,0 мг/дм³); насиченість кальцієм, а на Лівобережжі – натрієм. Максимальне зміщення рівноваги, яке спостерігається на давніх терасах Лівобережжя Дніпра ($CO_{2в}/CO_{2р} = 58\%$), викликане майже повною відсутністю у водах вуглекислоти (2,2 мг/дм³) внаслідок її нейтралізації іонами натрію та кальцію, надлишок яких обумовлений інтенсивним гідрокарбонатно-натрієвим засоленням водозбірних площ. Мінімальне зміщення наявне у водах Малеого Полісся ($CO_{2в}/CO_{2р} = 74,0\%$), природні умови якого схожі з умовами зони мішаних лісів, що й стало причиною цього явища. На решті території зони дефіцит CO_2 варіює в межах 13,2–14,9 мг/дм³, зміщення рівноваги $CO_{2в}/CO_2 = 26,0–75,0\%$. Наявність агресивної вуглекислоти (5,28 мг/дм³) у верхів'ях Південного Бугу природними причинами пояснити не можна – імовірно, що на зміщення рівноваги праворуч (130,0 %) тут впливають антропогенні чинники.

Для вод у четвертинних відкладах майже скрізь також характерне зміщення карбонатно-кальцієвої рівноваги ліворуч, причому воно менш інтенсивне, ніж у річкових водах ($CO_{2в}/CO_{2р} = 36,0–67,0\%$). Причини зміщення ті самі, що й для річкових вод. Однак менша інтенсивність його зумовлена нагромадженням у водах CO_2 через утруднений газообмін з атмосферою (води перекриті 5–20-метровою товщею суглинків), відсутністю фотосинтезу, рідше – надходженням CO_2 із глибших горизонтів.

Дефіцит CO_2 зростає за рахунок вищих абсолютних значень концентрацій визначеної CO_2 (8,8–76 мг/дм³) і рівноважної (24,2–114,0 мг/дм³) порівняно з річковими водами. Певних закономірностей у стані карбонатно-кальцієвої системи немає. Аномальне зміщення системи праворуч ($CO_{2в}/CO_{2р} = 157,0\%$) у водах четвертинних відкладів схилу Воронезького кристалічного масиву зумовлено тим самим, що й у водах аналогічних площ у зоні мішаних лісів. Зміщення рівноваги в бік надлишку вуглекислоти ($CO_{2в}/CO_{2р} = 116,0\%$) у

водах Лівобережно-Дніпровської фізико-географічної провінції викликаний іншими причинами. Величезне нагромадження у ґрунтових водах четвертинних відкладів вільного вуглецю (IV) оксиду на цій території ($110,0 \text{ мг/дм}^3$) імовірно викликано утрудненим газообміном з атмосферою, оскільки тут води перекриті потужною товщею (до $50,0 \text{ м}$) суглинків і глин. Це зумовлено особливостями рельєфу Полтавської лесової акумулятивної рівнини: втрата CO_2 тут відбувається в основному через водогами, що глибоко врізані в рельєф, які дренують води в четвертинній товщі.

У водах дочетвертинних відкладів, як і попередніх типах вод, карбонатно-кальцієва рівновага, за винятком схилу Воронежського кристалічного масиву, скрізь зміщена ліворуч і відрізняється одноманітністю.

Звичайний дефіцит CO_2 становить $11,0\text{--}15,0 \text{ мг/дм}^3$ за амплітуди $9,0\text{--}25,0 \text{ мг/дм}^3$. Інтенсивність зміщення системи коливається в межах $44,0\text{--}126,0 \%$. Взагалі стан карбонатно-кальцієвої системи цих вод значною мірою схожий на стан системи у водах четвертинних відкладів, що свідчить про тісний взаємозв'язок їхнього хімічного складу. Унаслідок виняткової бідності вод дочетвертинних відкладів органічними речовинами порівняний вміст у них CO_2 із вмістом її у водах четвертинних відкладів можна пояснити лише надходженням CO_2 із ґрунтовими водами та водами глибших водоносних горизонтів.

У лісостеповій зоні максимальні концентрації CO_2 спостерігаються у ґрунтових водах четвертинних відкладів, мінімальні – у річкових, а проміжні – у підземних водах дочетвертинних відкладів. Такий розподіл CO_2 свідчить, що основним джерелом вуглекислоти як у поверхневих водах, так і водах дочетвертинних відкладів є ґрунтові води, до яких (через бідність ґрунтових вод органічними речовинами) CO_2 надходить за інфільтрації вод ґрунтом. Надходження вуглекислоти у води дочетвертинних відкладів із глибших водоносних горизонтів обмежено наявністю потужних розділяючих водотривів (Волино-Подільська плита, Дніпровсько-Донецька западина), або тим, що водоносний горизонт дочетвертинних відкладів належить до тріщинуватої зони докембрійських порід і є останнім знизу (Український щит). У розподілі рівноважних концентрацій CO_2 спостерігається така сама закономірність, але трохи згладжена.

Середній дефіцит вільного вуглецю (IV) оксиду, порівняно з рівноважним в усіх типах природних вод зони, приблизно однаковий.

На відміну від зони мішаних лісів, де однакове зміщення карбонатно-кальцієвої рівноваги визначається у річкових і ґрунтових водах четвертинних відкладів (праворуч), а максимальний (ліворуч) – у водах дочетвертинних відкладів, у лісостеповій зоні однакове зміщення рівноваги системи ліворуч спостерігається у підземних водах четвертинних і дочетвертинних відкладів ($45,0 \%$), а максимальний ($26,0 \%$) – у річкових водах. Це свідчить

про тісніший зв'язок хімічного складу підземних вод, ніж ґрунтових вод четвертинних відкладів і поверхневих вод.

Взагалі рівновага карбонатно-кальцієвої системи в природних водах лісо-степової зони зміщена ліворуч, води не мають вуглекислотної агресивності, у них відбувається процес накопичення кальцію карбонатів за рахунок розкладання $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, що постійно наявний у воді.

Степова зона. Основні особливості стану карбонатно-кальцієвої системи в природних водах степової зони визначаються від'ємним балансом вологи, значними тепловими ресурсами, різноманітним, достатньо розчленованим рельєфом, чорноземними чи каштановими ґрунтами, часто засоленими і осолоділими, глибоким заляганням рівня першого від поверхні постійного водоносного горизонту, слабкорозвиненою гідрографічною сіткою, наявністю великих безстічних територій, сульфатним і хлоридно-сульфатним типом вод суші, содовим і натрієво-кальцієвим класом ґрунтів і порід, складними геолого-геотектонічними, гідрологічними умовами, зумовленими тим, що степовий ландшафт розміщений у зоні стикування Українського щита, Причорноморської западини, Донецької складчастої області й схилів Воронезького кристалічного масиву.

У *поверхневих (річкових) водах* зони рівновага карбонатно-кальцієвої системи різко зміщена ліворуч, за винятком Донецько-Донської північно-степової провінції, де вони мають значну вуглекислотну агресивність ($7,04 \text{ мг/дм}^3$), оскільки рівновага системи тут зміщена праворуч ($\text{CO}_2\text{в}/\text{CO}_2\text{р} = 51,3 \%$). Основною причиною зміщення системи ліворуч у водах є найбільший для території України вміст у них іонів кальцію, магнію та інтенсивність процесів фотосинтезу поряд з незначною кількістю органічних речовин, які можуть легко окиснюватися. Це призводить до того, що на більшій частині території середній вміст вільного вуглецю (IV) оксиду становить $2,0\text{--}24,0 \text{ мг/дм}^3$ за рівноважних $23,8\text{--}114,0 \text{ мг/дм}^3$, причому цей дефіцит зростає в південному і південно-східному напрямках.

Зміщення рівноваги ліворуч є максимальним для території України і становить $18,0\text{--}88 \%$. Є певна закономірність у тому, що найбільший дефіцит CO_2 , як і зміщення рівноваги у водах річок, пов'язані з антропогенним впливом (Приазов'я, Лівобережжя Дніпра). Це може бути пов'язано зі значним надходженням Ca^{2+} і Mg^{2+} із стічними водами, концентрації яких у воді регулюються карбонатно-кальцієвою рівновагою за рахунок нейтралізації їх вуглекислою. Великий дефіцит вільного вуглецю (IV) оксиду, порівняно з рівноважним, у ґрунтових водах четвертинних відкладів ($17,6\text{--}53 \text{ мг/дм}^3$), який призвів до різкого зміщення карбонатно-кальцієвої системи ліворуч, пояснюється тим, що в умовах надлишку Ca^{2+} і Mg^{2+} (до $400,0 \text{ мг/дм}^3$) у водах і незначній концентрації легкоокиснюваних речовин ($3,0\text{--}5,0 \text{ мг/дм}^3$) нагромадження вільного вуглецю (IV) оксиду за рахунок ґрунтових розчинів і

розкладання білків обмежено тим, що водовмісні породи та ґрунти зволожуються лише в період дощів.

Води четвертинних відкладів. Ультрапрісні, бідні на вуглекислоту атмосферні води, проходячи ґрунтами, багатими на органічні речовини, не встигають достатньою мірою окиснити ці речовини і збагатити ґрунтові води (частіше верховодку) вуглекислотою. Органічні речовини самих водовмісних порід також не встигають окиснитись до кінця, оскільки періоди їхнього окиснення нетривалі. Одним із доказів цього є максимальне зміщення рівноваги ліворуч у межах найбільш засушливих і безстічних областей на території Причорноморсько-Приазовської лісостепової провінції й Причорноморської південно-степової провінції, де інтенсивність зміщення досягає 44,0–51,0 %. У межах північностепових провінцій, особливо Донбасу, де ґрунтові води четвертинних відкладів пересихають рідше і є сталими, дефіцит вуглекислоти значно нижчий, зміщення карбонатно-кальцієвої системи зменшується до 57,0–66,0 %. Найменше зміщення рівноважної системи спостерігається в межах потужних алювіальних горизонтів у басейні Сіверського Дінця (61,0–66,0 %).

На рівновагу карбонатно-кальцієвої системи у водах *дочетвертинних відкладів* найменше впливають ландшафтно-кліматичні чинники, а більше – геолого-структурні умови. Це пов'язано з тим, що води залягають відносно глибоко від поверхні й перекриті потужними товщами слабопроникних порід. Тому стан системи в цих водах ближчий до рівноважного, ніж у ґрунтових і річкових. Дефіцит CO_2 у межах полів звичайно знижується тут до 0,22–30,4 мг/дм³, а інтенсивність зміщення рівноваги – до 21,0–98,0 %. Певної закономірності у розподілі цих величин немає, хоч взагалі рівновага системи повсюди зміщена ліворуч, води не мають вуглекислотної агресивності. Зміщення рівноваги визначається незначним умістом легкоокиснюваних речовин (2,0–4,0 мг/дм³), нестачею кисню для їхнього окиснення в умовах надлишку іонів кальцію та магнію, утрудненого водообміну із глибшими водоносними горизонтами, що обмежує надходження CO_2 у воду знизу. Наявність у водах концентрацій CO_2 , які можна порівняти з іншими типами вод, можна пояснити утрудненим газообміном із ґрунтовими, поверхневими водами та атмосферою. Зміщення карбонатно-кальцієвої рівноваги в цих водах більш як удвічі менше, ніж у ґрунтових водах четвертинних відкладів і річкових.

Рівноважні концентрації CO_2 у поверхневих водах більш як удвічі вищі, ніж у водах дочетвертинних відкладів через менший уміст у водах гідрокарбонатних іонів (у 1,5–2,0 рази) і дещо вищий уміст Ca^{2+} .

Дефіцит вільного вуглецю (IV) оксиду зростає в такому напрямку: води в дочетвертинних відкладах – поверхневі (річкові) води – води в четвертинних відкладах.

Інтенсивність зміщення карбонатно-кальцієвої рівноваги в річкових водах і четвертинних відкладах майже однакова, що свідчить про тісний взаємозв'язок між хімічним складом цих типів вод. Інтенсивність зміщення системи в нижніх водоносних горизонтах удвічі слабша через відсутність газообміну з атмосферою.

Значний вплив на стан карбонатно-кальцієвої системи мають антропогенні чинники: зрошувальна меліорація зменшує зміщення рівноваги ґрунтових вод ліворуч; промислово-господарські стоки в районах Криворіжжя і південної частини Донбасу збільшують зміщення рівноваги в річкових водах також ліворуч, а в північній частині Донбасу господарська діяльність, навпаки, зумовлює вуглекислотну агресивність поверхневих вод.

9.2. Карбонатно-магнієва система

Зона мішаних лісів. Дефіцит $MgCO_3$ у річкових водах зони мішаних лісів України найменший порівняно з усіма іншими природними зонами. У межах Житомирського, Київського та південної частини Чернігівського Полісся визначається мінімальний дефіцит магнію карбонатів; відповідно 2,52; 15,1 та 5,04 мг/дм³. У районах Волинського та північної частини Чернігівського Полісся дефіцит $MgCO_3$ більший – 22,7 і 20,2 мг/дм³.

У водах четвертинних відкладів зони мішаних лісів наявний збільшений дефіцит магнію карбонатів порівняно з їхнім умістом у річкових водах. Найменший дефіцит $MgCO_3$ – на правобережній частині, що збільшується з півночі на південь. Зміщення рівноваги карбонатно-магнієвої системи праворуч ще істотніше збільшується на схід. Наприклад, якщо мінімальний дефіцит $MgCO_3$ визначається в межах Житомирського Полісся – 3,4 мг/дм³, то в східній частині зони він зростає до 78,9 мг/дм³. У межах Ковельської денудаційної рівнини дефіцит $MgCO_3$ також великий – 77,3 мг/дм³.

У водах дочетвертинних відкладів стан карбонатно-магнієвої системи дещо інший, ніж у водах четвертинних відкладів і поверхневих водах. Мінімальний дефіцит $MgCO_3$ тут визначається у межах Новгород-Сіверського і Житомирського Полісся (відповідно 0,34 та 1,01 мг/дм³), де води близькі до рівноважного стану.

Зміна дефіциту $MgCO_3$ у межах зони мішаних лісів така: дефіцит $MgCO_3$ збільшується в напрямку на схід і південний схід, а також у водах нижніх горизонтів.

Лісостепова зона. Дефіцит магнію карбонату в річкових водах лісостепової зони більший, ніж у відповідних водах зони мішаних лісів. Мінімальний дефіцит $MgCO_3$ у Правобережному Придніпров'ї – до 25,5 мг/дм³, максимальний – 71,4 мг/дм³ на південному сході зони.

У водах четвертинних відкладів дефіцит $MgCO_3$ зростає, досягаючи максимальних значень у межах Воронезького кристалічного масиву – близько $208,0 \text{ мг/дм}^3$. Великий дефіцит магнію карбонату на заході зони – $89,9 \text{ мг/дм}^3$, найменший – у межах Лівобережного та Правобережного Придніпров'я – $54,8$; $62,2$ – $65,5 \text{ мг/дм}^3$.

У водах дочетвертинних відкладів лісостепової зони найменший дефіцит також, як і у водах четвертинних відкладів – у Придніпров'ї. Тут дефіцит $MgCO_3$ навіть менший – від $47,9$ до $53,8 \text{ мг/дм}^3$, а мінімальний – $12,6 \text{ мг/дм}^3$. Зменшується дефіцит на сході ($26,8 \text{ мг/дм}^3$), зростаючи в напрямку на захід, де на території Волино-Подільської височини досягає максимальних значень для вод водоносного горизонту ($78,9 \text{ мг/дм}^3$).

Степова зона. Мінімальний дефіцит магнію карбонату в річкових водах степової зони спостерігається у західній її частині. Зміщення рівноваги карбонатно-магнієвої системи збільшується праворуч, тобто в бік дефіциту $MgCO_3$ на сході та південному сході зони. Максимальний дефіцит $MgCO_3$ ($107,0 \text{ мг/дм}^3$) спостерігається на Донбасі. Значна агресивність наявна також у водах Приазов'я ($78,9 \text{ мг/дм}^3$).

Мінімальну карбонатно-магнієву агресивність мають води четвертинних відкладів Причорноморської низовини та Правобережного Придніпров'я ($71,4$; $77,3 \text{ мг/дм}^3$). Дефіцит $MgCO_3$ зростає з віддаленням від Дніпра на захід і схід степової зони, сягаючи максимальних значень (143 і 135 мг/дм^3) на західній і східній межах зони степів.

Дефіцит карбонатно-магнієвої системи у водах дочетвертинних відкладів дещо менший, ніж у водах четвертинних. Тенденція зміни дефіциту $MgCO_3$ тут така: мінімальні значення на заході зони – $31,1 \text{ мг/дм}^3$. Збільшення агресивності вод відбувається в напрямку на північ, схід і південний схід. Максимальна карбонатно-магнієва агресивність спостерігається на сході степової зони ($87,4 \text{ мг/дм}^3$).

9.3. Сульфатно-кальцієва система

На всій території рівнинної частини України в межах поверхневих (річкових) вод, вод четвертинних і дочетвертинних відкладів відмічається сульфатно-кальцієва агресивність вод.

Зона мішаних лісів. У річкових водах зони мішаних лісів сульфатно-кальцієва агресивність вод виявляється найбільше в Новгород-Сіверському Поліссі – $1745,0 \text{ мг/дм}^3$. Найменший дефіцит $CaSO_4$ – у межах Житомирського Полісся – $1697,0 \text{ мг/дм}^3$. Загальною тенденцією є зменшення сульфатно-кальцієвої агресивності вод у напрямку на захід зони.

У водах четвертинних відкладів збільшення дефіциту кальцію сульфату, на відміну від його вмісту в поверхневих водах, відбувається у східному та південному напрямках. Якщо мінімальний дефіцит CaSO_4 визначається у межах вод четвертинних відкладів Волинського Полісся – $1605,0 \text{ мг/дм}^3$, то максимальний – у водах четвертинних відкладів схилу Воронезького кристалічного щита в межах східної частини Чернігівського Полісся.

Води дочетвертинних відкладів зони мішаних лісів мають дещо меншу сульфатно-кальцієву агресивність порівняно з водами вищих горизонтів. Тут дефіцит CaSO_4 зростає зі сходу на захід. Мінімальний дефіцит CaSO_4 у східній частині Чернігівського Полісся – $1610,0 \text{ мг/дм}^3$, максимальний – $1741,0 \text{ мг/дм}^3$ у межах Волинського Полісся.

Лісостепова зона. Для річкових вод лісостепової зони характерне збільшення дефіциту CaSO_4 на північний схід. Максимального значення – $1733,0 \text{ мг/дм}^3$ – дефіцит досягає на Лівобережжі Дніпра. Сульфатно-кальцієвий дефіцит зменшується у напрямку на захід, а мінімального значення досягає на Волино-Подільській височині – $1586,0 \text{ мг/дм}^3$. Порівняно з аналогічними водами зони мішаних лісів у лісостеповій зоні відбувається зменшення дефіциту CaSO_4 в південному напрямку.

Зміщення сульфатно-кальцієвої рівноваги в бік збільшення дефіциту CaSO_4 у водах четвертинних відкладів лісостепової зони відбувається в напрямку на захід і схід від Дніпра, причому більш інтенсивно – у лівобережній частині лісостепової зони. Максимальний дефіцит – у Правобережному Придніпров'ї – $1724,0 \text{ мг/дм}^3$, мінімальний – $1607,0 \text{ мг/дм}^3$ – на сході Харківської області та в межах північної частини Волино-Подільської височини.

У змінах значень дефіциту кальцію сульфату у водах дочетвертинних відкладів простежується та сама закономірність, що й у водах четвертинних відкладів, тобто максимальний дефіцит CaSO_4 визначається у Правобережному Придніпров'ї – 1822 мг/дм^3 . Це найбільший дефіцит CaSO_4 у водах України всіх досліджуваних горизонтів. На захід і схід від цього району відбувається зниження дефіциту кальцію сульфату до 1605 і 1604 мг/дм^3 . Середні значення дефіциту CaSO_4 у межах гідрохімічних полів у лісостеповій зоні зменшуються в напрямку до глибших горизонтів. Простежується й тенденція до зниження дефіциту в напрямку на південь.

Степова зона. У степовій зоні річкові води мають найменшу сульфатно-кальцієву агресивність на всій території України. Тут наявне зменшення дефіциту CaSO_4 в напрямку зі сходу на захід, особливо на південний захід. Максимальний дефіцит – $1731,0 \text{ мг/дм}^3$ – у районі Донбаського промислового району. Різка зміна дефіциту CaSO_4 в бік зменшення визначається у Приазов'ї ($1436,0 \text{ мг/дм}^3$). Мінімальний дефіцит CaSO_4 – $1197,0 \text{ мг/дм}^3$ – визначають у межах Причорноморської низовини. Степова зона за дефіци-

том CaSO_4 різко ділиться на дві частини: північну та південну, де значення дефіциту CaSO_4 відрізняються в 1,5 рази.

У водах *четвертинних відкладів* дефіцит CaSO_4 менший, ніж у річкових водах. Тенденція зміни сульфатно-кальцієвої агресивності в межах степової зони така сама, що й у поверхневих водах: за зниженням агресивності зона ділиться на дві частини. Північ степової зони характеризує більша агресивність, ніж південь, де дефіцит CaSO_4 менший майже вдвічі. Максимальний дефіцит CaSO_4 визначено на території гідрохімічного поля 22,0–1469,0 мг/дм³, мінімальна агресивність кальцію сульфату на Лівобережному Придніпров'ї та Приазов'ї – 362,0 і 464,0 мг/дм³. Зменшення сульфатно-кальцієвої агресивності відбувається й у напрямку зі сходу на захід (з 1548,0 до 902,0 мг/дм³).

Складнішим є розподіл зміни сульфатно-кальцієвої агресивності порівняно з річковими водами та водами четвертинних відкладів у *водах до-четвертинних відкладів*. Але загальна тенденція, яка простежується у водах горизонтів, що залягають вище, залишається (у напрямку на південь агресивність вод зменшується).

Менша агресивність вод спостерігається у центрі степової зони – у районі Донецького кряжу – 634,0 і 884,0 мг/дм³. Максимальне значення сульфатно-кальцієвої агресивності визначено на крайньому заході степової зони – 1598,0 мг/дм³. На південь від Донецького кряжу значення дефіциту CaSO_4 збільшується до 1273,0–1432,0 мг/дм³.

9.4. Схильність природних вод до відкладання чи розчинення карбонатів кальцію

Для річкових вод України характерна схильність до відкладання CaCO_3 , крім північної частини Українського Полісся та Донбасу.

У зоні *мішаних лісів* розчиняти CaCO_3 схильні річкові води Київського, Житомирського та Чернігівського Полісся. Максимальний дефіцит CaCO_3 тут визначається у межах Новгород-Сіверського Полісся – 26,0 мг/дм³. На південь карбонатно-кальцієва агресивність вод зменшується до нуля на межі лісостепової зони. У західній частині зони мішаних лісів спостерігається відкладання у водах кальцію карбонату – 8,0 і 13,0 мг/дм³.

У межах *лісостепової зони* схильність води до відкладання CaCO_3 збільшується із заходу на схід до 50,0 мг/дм³. Виняток становлять річкові води Подільської височини, де спостерігається карбонатно-кальцієва агресивність вод – 12,0 мг/дм³.

У степовій зоні схильність вод до відкладання CaCO_3 зростає до 75,0 мг/дм³, деяке зниження спостерігається в районі Приазов'я.

У водах четвертинних відкладів зони мішаних лісів карбонатно-кальцієва агресивність визначається у межах Волинського та Житомирського Полісся, максимальна агресивність – на північних схилах Воронезького кристалічного масиву – 50,0 мг/дм³.

У лісостеповій зоні агресивність СаСО₃ спостерігається на крайньому сході, де вона максимальна для всієї території країни – 69,0 мг/дм³. На іншій частині лісостепової зони води четвертинних відкладів схильні до відкладання СаСО₃. Максимальний надлишок СаСО₃ відмічається тут на заході – 55,0 мг/дм³.

У степовій зоні спостерігається максимальний надлишок карбонату кальцію у водах четвертинних відкладів. На Лівобережжі Дніпра значення абсолютних величин СаСО₃ у водах менші, ніж на Правобережжі.

Для вод дочетвертинних відкладів характерний найбільш складний розподіл схильності вод до відкладання чи розчинення СаСО₃. У водах дочетвертинних відкладів абсолютні значення надлишку СаСО₃ дещо менші. Як і в ґрунтових, у водах дочетвертинних відкладів зони мішаних лісів спостерігається карбонатно-кальцієва агресивність у межах Волинського, Житомирського та східної частини Чернігівського Полісся (3,0–50,7 мг/дм³).

У лісостеповій зоні карбонатно-кальцієва агресивність визначається на сході – 33,0 мг/дм³. Максимальні значення СаСО₃ у водах правобережної частини Київської області – 57,0 мг/дм³ і в межах Подільської височини – 39,0 мг/дм³.

На Лівобережжі Дніпра степової частини України надлишок СаСО₃ у водах дочетвертинних відкладів більший, ніж на Правобережжі. Максимальна кількість СаСО₃ у водах степової зони в межах Донецької області – 30,0–69,0 мг/дм³, мінімальна – 0,5 мг/дм³ – в Одеській області.

Контрольні запитання

1. Які складові описують стан рівноважної карбонатно-кальцієвої (магнієвої) системи?
2. Як діоксид вуглецю впливає на стан рівноважних систем?
3. Яким чином стан рівноважної системи впливає на величину рН води?
4. Які типи природних вод схильні до відкладання карбонату кальцію?
5. Із чим пов'язана висока сульфатно-кальцієва агресивність природних вод території України?

10. СТІК РОЗЧИНЕНИХ У ПРИРОДНИХ ВОДАХ РЕЧОВИН І ХІМІЧНА ДЕНУДАЦІЯ

Величина іонного стоку є найважливішою геохімічною характеристикою, яка описує ерозійні й акумулятивні процеси на земній поверхні, кількісно характеризує основну видаткову частину сольового балансу басейну річки, ерозію ґрунтів і порід, процес вивітрювання, утворення карсту, засолення території. В обміні солей між континентом та океаном основною зв'язною ланкою також є іонний стік, прямим наслідком багатовікової дії якого є потужні товщі морських осадових порід. Дані про іонний стік необхідні для розрахунку сольового балансу водосховищ.

10.1. Іонний стік

Оцінювання сумарного річкового іонного стоку. У природних умовах (1938–1950) величина річного іонного стоку з території країни становила 22545,0 тис. т, чи 36,3 т/км². Найменших значень показники іонного стоку досягли в межах рівнинної території (у середньому 35,0 т/км²), найбільших – у гірських країнах (49,0–115,0 т/км²). Закономірності розподілу стоку окремих іонів у межах фізико-географічних зон і річкових басейнів подано в табл. 10.1.

Розрахунки іонного стоку в індустріальний період (1961–1990) показують, що на території України, порівняно із природним, він зріс до 28824,0 тис. т (на 34,0 %), у тому числі (%): іонів магнію – на 44,0, натрію – на 86,0, сульфатів і хлоридів – на 82,0 і 142,0. Найбільше зростання стоку головних іонів характерне для зони степів – у 2,1 рази для суми іонів, в 1,8 рази – для Mg²⁺, у 2,9 рази – для Na⁺, в 2,6 і 3,4 рази – для SO₄²⁻ і Cl⁻. У гірських країнах це зростання незначне, наприклад, у Гірських і Вулканічних Карпатах він зріс усього на 6,0 %. Основні кількісні характеристики іонного стоку в індустріальний період наведено в табл. 10.2.

Таблиця 10.1

Природний сумарний річковий іонний стік із території України
(у чисельнику – тис. т/рік, у знаменнику – т/км²)

Природні регіони	Сумарний річковий іонний стік							
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Сума іонів	
Полісся	530,0 5,7	577,6 0,8	73,9 0,8	1761,0 19,1	211,6 2,3	76,2 0,8	2731,0 29,5	
Лісостеп	1486,0 6,5	262,0 1,1	632,0 2,7	5308,0 23,0	1032,0 4,5	460,0 2,0	9180,0 39,8	
Степ	638,0 3,8	252,0 1,4	615,0 3,4	1927,0 10,7	1409,0 7,8	636,0 3,5	5522,0 30,6	
Передкарпаття	194,0 14,8	26,5 2,1	69,9 5,3	620,0 47,7	139,0 10,8	58,0 4,2	1108,0 84,9	
Гірські та Вулканічні Карпати	432,0 20,7	68,2 3,2	127,0 6,1	1420,0 68,1	260,0 12,4	98,0 4,7	2405,0 115,0	
Закарпатська рівнина	31,7 12,1	4,6 1,7	8,7 3,4	108,0 41,2	16,6 6,3	7,3 3,0	177,0 68,0	
Кримська гірська країна	76,2 9,1	10,9 1,3	22,0 2,6	240,0 28,3	47,8 5,6	25,3 3,0	422,0 49,0	
Україна загалом	3433,0 5,9	703,0 1,2	1549,0 2,6	11384,0 19,1	3115,0 5,2	1361,0 2,3	21545,0 36,3	

Таблиця 10.2

Сумарний річковий іонний стік із території України в індустріальний період
(у чисельнику – тис. т/рік, у знаменнику – т/км²)

Природні регіони	Сумарний річковий іонний стік						
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Сума іонів
Полісся	$\frac{549,0}{6,0}$	$\frac{77,6}{0,8}$	$\frac{94,8}{1,0}$	$\frac{1039,0}{17,8}$	$\frac{212,0}{2,3}$	$\frac{96,7}{1,0}$	$\frac{2669,0}{28,9}$
Лісостеп	$\frac{1535,0}{6,6}$	$\frac{357,0}{1,5}$	$\frac{775,0}{3,4}$	$\frac{5351,0}{23,3}$	$\frac{1315,0}{5,7}$	$\frac{781,0}{3,4}$	$\frac{10114,0}{43,9}$
Степ	$\frac{1291,0}{7,2}$	$\frac{463,0}{2,6}$	$\frac{1759,0}{9,8}$	$\frac{2461,0}{13,7}$	$\frac{3623,0}{20,1}$	$\frac{2148,0}{11,9}$	$\frac{11745,0}{65,3}$
Передкарпаття	$\frac{183,0}{14,3}$	$\frac{27,8}{2,2}$	$\frac{82,3}{6,4}$	$\frac{557,0}{43,3}$	$\frac{153,0}{11,9}$	$\frac{119,0}{9,3}$	$\frac{1122,0}{87,4}$
Гірські Карпати	$\frac{458,0}{22,0}$	$\frac{69,6}{3,3}$	$\frac{129,0}{6,2}$	$\frac{1535,0}{79,9}$	$\frac{260,0}{12,5}$	$\frac{109,0}{5,2}$	$\frac{2561,0}{123,0}$
Закарпатська рівнина	$\frac{31,5}{12,0}$	$\frac{5,2}{2,0}$	$\frac{11,2}{4,3}$	$\frac{111,0}{42,5}$	$\frac{16,7}{6,3}$	$\frac{11,6}{4,4}$	$\frac{187,0}{71,5}$
Кримська гірська країна	$\frac{75,4}{9,0}$	$\frac{10,9}{1,3}$	$\frac{24,8}{3,0}$	$\frac{235,0}{28,0}$	$\frac{54,3}{6,4}$	$\frac{26,3}{3,1}$	$\frac{426,0}{50,8}$
Україна загалом	$\frac{4123,0}{6,9}$	$\frac{1011,0}{1,7}$	$\frac{2876,0}{4,8}$	$\frac{11889,0}{19,9}$	$\frac{5633,0}{9,4}$	$\frac{3292,0}{5,5}$	$\frac{28824,0}{48,2}$

Особливості підземного хімічного стоку. Сумарне значення стоку розчинених мінеральних речовин з підземними водами в середньому по країні становить 8655,0 тис. т на рік, чи 13,7 т/км². Найменші значення підземного стоку характерні (т/км²): для рівнинної частини території – 7,4–15,9, Кримської гірської країни – 19,4; найбільші – для Карпатської гірської країни – 50,9–78,0. Закономірності розподілу стоку окремих іонів з підземними водами в межах окремих річкових басейнів подано в табл. 10.3.

Особливості поверхнево-схилового іонного стоку. Сучасне середньорічне винесення головних іонів з водами місцевого стоку становить 20169,0 тис. т, чи 34,5 т/км². Іонний стік досягає (т/км²): найменших значень у межах Полісся – 21,5, Лісостепу – 28,0 та Закарпатської рівнини – 19,0; він зростає в зоні гірських країн (Передкарпаття) до 36,5, у Гірських і Вулканічних Карпатах – до 45,0, у зоні Гірського Криму – до 31,4.

Максимальних значень іонний стік досягає (т/км²): у зоні степів – 55,9, що зумовлено інтенсивним впливом антропогенних чинників; у зоні окремих басейнів коливання стоку становлять від 12,9 (р. Уборть) до 217,3 (річки північно-східного Приазов'я) (табл. 10.4).

Особливості іонного стоку за рахунок вилуговування гірських порід. Оцінювання проводять шляхом віднімання із сумарного іонного стоку його атмосферної та антропогенної складової. Сучасний середньорічний рівень стоку вилуговування з території країни становить 20087,0 тис. т, чи 33,6 т/км² (табл. 10.5).

У рівнинній частині значення показників іонного стоку за рахунок цієї генетичної складової не перевищує 24,0–35,0 т/км², збільшуючись у гірських країнах до 38,0–98,0. Найменше значення стоку спостерігається в річках північної частини Житомирського Полісся (13,0 т/км²). Основні кількісні показники та закономірності для окремих іонів у межах конкретних річкових басейнів подано в табл. 10.5.

У табл. 10.6 подано дані про іонний стік деяких річок України до Чорного та Азовського морів за сезонами року.

Таблиця 10.3

Підземний іонний стік із території України
(у чисельнику – тис. т/рік, у знаменнику – т/км²)

Природні регіони	Підземний іонний стік						
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Сума іонів
Полісся	117,0	23,1	29,3	47,8	29,7	15,5	684,0
	1,3	0,3	0,3	5,1	0,2	0,2	7,4
Лісостеп	600,0	126,0	210,0	2367,0	283,0	121,0	3707,0
	2,3	0,5	0,9	10,2	1,2	0,5	15,9
Степ	179,0	69,2	349,0	420,0	395,0	272,0	1684,0
	1,0	0,4	1,9	2,4	2,2	1,5	9,4
Передкарпаття	103,0	17,9	55,9	296,0	100,0	80,0	652,0
	8,0	1,4	4,4	23,1	7,8	6,2	50,9
Гірські Карпати	326,0	51,9	112,0	1053,0	101,0	72,2	1626,0
	11,4	2,5	5,4	50,3	4,9	3,5	78,0
Закарпатська рівнина	28,2	4,7	10,5	73,8	9,6	10,8	138,0
	10,8	1,8	4,0	28,1	3,7	4,1	52,5
Кримська гірська країна	32,8	4,7	7,1	99,6	11,3	7,0	163,0
	4,0	0,6	0,8	11,9	1,3	0,3	19,4
Україна загалом	1296,0	297,0	774,0	4788,0	921,0	579,0	8655,0
	2,2	0,5	1,3	7,3	1,5	0,9	13,7

Таблиця 10.4

Поверхнево-схиловий іонний стік із території України
(у чисельнику – тис. т/рік, у знаменнику – т/км²)

Природні регіони	Поверхнево-схиловий іонний стік							Сума іонів
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻		
Полісся	$\frac{432,0}{4,7}$	$\frac{545,0}{0,5}$	$\frac{65,5}{0,7}$	$\frac{1161,0}{12,7}$	$\frac{191,0}{2,1}$	$\frac{81,1}{0,8}$	$\frac{1085,0}{21,5}$	
Лісостеп	$\frac{935,0}{4,0}$	$\frac{231,0}{1,0}$	$\frac{565,0}{2,5}$	$\frac{2984,0}{13,1}$	$\frac{1032,0}{4,5}$	$\frac{660,0}{2,9}$	$\frac{6407,0}{28,0}$	
Степ	$\frac{1112,0}{6,2}$	$\frac{394,0}{2,2}$	$\frac{1410,0}{7,0}$	$\frac{2041,0}{11,3}$	$\frac{3223,0}{17,9}$	$\frac{1878,0}{10,4}$	$\frac{10061,0}{55,9}$	
Передкарпаття	$\frac{80,0}{6,3}$	$\frac{9,9}{0,8}$	$\frac{26,4}{2,0}$	$\frac{261,0}{20,0}$	$\frac{53,0}{4,1}$	$\frac{39,0}{3,1}$	$\frac{470,0}{36,5}$	
Гірські та Вулканічні Карпати	$\frac{222,0}{10,6}$	$\frac{17,7}{0,9}$	$\frac{17,2}{0,8}$	$\frac{482,0}{23,6}$	$\frac{159,0}{7,6}$	$\frac{36,8}{1,7}$	$\frac{935,0}{45,0}$	
Закарпатська рівнина	$\frac{3,3}{1,2}$	$\frac{0,5}{0,2}$	$\frac{0,7}{0,3}$	$\frac{37,2}{14,4}$	$\frac{6,9}{2,6}$	$\frac{0,8}{0,3}$	$\frac{49,0}{19,0}$	
Кримська гірська країна	$\frac{42,6}{5,0}$	$\frac{6,2}{0,7}$	$\frac{17,7}{2,2}$	$\frac{135,0}{16,1}$	$\frac{42,1}{5,1}$	$\frac{19,3}{2,3}$	$\frac{263,0}{31,4}$	
Україна загалом	$\frac{2827,0}{4,7}$	$\frac{715,0}{1,2}$	$\frac{2102,0}{3,5}$	$\frac{7101,0}{12,6}$	$\frac{4712,0}{7,9}$	$\frac{2713,0}{4,6}$	$\frac{20169,0}{34,5}$	

Таблиця 10.5

Іонний стік вилюговування з території України
(у чисельнику – тис. т/рік, у знаменнику – т/км²)

Природні регіони	Іонний стік вилюговування						
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Сума іонів
Полісся	518,0	42,3	24,9	1549,0	0,0	33,3	2167,0
	5,7	0,5	0,3	16,7	0,0	0,4	23,6
Лісостеп	1463,0	201,0	550,0	5147,0	603,0	369,0	8333,0
	6,3	0,9	2,3	22,4	2,5	1,6	36,0
Степ	1256,0	255,0	580,0	2395,0	1222,0	587,0	6265,0
	7,0	1,2	3,2	13,3	7,0	3,1	34,8
Передкарпаття	166,0	11,4	51,1	525,0	36,6	39,1	830,0
	13,2	1,0	4,0	41,2	3,7	3,1	66,2
Гірські Карпати	416,0	29,9	78,9	1453,0	0,0	50,5	2028,0
	20,0	1,4	3,8	70,0	0,0	2,4	97,9
Закарпатська рівнина	28,8	2,1	5,6	106,0	0,0	4,2	146,0
	11,0	0,7	2,3	40,4	0,0	1,9	53,6
Кримська гірська країна	64,6	3,6	12,5	206,0	17,5	13,7	318,0
	7,7	0,4	1,5	24,5	2,0	1,6	37,7
Україна загалом	3912,0	615,0	1303,0	11381,0	1879,0	1097,0	20087,0
	6,6	1,0	2,2	18,9	3,2	1,8	33,6

Таблиця 10.6

Іонний стік річок України в Чорне та Азовське моря (10^4 т)

Ріка	Іонний стік						
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Сума іонів
<i>Весняне водопілля</i>							
Дніпро	111,0	40,9	22,4	18,4	9,4	12,9	215,0
Дністер	96,9	36,8	17,6	28,5	8,7	18,5	205,0
Південний Буг	43,9	8,1	7,6	12,2	3,0	6,3	81,0
Обіточна	0,7	3,4	0,9	1,0	0,4	0,5	6,5
Кальчик	0,5	3,5	1,1	0,7	0,2	1,1	6,4
<i>Літньо-осіння межень</i>							
Дніпро	139,0	70,9	26,5	41,2	15,5	18,5	308,0
Дністер	130,0	48,3	33,8	39,0	12,9	28,5	290,0
Південний Буг	39,0	9,1	6,8	9,1	3,5	5,9	73
Обіточна	0,4	3,0	1,0	0,8	0,4	0,4	5,9
Кальчик	0,8	4,6	2,1	1,1	0,3	2,1	11,0
<i>Зимова межень</i>							
Дніпро	155,0	72,8	29,5	56,4	13,7	24,6	351
Дністер	54,7	21,3	11,4	15,8	5,3	11,1	120
Південний Буг	30,1	5,7	4,8	7,4	2,6	3,9	54,5
Обіточна	0,3	2,1	0,6	0,5	0,2	0,2	3,9
Кальчик	0,2	1,4	0,6	0,3	0,1	0,6	3,2
<i>Середньорічний стік</i>							
Дніпро	405,0	185,0	78,4	116	38,6	56,0	874,0
Дністер	280,0	106,0	62,8	83,3	26,9	58,2	614,0
Південний Буг	113,0	22,9	19,2	28,7	9,1	16,1	208,0
Обіточна	1,4	8,5	2,5	2,3	0,9	1,7	16,5
Кальчик	1,5	9,5	3,8	2,1	0,6	3,8	20,6

10.2. Хімічна денудація суші

Рівень хімічної денудації будь-якої ділянки суші залежить від двох основних чинників: складу порід, які утворюють зону активного водообміну, і стану хімічних рівноважних систем у водах, що дрениують ці породи. Вплив першого чинника пов'язаний з розчинністю мінералів, які утворюють породу: чим більше в породі легкорозчинних мінералів, тим інтенсивніше відбувається хімічна денудація території. Другий чинник виявляється у випадку, коли рівновага хімічних систем у природних водах зміщена праворуч, у бік розчинення солей, які перебувають у твердій фазі. Чим більша кількість хімічних систем зміщена праворуч, тим вищий ступінь хімічної денудації порід. За рівноважного стану гідрохімічних систем хімічна денудація порід не відбувається, а якщо рівновага зміщена ліворуч, то, навпаки, у породах відбувається процес соленакопичення.

Розрахунки значень хімічної денудації для фізико-географічних зон у межах рівнинної частини України

Результати оцінювання хімічної денудації (T , $R_{\text{ден}}$, $R_i^{\text{CaCO}_3}$ і $R_i^{\text{CaSO}_4}$) подано в табл. 10.7.

Рівень хімічної денудації h зростає в напрямку на південь – від 0,69 мм у зоні мішаних лісів до 1,13 мм – у степовій зоні й становить для рівнинної території України 1,0 мм. Хімічна денудація карбонатно- та сульфатно-кальцієвих порід підпорядкована іншим закономірностям, що пов'язано зі станом у природних водах карбонатно- й сульфатно-кальцієвої рівноваги. Рівень хімічної денудації внаслідок розчинення гіпсів та ангідритів у породах h^{CaSO_4} має прямий зв'язок із сульфатною агресивністю вод, зростаючи від 0,01 мм у степовій зоні, де агресивність найменша, до 0,05 мм – у зоні мішаних лісів, де агресивність вод збільшується майже в 40 разів. Мінімальна хімічна денудація внаслідок вилуговування кальцію карбонатів із порід ($h^{\text{CaCO}_3} = 0,41$ мм), що спостерігається у степовій зоні, пов'язана з тим, що карбонатно-кальцієва рівновага в річкових і підземних водах найбільше зміщена ліворуч. Ці води не тільки не агресивні, але й схильні до відкладання у породах твердої фази CaCO_3 . Максимальні значення карбонатно-кальцієвої денудації визначено в зоні мішаних лісів $h^{\text{CaCO}_3} = 0,52$ мм, де річкові та ґрунтові води мають вуглекислотну агресивність.

Таблиця 10.7

Результати оцінювання значень хімічної денудації на території рівнинної частини України

Фізико-географічна зона	Значення денудаційного стоку (10^6 кг)			Значення хімічної денудації (мм за 100 років)			Час хімічної денудації (у 1000 мм, тис. років)		
	$R_{\text{ден}}$	$R_i^{\text{CaCO}_3}$	$R_i^{\text{CaSO}_4}$	h	h^{CaCO_3}	h^{CaSO_4}	T	T^{CaCO_3}	T^{CaSO_4}
Мішані ліси	1716,0	1304,0	139,0	0,69	0,52	0,05	145,0	192,0	2000,0
Лісостеп	6390,0	3150,0	150,0	1,03	0,5	0,02	97,0	200,0	5000,0
Степ	5343,0	1960,0	47,0	1,13	0,41	0,01	88,0	243,0	10000,0
Рівнинна частина України	13449,0	6414,0	336,0	1,0	0,48	0,022	100,0	208,0	4500,0

Контрольні запитання

1. Які процеси характеризує величина іонного стоку?
2. Як кількісно відрізняється стік головних іонів у різних природних зонах України?
3. В якій природній зоні величина сумарного річкового іонного стоку є найбільшою?
4. Які особливості іонного стоку річок України в різні фази водного режиму?
5. Від чого залежить рівень хімічної денудації водозбору річки?

11. АНТРОПОГЕННИЙ ВПЛИВ НА ХІМІЧНИЙ СКЛАД ПРИРОДНИХ ВОД

Важливим джерелом забруднення хімічними речовинами як в Україні, так і в інших країнах є промислові, господарсько-побутові та сільськогосподарські стічні води. Крім того, природні води можуть забруднювати скидання теплих вод, які використовують для охолодження ТЕС та АЕС (теплове забруднення), міські зливові стічні води, нафтопродукти та хімікати під час транспортування, води шахт і рудників тощо. Для України після аварії на Чорнобильській АЕС в 1986 р. актуально постало питання радіоактивного забруднення природних вод.

В усьому світі розробляють і здійснюють програми охорони водних об'єктів, унаслідок чого концентрація деяких забруднювальних речовин або стабілізувалась, або навіть стала нижчою.

В Україні також постійно реалізуються такі заходи. Це державний моніторинг якості природних вод, комплексні програми відновлення якості вод Дніпра та малих річок у різних регіонах. Починаючи із 2014 р., в Україні відбуваються заходи з імплементації положень Водної рамкової директиви Європейського Союзу, основними з яких стануть плани управління районами річкових басейнів, направлені на поліпшення якості вод.

11.1. Промислові та господарсько-побутові стічні води

Промислові стічні води. Головним джерелом надходження до природних вод України токсичних речовин є стічні води промислових підприємств. Хоч на будівництво очисних споруд витрачають значні кошти, стічні води деяких підприємств містять важкі метали, детергенти, нафтопродукти, феноли тощо. У незабруднених природних водах цих речовин немає або вони містяться у значно менших концентраціях. Найбільша кількість речовин, що забруднюють воду, надходить разом зі стічними водами підприємств нафтопереробної, хімічної, металургійної, текстильної і деяких інших галузей промисловості. Об'єм і склад промислових стоків залежать від потужності кожного підприємства та ступеня очищення стічних вод.

Господарсько-побутові стічні води. Суттєвим джерелом забруднення водойм і водотоків є господарсько-побутові стічні води. Вони утворюються внаслідок використання населенням водопровідної води для побутових і господарських цілей з наступним скиданням використаної води до каналіза-

ційних мереж. Господарсько-побутові стічні води містять фізіологічні виділення людей, відходи від миття посуду, прання білизни, тверді відходи (ганчір'я, папір, вату тощо). За зовнішнім виглядом стічні води є рідиною з низькою прозорістю, сірого кольору, з неприємним запахом. Для вод характерна насиченість їх яйцями гельмінтів і бактеріальною флорою, значну частину яких становлять хвороботворні бактерії.

Унаслідок комплексного оцінювання впливу промислових і господарсько-побутових стічних вод на якість річкових вод України на початок 2000-х рр. з використанням даних про вміст SO_4^{2-} , Cl^- , мінералізацію, сполук азоту та фосфору, нафтопродуктів, фенолів, СПАР, Cu, Zn, Cr, Pb, Hg за допомогою індексів якості води виділено чотири класи якості річкових вод: 1 – слабкозабруднена; 2 – забруднена; 3 – брудна; 4 – дуже брудна.

Серед 17 створів у басейні Дніпра найпоширенішими є створи із слабкозабрудненою водою (1 клас), кількість яких у різні сезони однакова і становить 59,0 % (табл. 11.1). Далі йдуть створи із забрудненою (2 клас) та брудною (3 клас) водою. Найбільш несприятливий стан щодо якості води спостерігається під час весняного водопілля, що пов'язано зі зливом із території басейну забруднювальних речовин, накопичених за зиму.

Найчастіше забруднювальними речовинами, які погіршують якість води загалом для басейну, є феноли, мідь, сполуки азоту. Це характерно для таких створів, як річка Случ – м. Сарни, річка Тур'я – м. Ковель, річка Псел – с. Запсілля, річка Ворскла – с. Чорнеччина, річка Дніпро – м. Київ.

У басейні Дністра якість води оцінювали за даними трьох створів. Тут зустрічаються води від слабкозабруднених (річка Дністер – м. Самбір) до брудних (річка Дністер – м. Могилів-Подільський). Переважають створи із забрудненою водою. Серед забруднювальних речовин виділяють феноли, мідь і цинк.

Таблиця 11.1

Оцінка якості річкових вод басейну Дніпра за класами якості води (%)

Клас якості води	Весняне водопілля	Літньо-осіння межень	Зимова межень
Слабкозабруднена (1)	100,0	59,0	59,0
Забруднена(2)	0,0	41,0	17,0
Брудна (3)	0,0	0,0	24,0
Дуже брудна (4)	0,0	0,0	0,0

Невисоку якість мають води р. Прут в основному через забруднення фенолами, міддю та цинком, особливо біля м. Чернівці. Тут в усі три сезони вода оцінювалась як брудна (3 клас), біля м. Яремча – 2 клас.

Для річок басейну Тиси виявлено чітку закономірність – погіршення якості води в меженний період відбувається внаслідок збільшення концентрацій міді чи цинку, забруднення нафтопродуктами (табл. 11.2).

Таблиця 11.2

Оцінка якості річкових вод басейну Тиси за класами якості води (%)

Клас якості води	Весняне водопілля	Літньо-осіння межень	Зимова межень
Слабкозабруднена (1)	100	29	29
Забруднена(2)	0	29	42
Брудна (3)	0	42	29
Дуже брудна (4)	0	0	0

Оцінювання якості води басейну Південного Бугу проводилось за двома створами: річка Південний Буг – с. Олександрівка та річка Інгул – с. Новогорожино. Вода Південного Бугу в усі три сезони слабкозабруднена (1 клас), тоді як вода Інгулу навесні та влітку брудна внаслідок умісту пестицидів і сполук азоту, узимку – забруднена.

Оцінювання якості води за трьома створами на річці Сіверський Донець (с. Огірцеве, м. Лисичанськ і с. Кружилівка) показує високий ступінь забруднення. Основні забруднювальні речовини – нафтопродукти та феноли, причому за створами м. Лисичанська та с. Кружилівка вода дуже брудна, за створом с. Огірцеве, що значно вище, – забруднена.

Якість води трьох річок Приазов'я (Обіточна, Молочна та Кальчик) є низькою. У період весняного водопілля та літньо-осінньої межени вода річки Кальчик біля Маріуполя оцінюється як дуже брудна, узимку – брудна. В усі три сезони якість води Обіточної біля м. Приморськ – брудна. І лише вода Молочної – слабкозабруднена влітку та взимку, навесні – забруднена.

На фоні річок різних регіонів України вода річок Криму має значно кращу якість. Наприклад, навесні та взимку за всіма сімома створами вода була слабкозабруднена, і лише в літній період за двома створами (р. Альма – с. Поштове та р. Салгир – с. Дворіччя) – забруднена через наявність нафтопродуктів і сполук азоту.

Порівняння класу якості води двох створів на північ і південь від міста дало можливість простежити загальну картину зміни якості на південь від 18 міст України. Як видно з табл. 11.3, практично для половини пунктів (45,0–55,0 %) у створах нижче від міст погіршується якість води, причому в період зимової межени цей процес виражений яскравіше (табл. 11.3).

Таблиця 11.3

Зміна класу якості річкових вод у створах нижче від міст (%)

Зміна класу якості	Весняне водопілля	Літньо-осіння межень	Зимова межень
Не змінився	56,0	55,0	45,0
Став гіршим	45,0	45,0	55,0
Став кращим	0,0	0,0	0,0

11.2. Сільськогосподарські стічні води

Основні чинники впливу сільськогосподарського виробництва на хімічний склад природних вод – це внесення добрив і пестицидів, тваринницькі комплекси, ерозія ґрунтів.

Слід ураховувати тип землеробства, характерного для певного регіону: багатий, зрошувальний чи осушувальний. Стік із сільськогосподарських територій може бути поверхневим і ґрунтовим.

За даними державної служби статистики, в Україні щорічно зростає внесення мінеральних добрив і знижується використання – органічних. Якщо 2005 року було внесено 558,0 тис. т мінеральних добрив у діючій речовині, то в 2011 – 1180,0 тис. т. Обсяги добрив, внесених на 1,0 га посівної площі, збільшилися із 32,0 кг 2005 року до 63,0 кг – 2011.

Сумарна міграція вниз із ґрунтового шару може становити (%): азоту – 10,0–80,0, калію – 30,0, фосфору – 6,0, причому втрати добрив на легких піщаних ґрунтах у 8–12 разів більші, ніж на важких глинистих.

На території України діє велика кількість ферм і комплексів тваринництва, річний вихід гною від діяльності яких становить близько 335,0 млн м³, де вміст азоту – до 1,5 млн т. Не менше 10,0 % азоту в процесі зберігання, транспортування та утилізації надходить до поверхневих і підземних вод. У перерахунку на нітратне забруднення до довкілля щорічно надходить 450,0 тис. т азотистих сполук.

У природних водах азот перебуває у вигляді різноманітних неорганічних та органічних сполук. До неорганічних належать іони NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- . Вони генетично взаємозв'язані, можуть переходити з однієї форми до іншої. Нітратні іони (NO_3^-) є кінцевим продуктом складного процесу мінералізації речовин, які містять азот.

Основним джерелом нітратів у поверхневих водах є ґрунтовий покрив, у якому вони накопичуються як за рахунок природних процесів, так і за рахунок внесення азотних добрив.

За даними 44 створів уміст нітратів в усі сезони в річкових водах України не перевищував гранично допустимих концентрацій (ГДК). Це природно, тому що в річкових водах вони не концентруються, оскільки споживаються водною рослинністю та гідробіонтами.

Однак часто зустрічаються створи, де концентрації NH_4^+ і NO_2^- перевищують ГДК (інколи в 10 разів). У табл. 11.4 подано кількість створів, де вміст іонів амонію та нітритів у річкових водах перевищував ГДК.

Таблиця 11.4

**Частка створів, де концентрації NH_4^+ і NO_2^-
у річкових водах України перевищували ГДК (%)**

Річкові басейни	Концентрація іонів за сезонами					
	весняне водопілля		літньо-осіння межень		зимова межень	
	NH_4^+	NO_2^-	NH_4^+	NO_2^-	NH_4^+	NO_2^-
Дніпра	41	35	41	35	58	23
Дністра	33	33	0	33	66	33
Західного Бугу	100	0	100	0	100	0
Пруту	0	50	0	0	50	0
Тиси	28	0	14	0	14	0
Південного Бугу	100	100	0	100	50	100
Сіверського Дінця	100	50	0	100	100	100
Річок Приазов'я	66	66	66	64	65	64
Річок Криму	0	0	28	0	0	0

Отже, можна констатувати, що відбувається певне забруднення річкових вод сполуками азоту у вигляді NH_4^+ і NO_2^- . Нітрати (NO_3^-), які утворюються на останній стадії процесу нітрифікації, у проточних, добре аерованих річкових водах не накопичуються, оскільки споживаються гідробіонтами.

Оцінювання вмісту пестицидів за даними тих самих створів показує, що найбільш забруднені пестицидами (в основному ГХЦГ) річкові води басейнів Сіверського Дінця, Південного Бугу, річок Приазов'я (табл. 11.5).

Таблиця 11.5

Частка створів, де виявлено пестициди в річкових водах (%)

Річкові басейни	Весняне водопілля	Літньо-осіння межень	Зимова межень
Дніпра	10	20	14
Дністра	33	0	10
Західного Бугу	0	0	10
Пруту	50	0	50
Тиси	10	14	10
Південного Бугу	50	50	10
Сіверського Дінця	50	100	50
Річок Приазов'я	10	66	33
Річок Криму	33	0	10

На підземні води, що є складовою частиною гідросфери, також багато років впливають пестициди. У підземних водах виявляється до 15,0 % хімічних засобів захисту рослин, наявні стійкі хлорорганічні речовини (ДДТ і його метаболіти, ГХЦГ), симетричні триазини тощо, уміст яких коливається в межах 10^{-3} – 10^{-7} мг/дм³.

Найчастіше пестициди виявляються в ґрунтових водах, що не захищені чи слабкозахищені на більшій частині території України. Наявність пестицидів у підземних (пластових) водах, які надійно захищені від вертикального проникнення забруднювальних речовин, свідчить про важливу роль горизонтального переміщення пестицидів у підземній гідросфері від областей живлення.

Пестициди інтенсивно використовують у південних областях України, на Донбасі – близько 80 їхніх відомих різновидів. Загальна препаративна маса цих речовин за десятки років застосування оцінюється тут до 100,0 кг/га. Фонові значення залишкової концентрації цих пестицидів у ґрунті становлять близько 0,2 кг/га, а максимальна – до 3,0 кг/га.

У водоносних горизонтах на території Одеської, Миколаївської й Донецької областей у різних кількостях зустрічаються ДДТ і ГХЦГ, а також рогор, симазин, атразин, прометрин. Однак найчастіше виявляються ДДТ і ГХЦГ.

У Криму використовувалось близько 150 найменувань пестицидів. У разі потрапляння до питних вод 22,0 % серед них є дуже небезпечними речовинами, 53,0 – помірно небезпечними, 25,0 % – малонебезпечними. Аналіз проб води основного водоносного горизонту в понт-меотис-сарматських відкладах показав наявність залишкових концентрацій пестицидів 1–5 найменувань. Найчастіше в пробах зустрічається ДДТ, метафос, рогор, прометрин.

11.3. Радіоактивне забруднення

На відміну від глобальних радіоактивних випадів на земну поверхню продукти викидів унаслідок аварії на Чорнобильській АЕС у квітні 1986 р. мають деяку подібність з випадіннями під час атомних вибухів. Надходження до довкілля такої великої кількості радіонуклідів штучного походження є рідкісним явищем. Загальний викид оцінювався величиною $8-10^7$ Кі. Дуже рухомі нукліди ^{131}I та ^{137}Cs визначали рівень забруднення на віддалі тисяч кілометрів.

Важливою особливістю радіоактивного забруднення на території України є його плямистість, що зумовлена різними механізмами виділення радіонуклідів з реактора, а також метеорологічними умовами і ландшафтами. Уже за кілька років після аварії на ЧАЕС радіаційний стан на забруднених територіях стабілізувався: загальна активність зменшилась у 20–30 разів, розпався ^{131}I та інші короткоіснуючі радіонукліди, відбулась фіксація рухомих форм радіонуклідів ґрунтовим покривом.

За впливом на здоров'я населення на забруднених територіях виділяють три зони:

- 1) радіоекологічної катастрофи;
- 2) радіоекологічного забруднення;
- 3) особливої радіоекологічної ситуації.

Забруднення річкових вод радіоактивними речовинами відбулось в основному внаслідок радіоактивних випадіннь на водозбори річок басейнів Прип'яті, Десни та Дніпра. Радіоактивне забруднення річкових систем відбувалося внаслідок безпосереднього випадіння радіоактивних аерозолів на водну поверхню, а також під час змиву поверхнево-схиловим стоком радіоактивних речовин із водозборів. Після закінчення випадіннь радіоактивних речовин з атмосфери важливим джерелом забруднення річкових вод стали процеси змиву радіонуклідів із поверхні водозборів, а також обмінні процеси між донними відкладами та водною масою.

Найбільша кількість радіонуклідів потрапила на водозбори і до водних об'єктів зони відчуження ЧАЕС, які піддавалися вимиванню та змиву до річок і озер після дощів і сніготанення.

Найбільші рівні забруднення поверхневих водних об'єктів спостерігалися безпосередньо в періоди випадання аерозолів на їхню поверхню. Протягом перших післяаварійних тижнів у річках Прип'ять, Тетерів, Ірпінь, Дніпро, що протікали на відстані кількох десятків кілометрів від ЧАЕС, рівні забруднення вод перевищували санітарно допустимі норми в десятки, а то й сотні разів. Найбільше забруднення води спостерігалось у р. Прип'ять біля м. Чорнобиль (табл. 11.6).

Таблиця 11.6

**Максимальні рівні забруднення вод р. Прип'ять
за даними спостережень у перші тижні після аварії на ЧАЕС,
травень 1986 р.**

Радіонуклід	Максимальна активність (бк/дм ³)	Радіонуклід	Максимальна активність (бк/дм ³)
¹³⁷ Cs	1591,0	¹⁰⁶ Ru	271,0
¹³⁴ Cs	827,0	¹⁴⁴ Ce	380,0
¹³¹ I	4440,0	¹⁴¹ Ce	400,0
⁹⁰ Sr	30,0	⁹⁵ Zr	1554,0
¹⁴⁰ Ba	1400,0	⁹⁵ Nb	420,0
⁹⁹ Mo	670,0	²⁴¹ Pu	33,0
¹⁰³ Ru	814,0	²³⁹⁺²⁴⁰ Pu	0,4

Саме перевищення у десятки разів наявних на той час радіаційно-гігієнічних нормативів на вміст радіонуклідів у питній воді зумовили панічні настрої й невизначеність щодо подальших контрзаходів щодо зменшення

радіоактивного забруднення вод. Після завершення періоду аерозольних випадінь за рахунок фізичного розпаду короткоіснуючих радіонуклідів, а також відносно швидкої фіксації радіонуклідів у ґрунтах водозборів і донних відкладах водойм спостерігалось швидке зниження рівнів забруднення поверхневих вод.

Із часом тільки відносно довгоіснуючі радіонукліди, такі як ^{137}Cs і ^{90}Sr , стали основними компонентами радіоактивного забруднення водних екосистем. Із плином часу концентрації цих радіонуклідів у Дніпровській водній системі спостерігалися на відносно низьких рівнях і тимчасово підвищувалися у річках під час весняних повеней і дощів. Основними джерелами вторинного постачання радіонуклідів до Дніпровської водної системи за рахунок природних процесів транспорту вод стали забруднені території заплави річки Прип'ять у зоні відчуження ЧАЕС, а також фільтраційні стоки з водойм і підтоплених територій.

Найбільше радіоактивно забруднюють природні води нукліди штучного походження ^{137}Cs і ^{90}Sr . Транзитний стік цезію дніпровським каскадом водосховищ до Чорного моря у перші роки після аварії щодо його припливу до Київського водосховища становив 20,0 %, а стронцію – близько 70,0 %. Це підтверджує значні сорбційні можливості донних відкладів водосховищ.

Важливими процесами самоочищення вод є седиментація. Таким чином до донних відкладів переходить ціла низка радіонуклідів, які адсорбуються на завислих частках. Тому на деяких ділянках Київського водосховища шар максимального радіоактивного забруднення за три-чотири роки після аварії на ЧАЕС був захоронений під шаром свіжих, малозабруднених завислих речовин, хоч ця ситуація не знімає проблеми обмінних процесів, які відбуваються між донними відкладами та водною масою. Взагалі близько 70,0 % радіоактивних речовин локалізовано в донних відкладах Київського водосховища. Суттєвий рух радіонуклідів до водосховищ, які лежать нижче за каскадом, відбувається лише в періоди штормів і транзитного річкового стоку під час весняного водопілля.

11.4. Оцінка антропогенного впливу на хімічний склад та якість річкових вод

Антропогенна складова іонного стоку. Сумарну антропогенну складову розчинених у річкових водах мінеральних речовин, яка формується в основному за рахунок іонів Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , SO_4^{2-} і Cl^- , можна розрахувати порівнянням стоку цих іонів у сучасний період та їхнього стоку в природних умовах. Іони кальцію та гідрокарбонати, які можуть формуватись унаслідок впливу господарської діяльності, випадають в осад, а їхня концентрація у воді регулюється станом карбонатно-кальцієвої системи. По Украї-

ні за рахунок антропогенних чинників формується 6087,0 тис. т, чи 10,1 т/км² стоку щорічно. Найменші значення показника антропогенного іонного стоку спостерігаються (т/км²) в межах: Полісся (0,4), Гірських Карпат (0,7) і Кримської гірської країни (1,3); у річкових водах степової зони (28,4). Мінімум відмічається (т/км²): на півночі Житомирського Полісся (0,2), максимум – у північно-східній частині Приазов'я (147,0). Кількісні характеристики стоку іонів антропогенного походження у межах окремих фізико-географічних зон і річкових басейнів подано в табл. 11.7.

Таблиця 11.7

Антропогенний іонний стік із території України
(у чисельнику – тис. т/рік, у знаменнику – т/км²)

Регіон	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	СГ	Сума іонів
Полісся	<u>0</u>	<u>0</u>	<u>20,9</u>	<u>0</u>	<u>0,9</u>	<u>20,5</u>	<u>42,3</u>
	0	0	0,2	0	0	0,2	0,4
Лісостеп	<u>0</u>	<u>95,5</u>	<u>143,0</u>	<u>0</u>	<u>283,0</u>	<u>32,1</u>	<u>243,0</u>
	0	0,4	0,7	0	1,2	1,4	3,7
Степ	<u>0</u>	<u>211,0</u>	<u>1144,0</u>	<u>0</u>	<u>2214,0</u>	<u>1512,0</u>	<u>5081,0</u>
	0	1,3	6,4	0	12,3	8,4	28,4
Передкарпаття	<u>0</u>	<u>1,3</u>	<u>12,4</u>	<u>0</u>	<u>14,1</u>	<u>61,2</u>	<u>89,3</u>
	0	0,1	1,1	0	1,1	5,1	7,4
Гірські Карпати	<u>0</u>	<u>1,4</u>	<u>2,4</u>	<u>0</u>	<u>0,2</u>	<u>10,8</u>	<u>18,8</u>
	0	0,1	0,1	0	0,1	0,5	0,7
Закарпаття	<u>0</u>	<u>0,6</u>	<u>2,5</u>	<u>0</u>	<u>0,1</u>	<u>4,3</u>	<u>7,5</u>
	0	0,3	0,9	0	0	1,4	2,6
Кримська гірська країна	<u>0</u>	<u>0</u>	<u>2,8</u>	<u>0</u>	<u>5,6</u>	<u>1,0</u>	<u>9,4</u>
	0	0	0,4	0	0,8	0,1	1,3
Україна	<u>0</u>	<u>310,0</u>	<u>1328,0</u>	<u>0</u>	<u>2518,0</u>	<u>1931,0</u>	<u>6087,0</u>
	0	0,5	2,2	0	4,2	3,2	10,1

У межах України середній хімічний склад розчинених у річкових водах мінеральних речовин антропогенного походження має характерний хлоридно-сульфатний натрієво-магнієвий склад з мінералізацією 105,0 мг/дм³. Спостерігається закономірне зростання мінералізації в південно-західному напрямку від 4,0 мг/дм³ у Поліссі до 755,0 мг/дм³ – у степовій зоні.

У межах гірських країн вплив антропогенних чинників значно знижується (мг/дм³): 1,0 – у Гірських Карпатах, 3,0 – у Гірському Криму; мінімум мінералізації спостерігається на півночі Житомирського Полісся (2,0), максимум – у річках північно-східної частини Приазов'я (2453,0).

Загалом у річках країни внаслідок господарської діяльності формується (%): 21,0 – мінеральних розчинених речовин, у тому числі 58,0 – іонів хлору та 47,0 – іонів натрію (табл. 11.8).

Таблиця 11.8

**Середньорічний хімічний склад розчинених
у річкових водах України мінеральних речовин,
які формуються за рахунок антропогенних чинників**
(у чисельнику – мг/дм³, у знаменнику – частка у %)

Регіон	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Сума іонів
Полісся	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{2,0}{22,0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{2,0}{10,0}$	$\frac{4,0}{2,0}$
Лісостеп	$\frac{0}{0}$	$\frac{5,0}{26,0}$	$\frac{8,0}{20,0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{15,0}{21,0}$	$\frac{17,0}{40,0}$	$\frac{45,0}{8,0}$
Степ	$\frac{0}{0}$	$\frac{31,0}{45,0}$	$\frac{170,0}{65,0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{329,0}{61,0}$	$\frac{225,0}{70,0}$	$\frac{755,0}{43,0}$
Передкарпаття	$\frac{0}{0}$	$\frac{1,0}{13,0}$	$\frac{3,0}{13,0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{4,0}{10,0}$	$\frac{18,0}{5,0}$	$\frac{26,0}{8,0}$
Гірські Карпати	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0,1}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{1,0}{13,0}$	$\frac{1,0}{0,6}$
Закарпаття	$\frac{0}{0}$	$\frac{1,0}{20,0}$	$\frac{2,0}{18,0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{4,0}{33,0}$	$\frac{7,0}{4,0}$
Кримська гірська країна	$\frac{0}{0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{1,0}{14,0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{1,0}{1,0}$	$\frac{1,0}{14,0}$	$\frac{3,0}{3,0}$
Україна	$\frac{0}{0}$	$\frac{5,0}{29,0}$	$\frac{23,0}{47,0}$	$\frac{0}{0}$	$\frac{44,0}{45,0}$	$\frac{33,0}{58,0}$	$\frac{105,0}{21,0}$

Питома вага мінеральних речовин антропогенного походження, розчинених у річкових водах, збільшується з північного заходу на південний схід (%): від 2,0 – у Поліссі до 43,0 – у степовій зоні; найменша частка антропогенних чинників спостерігається в гірських країнах (1,0–8,0). У річках степової зони внаслідок господарської діяльності формується (%): 70,0 – іонів хлору, 61,0 – сульфатів і 65,0 – іонів натрію; у річках північно-східного Приазов'я відповідно: 74,8 і 82,0, а сума мінеральних речовин досягає 61,0.

Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями. В Україні в 1998 р. було розроблено міжвідомчий керівний документ "Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями". У ній викладено систему екологічної класифікації якості поверхневих вод, описано порядок виконання екологічної оцінки, у тому числі його математична формалізація, а також засоби подання одержаних результатів.

Система екологічної класифікації якості поверхневих вод суші включає три групи (блоки) показників і відповідне визначення екологічних індексів (I₁, I₂, I₃):

1. Показники сольового складу (основні іони) – I₁.

2. Трофо-сапробіологічні (еколого-санітарні) показники: рН; концентрація азоту амонійного; азоту нітритного; азоту нітратного; фосфатів; розчи-

неного кисню; біохімічне споживання кисню (БСК); хімічне споживання кисню (ХСК) – I₂.

3. Речовини токсичної дії: синтетично поверхнево-активні речовини (СПАР), важкі метали, феноли – I₃.

Комплексний екологічний індекс I_e розраховують за формулою:

$$I_e = (I_1 + I_2 + I_3)/3,$$

де I₁, I₂, I₃ – блокові екологічні індекси, зумовлені максимальним перевищенням ГДК (гранично допустимої концентрації) однією із характеристик у кожній групі показників.

Відповідно до значень комплексного екологічного індексу виділяють класи та категорії якості вод за ступенем їхньої чистоти (забруднення) (табл. 11.9).

Таблиця 11.9

**Значення комплексного екологічного індексу (I_e)
для визначення класу та категорії забруднення вод**

I клас	II клас		III клас		IV клас	V клас
категорії						
1	2	3	4	5	6	7
дуже чисті	чисті	помірно забруднені	забруднені	брудні	дуже брудні	надзвичайно брудні
I _e						
0,2	0,3–1,0	1,1–2,0	2,1–4,0	4,1–6,0	6,1–10,0	> 10,0

Обчислений за цією методикою екологічний індекс якості поверхневих вод України за період 1994–2004 рр. за гідрохімічними показниками подано в табл. 11.10.

Таблиця 11.10

**Усереднені значення блокових індексів якості води
та загального екологічного індексу
у межах основних річкових басейнів України (1994–2004)**

Річковий басейн	I ₁	I ₂	I ₃	I _e
Дніпра	2,67	3,0	4,67	3,45
Дунаю	1,33	3,5	4,0	2,94
Дністра	1,67	3,67	4,0	3,11
Південного Бугу	2,67	3,09	4,0	3,25
Вісли	2,0	4,4	4,3	3,59
Сіверського Дінця	1,33	4,4	4,5	3,22
Річки Приазов'я	3,0	4,18	4,33	3,84
Річки Криму	3,0	3,0	2,4	2,8

Найчистішими за значенням екологічного індексу були річки Криму (у середньому $I_e = 2,8$), найбруднішими – річки басейну Приазов'я (у середньому $I_e = 3,84$). За вмістом компонентів сольового складу найчистішими є річки басейну Дунаю ($I_1 = 1,33$), найбруднішими – річки Приазов'я та Криму ($I_1 = 3,0$). З еколого-санітарного погляду найчистішими є річки Криму та басейну Дніпра ($I_2 = 3,0$), найбруднішими – річки басейнів Сіверського Дінця та Вісли (Західного Бугу) ($I_2 = 4,0$). Щодо специфічних показників токсичної дії найблагополучнішими є річки Криму ($I_3 = 2,4$), для басейнів Дніпра та Сіверського Дінця характерним є високе забруднення (відповідно $I_3 = 4,67$ та $4,5$).

Водна рамкова директива ЄС (ВРД ЄС). На сьогодні основним документом у сфері водної політики Європейського Союзу є Директива № 2000/60/ЄС від 23.10.2000 р. більш відома як Водна рамкова директива ЄС (ВРД). Згідно з Угодою про асоціацію між Україною та ЄС (2014) наша держава зобов'язана імплементувати положення ВРД у сферу управління водними ресурсами. Згідно із вимогами ВРД для кожної категорії поверхневих вод (річки, озера, перехідні води, прибережні води) за певними критеріями (дескрипторами) виділяються масиви поверхневих вод, що можуть являти собою як поверхневий водний об'єкт загалом, так і його певну частину. Для кожного масиву поверхневих вод за біологічними, хімічними, фізико-хімічними та гідроморфологічними показниками визначається його екологічний стан.

Екологічний стан масиву поверхневих вод характеризується за п'ятьма класами (рис. 11.1), а саме:

- відмінний стан (синій колір);
- добрий стан (зелений колір);
- задовільний стан (жовтий колір);
- поганий стан (помаранчевий колір);
- дуже поганий стан (червоний колір).

При визначенні екологічного стану масиву поверхневих вод біологічні показники є основними, оскільки вони є індикаторами змін у функціонуванні та структурі водних екосистем. Хімічні показники (несинтетичні забруднювальні речовини, наприклад важкі метали), фізико-хімічні та гідроморфологічні показники є допоміжними. Вони використовуються для уточнення класифікації екологічного стану масиву поверхневих вод.

Відмінний екологічний стан масиву поверхневих вод характеризується такими величинами зазначених показників, які або відповідають природним умовам, або максимально до них наближені (так звані референсні умови).

У цьому випадку класифікація стану масиву поверхневих вод за хімічними та фізико-хімічними показниками здійснюється за трьома класами: відмінний, добрий та задовільний. Класифікація за гідроморфологічними показниками включає два класи: відмінний та добрий.

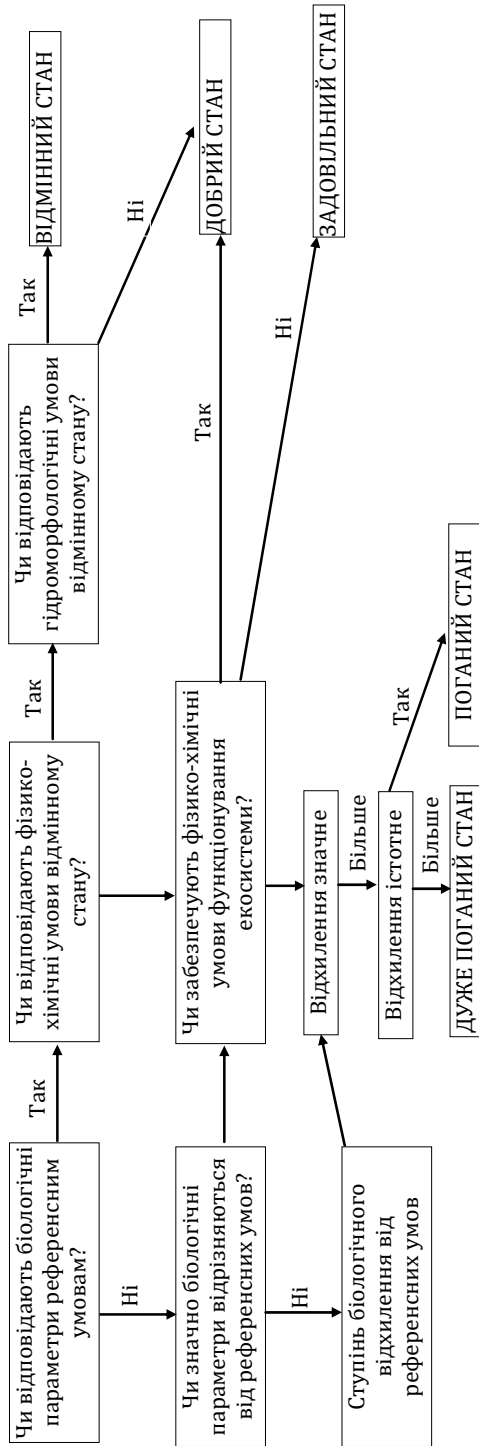


Рис. 11.1. Алгоритм оцінювання якості води за Водною рамковою директивою ЄС

Крім екологічного стану масивів поверхневих вод, визначається також їхній хімічний стан. Хімічний стан оцінюється на основі порівняння концентрацій так званих пріоритетних забруднювальних речовин, до складу яких входять синтетичні органічні сполуки, сполуки свинцю, ртуті, кадмію з нормативами їхнього вмісту в поверхневих водах. За хімічним станом масив поверхневих вод характеризується як такий, що досягає доброго хімічного стану чи такий, що не досягає доброго хімічного стану.

Перелік фізико-хімічних показників. Жорстких умов щодо визначання значної кількості показників ВРД не надає, тому кожна країна приймає рішення самостійно. До переліку досліджуваних фізико-хімічних показників мають бути включені ті, що характеризують загальні умови середовища, речовини зі списку пріоритетних забруднювальних речовин (хлорорганічні та фосфорорганічні сполуки, феноли, важкі метали тощо), що скидаються у водні об'єкти, а також інші забруднювальні речовини у значній кількості.

Для вибору досліджуваних показників необхідно застосовувати системний підхід, що заснований на даних про водокористувачів (місцезнаходження та кількісні параметри), характер надходження забруднювальних речовин (дифузний чи точковий), інформації щодо наявного екологічного впливу. У разі, наприклад, транскордонного забруднення, коли є докази очевидної зміни екотоксикологічної ситуації, а характер забруднення встановити не можна, держава може ухвалити рішення про дослідження всіх пріоритетних забруднювальних речовин принаймні протягом року.

Для оцінювання фізико-хімічної якості поверхневих вод найчастіше включають показники:

- *фізичні* – температура води, запах, колір, завислі речовини, водневий показник;
- *кисневого режиму* – розчинений кисень, БСК₅, ХСК – Mn, ХСК – Cr, вуглець загальний;
- *біогенні* – амоній, мінеральний азот, нітрати, нітроти, азот загальний, фосфати, фосфор загальний;
- *засолення* – провідність, мінералізація, лужність загальна, сульфати, хлориди, кальцій, магній, фтор;
- *наявності металів* (у т. ч. важких) – миш'як, барій, бор, хром загальний, хром (VI), цинк, алюміній, кадмій, марганець, мідь, нікель, свинець, ртуть, селен, залізо загальне.
- *промислових забруднювальних речовин* – ціаніди вільні, феноли, пестициди, СПАР, жири мінеральні, вуглеводи ароматичні.

18 травня 2017 року прийнято урядову постанову "Про затвердження порядку розроблення плану управління річковим басейном". Документ визначає механізм і встановлює єдині підходи до розроблення планів управління річковими басейнами, їхнє погодження та подання для затвердження, а також взаємодію між суб'єктами, які беруть участь в його розробленні. Крім того,

Порядком визначено структуру, за якою необхідно розробляти плани управління всіма річковими басейнами, що відповідає вимогам Водної рамкової директиви ЄС. Виконання планів управління річковими басейнами сприятиме стратегічній екологічній цілі для всіх районів річкових басейнів – досягнення/підтримання "доброго" екологічного стану масивів поверхневих і підземних вод, а також "доброго" екологічного потенціалу штучних або істотно змінених масивів поверхневих вод.

Складовою оцінки екологічного стану водних об'єктів є визначення їхнього хімічного стану.

Контрольні запитання

1. Назвіть основні джерела забруднення поверхневих вод хімічними речовинами.
2. Які забруднювальні речовини домінують у промислових і господарсько-побутових стічних водах?
3. Які забруднювальні речовини домінують у сільськогосподарських стічних водах?
4. Які радіонукліди мають найбільшу активність у поверхневих водах у сучасний період?
5. Які річкові басейни мають найбільше антропогенне навантаження?
6. Нормативні документи для визначення екологічного стану поверхневих вод суші.

ДОДАТКИ

Додаток 1

Середні багаторічні концентрації основних іонів і мінералізація води річок України в період весняного водопілля (мг/дм³)

Ріка - пункт	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Сума іонів
<i>Басейн р. Вісла</i>							
Західний Буг - м. Сокаль	76	9,5	36,3	283,7	57,2	52,2	475,8
<i>Басейн р. Дунай</i>							
Тиса - м. Рахів	27,6	8	6,3	90,3	16,9	8	186,5
Тиса - смт Вилोक	27,8	6,9	14,0	96,4	20,1	20,8	199,1
Тересва - смт Дубове	20,1	16,8	8,7	66,9	17	10,9	131,1
Теребля - смт Колочава	22,8	6,6	6	65,9	10,1	7,6	124,9
Ріка - смт Міжгір'я	28,2	5,7	12,7	91,9	18,7	18,6	181,5
Ріка - м. Хуст	24,9	5,7	19,6	80,2	27,6	10,8	174,8
Студений - с. Нижній Студений	34,5	9,9	7,9	121,7	20,4	10,3	220,6
Боржава - с. Шаланки	18,4	6,9	5,6	67,1	15,9	10,1	123,7
Латориця - м. Мукачеве	24,6	6,1	5,7	76,9	23,4	11,8	174,9
Уж - с. Жорнава	34,1	6	5,6	112,3	21,4	8,6	179,6
Уж - м. Ужгород	22,1	7,2	5,9	59,4	28,5	11,0	165,3
Прут - м. Яремче	26,2	6,7	10,7	77,4	19,6	10,8	156,9
Прут - м. Чернівці	45,2	7,2	21,6	149,6	48,6	28,6	293,3

Басейн р. Дністер

Стрий – с. Новий Кропивник	31,6	7,6	9,5	102,3	25,7	11,1	210,7
Свіча – с. Зарічне	18,7	4,7	5,5	46,8	25,8	15,7	123,9
Лімниця – с. Перевозець	24,1	5,5	9,2	67,7	26,3	15,8	155,9
Дністер – м. Самбір	51,5	9,9	15	147,8	33,9	20,3	330,3
Дністер – м. Галич	31,9	8,1	11,3	88,6	39,9	20,9	200,4
Дністер – м. Могилів-Подільський	59,9	17,1	22,3	196,1	59,7	55,6	427,5
Дністер – м. Бендери	73,6	22,5	47,7	247,2	94,8	45,4	528,1

Басейн р. Південний Буг

Інгул – с. Новогорожене	87,5	31,5	73	271,8	130,0	85,9	666,2
Південний Буг – с. Сабаров	74	16,6	10,7	284,7	14,7	14,2	433,1
Південний Буг – с. Олександрівка	74,6	17,2	35,4	274,2	42,2	43,2	496,1

Басейн р. Дніпро

Тур'я – м. Ковель	73,9	8,4	14,4	212,1	40,8	18,4	390,9
Стохід – с. Малинівка	88,6	12,3	24,2	268,7	36,8	27,1	439,2
Стир – м. Луцьк	68,7	11,5	12,1	224,4	32,2	22,5	373,6
Горинь – с. Оженин	61,3	9,2	21,2	198,1	34,6	29	352
Случ – м. Сарни	52,3	8,9	13,1	170,2	19,2	17,7	321,3
Уж – смт Поліське	17,4	5,0	10	53,7	24,6	12,6	126,3
Тетерів – м. Житомир	56,5	10,1	36,4	182,5	37,5	36,9	315,9
Ірпінь – с. Мостище	58,8	11,3	12	191,2	25,3	21,7	294,7
Десна – с. Розльоти	44,8	7,5	11,3	146,9	19,3	12,6	262,6
Десна – м. Чернігів	46,9	9,1	11,1	165,9	20,8	16,2	271,1
Рось – м. Корсунь-Шевченківський	66,2	16,5	17,2	264,1	27,1	19,2	379,2
Тясмин – с. Велика Яблунівка	58,1	17,1	69	355,1	67,7	30	532,9
Сула – м. Лубни	80,2	25,5	28,3	337,5	38,7	20,9	536,5

Псел - с. Запсілля	51,9	38,8	33,2	249,9	77	49,9	508,2
Ворскла - с. Чорнеччина	63,9	15,9	26,5	237	63,8	20,1	433,4
Орель - с. Черноглазівка	147,3	84,5	234,5	287,5	493,5	197,4	1588,4
Самара - с. Кочержжк	189,2	111,7	171,4	279,9	595,6	375,6	1749,7
Конка - м. Пологи		61,9			980,9	228,2	2407,7
Базавлук - с. Катерино-Нагалівка	162,5	94,3	145,1	307,8	364,2	209,4	1185,8
Інгулець - м. Кривий Ріг	205,7	145,5	1124,5	225,8	477,3	1943,2	4126,1
Дніпро - м. Київ	45,1	8,1	10,4	138,9	22,9	17,7	240,2
<i>Річки Криму</i>							
Альма - північніше вдсх Партизанське	51,8	11,2	12,2	212,9	61,1	9,6	352,2
Кача - с. Баштанівка	60,9	12,8	16,3	193,9	79,2	8,8	307,1
Дерекойка - м. Ялта	58,4	11,9	11,1	206,6	39,8	14,0	354,2
Чорна - с. Чорноріченське	75,3	5,8	9,9	288,3	26,1	14,4	365,5
Таракташ - м. Судак		38,5			342,8	144,8	1198
Су-Індол - с. Тополівка		10,5			71,4	20,3	506,4
Салгир - с. Піонерське	62,4	8,7	10,5	217,9	58,0	17,4	367,9
Салгир - с. Дворіччя	256	79,2	317,5	236,7	489,4	498,9	1813,9
Бурульча - с. Міжгір'я	82,4	6,6	4,0	254,2	18,9	8,9	368,8
<i>Річки Приазов'я</i>							
Молочна - м. Томак	326,5	154,7	323,8	313,8	1373,4	307,9	2796,3
Обіточна - м. Приморськ	501,5	202,5	257,5	254,2	1631,5	482,5	3329,2
Кальчик - м. Маріуполь	288,4	81,8	467,8	211,8	1187,4	476,4	2647,2
<i>Басейн р. Дон</i>							
Сіверський Донець - с. Огірцеве	93,0	20,7	25,9	324,6	90,3	39,2	622,9
Сіверський Донець - с. Кружилівка	187,7	37,6	170,2	262,5	251,1	370,4	1219,3

Середні багаторічні концентрації основних іонів і мінералізація води річок України
в період літньо-осінньої межени (мг/дм³)

Ріка – пункт	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Сума іонів
<i>Басейн р. Вісла</i>							
Західний Буг – м. Сокаль	95,9	18,5	31,1	291,2	68,7	53,2	584,8
<i>Басейн р. Дунай</i>							
Тиса – м. Рахів	32,7	6,9	9,1	125	26,8	7,4	201,3
Тиса – смт Вилोक	32,4	5,4	24,1	77,6	26,1	28	251,2
Тересва – смт Дубове	24,5	5,4	9,5	83,9	21,9	16,5	167,8
Теребля – смт Колочава	25,0	6,9	8,5	89,6	23,5	12	179,3
Ріка – смт Міжгір'я	36,7	12,8	46,8	135,9	29,5	21,9	231,9
Ріка – м. Хуст	29,4	8,7	7,2	102,9	19,2	13,4	191,3
Студений – с. Нижній Студений	44	6,6	10,5	157,9	24,6	12,4	267,9
Боржава – с. Шаланки	27,8	10,4	6,1	92,8	35,4	14	236,3
Латориця – м. Мукачеве	35,6	10,8	7,2	128,3	38,4	15,6	234,5
Уж – с. Жорнава	32,8	8,4	9,3	114,8	25,8	11	221,1
Уж – м. Ужгород	32,2	8,9	7,7	113,7	29,4	17,2	209,9
Прут – м. Яремче	30,2	7,4	9,2	117,9	41,4	10,7	179,2
Прут – м. Чернівці	54,3	10,6	18,7	201,2	36,8	28,3	305,2
<i>Басейн р. Дністер</i>							
Стрий – с. Новий Кропивник	38,4	11	9,7	145,7	31,6	10,7	275,2
Свіча – с. Зарічне	26	7,8	15,5	79,2	30,3	24,7	191,7
Лімниця – с. Перезозець	24,4	6,9	8,8	89,5	40,2	15,5	184,7
Дністер – м. Самбір	61,1	17,8	18,1	226,2	55,1	40,2	361,2

Дністер – м. Галич	41,5	16,2	29,7	110,4	76,4	64,3	371,9
Дністер – м. Могилів-Подільський	58,7	15,2	23,6	172,1	42,7	43,1	373,8
Дністер – м. Бендери	64,3	21,3	46,9	214,3	79,6	55,7	477,5
<i>Басейн р. Південний Буг</i>							
Інгул – с. Новогорожене	100,3	37,3	124,1	312,9	224,1	135,7	935,4
Півдний Буг – с. Сабарів	70	15,7	22,6	253,2	32,4	25,6	429,2
Південний Буг – с. Олександрівка	59,5	23,3	30	270,6	41,9	36	466
<i>Басейн р. Дніпро</i>							
Тур'я – м. Ковель	84,0	12,1	12,2	283,2	34,9	20,9	458,3
Стохід – с. Малинівка	78,9	16,7	11,1	266,7	36,6	24,8	465,2
Стир – м. Луцьк	71,2	14,7	13,5	252,8	29,9	20,9	414,6
Горинь – с. Оженин	79,4	22,2	17	275,3	53,2	22	504,1
Случ – м. Сарни	52,4	11,4	12,1	182,5	25,7	19,2	313
Уж – смт Поліське	25,7	8,1	11,9	95,1	20,9	20,1	198,4
Тетерів – м. Житомир	61,6	18	29,3	214,6	41,9	49,5	458,7
Ірпінь – с. Мостище	78,3	16,6	20,5	248,2	34,5	27,9	417,4
Десна – с. Розльоти	58,7	10,3	8,5	169,7	15,5	14,9	330,5
Десна – м. Чернігів	61,6	12	16,1	224,2	24,4	18,5	351
Рось – м. Корсунь-Шевченківський	64,5	21,3	28,5	299	25,8	27,2	441,3
Тясмин – с. Велика Яблунівка	85,9	34,7	83,8	482,5	70,4	45,8	789,9
Сула – м. Лубни	72	31,8	37,2	380	44,6	28,6	648,5
Псел – с. Запсілля	92,8	22,9	36,7	345,4	83,7	35,2	657,6
Ворскла – с. Чорнеччина	70,2	23,6	51,3	363,9	71,9	25,6	674,5
Орель – с. Черноглазівка	177,5	124,2	266,7	255	750,3	477,7	1964
Самара – с. Кочережки	206,8	127,1	336,3	309,2	871,3	522	2446,9
Конка – м. Пологи		115,9			1150,7	254,1	2766,5

Базавлук – с. Катерино-Наталівка	154,1	88	269,9	370,5	503,9	296,3	1627
Інгулець – м. Кривий Ріг	129,6	110,1	933,1	229,1	453,5	1132,6	3991,3
Дніпро – м. Київ	47,5	15,4	13,5	169,5	23,4	16,3	280,2
<i>Річки Криму</i>							
Альма – північ. вдсх Партизанське	71,3	14,8	17,9	249,5	78,6	9,5	412,6
Кача – с. Баштанівка	79,9	13,6	17,5	255,3	58,4	26,3	480,6
Дерекойка – м. Ялта	74,8	16,1	23	243,9	59,6	27,5	441,9
Чорна – с. Чорноріченське	59,6	5	9,7	187,4	19,7	12,7	298
Таракташ – м. Судак		50,3			330,2	83,9	1031,4
Су-Індол – с. Тополівка		14,5			89,8	31,4	625,9
Салгир – с. Піонерське	101,4	15,8	21,8	286,5	70,8	22,6	367,9
Салгир – Дворіччя	148,3	74,3	179,2	228,6	455,8	442,5	1697,9
Бурульча – с. Міжгір'я	87,1	7,2	8,2	280,1	22,1	11,5	399
<i>Річки Приазов'я</i>							
Молочна – м. Токмак	301,1	146,1	307,5	267,7	1213,5	321,4	2340,9
Обіточна – м. Приморськ	492,6	204	281,6	251	1956,6	666,6	3869,1
Кальчик – м. Маріуполь	271,8	80,7	494,6	199	1243,6	557,4	2881,8
<i>Басейн р. Дон</i>							
Сіверський Донець – с. Огірцеве	112,1	26,4	46,8	377,9	99,5	40,3	722,1
Сіверський Донець – с. Кружилівка	173,3	40	219,1	258	330,5	368,6	1606,3

Середні багаторічні концентрації основних іонів і мінералізація води річок України в період зимової межени (мг/дм³)

Ріка - пункт	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	СГ	Сума іонів
<i>Басейн р. Вісла</i>							
Західний Буг - м. Сокаль	105	19,8	48,1	309,1	77,6	61,6	618,5
<i>Басейн р. Дунай</i>							
Тиса - м. Рахів	42,3	8,7	11	122	21,8	20,6	236,3
Тиса - смт Вилок	37,5	8,4	19	124	17,3	38,3	223,8
Тересва - смт Дубове	24,4	5,6	8,1	87	13,7	10,6	142,3
Теребля - смт Колочава	22,9	6,1	6,5	87,2	14,3	5,3	141,3
Ріка - смт Міжгір'я	41,6	13,3	22,2	123,8	31,6	30,1	304,1
Ріка - м. Хуст	32,9	7,4	8,4	102,6	33,3	22,1	205,5
Студений - с. Нижній Студений	51,7	15,6	14,8	188,8	32	16,7	324,7
Боржава - с. Шаланки	26,4	6,1	9,9	60,8	13,8	27,1	160,0
Латориця - м. Мукачеве	34,3	9,7	18,0	124,5	31,6	22,5	234,4
Уж - с. Жорнава	37,3	8,4	11,4	93,4	25,4	9,7	232,1
Уж - м. Ужгород	37,2	8,2	11,9	112,3	23,1	18,9	243,9
Прут - м. Яремче	35,6	6,7	6,5	124,7	29,7	3,0	215,2
Прут - м. Чернівці	68,9	13,1	34,6	201,2	47,2	45,2	372,9
<i>Басейн р. Дністер</i>							
Стрий - с. Новий Кропивник	52,4	13,3	11,9	189,3	30,3	14,5	308,8
Свча - с. Зарічне	25,9	5,4	19,3	82,6	31,8	43,6	209,2
Лімниця - с. Перевозець	36,3	9,7	15,7	72,0	43,4	27,4	241,8
Дністер - м. Самбір	56,6	29,4	17,8	168,5	48,9	27,3	405,1

Дністер – м. Галич	46,4	14,4	31,2	120,3	77,8	55,5	305,6
Дністер – м. Могилів-Подільський	76,8	17,8	50,8	243,2	92,4	42,6	453,6
Дністер – м. Бендери	85,6	28,5	60,4	237,1	115,6	61,9	649,0
<i>Басейн р. Південний Буг</i>							
Ігул – с. Новогорожене	165,0	38,3	115,1	347	222,3	156,6	1008,6
Південний Буг – с. Сабаров	105,4	22,3	32,5	394,9	99,7	35,4	620,7
Південний Буг – с. Олександрівка	181	29,9	41,7	350,1	57,3	49,9	632,5
<i>Басейн р. Дніпро</i>							
Тур'я – м. Ковель	96,7	11,9	28,2	299	42,8	29,5	568,7
Стохід – с. Малинівка	76,9	25,6	12,6	265,7	48,2	30	558,9
Стир – м. Луцьк	91,9	17,9	14,3	304,2	34,8	39,7	541,8
Горинь – с. Оженин	73,7	20,1	7,5	273,4	38,7	17,8	479,7
Случ – м. Сарни	60,4	10,3	19,4	191,0	34,3	24,4	349,0
Уж – смт Поліське	29,3	7,2	21	98,1	28,2	23,4	213,8
Тетерів – м. Житомир	78,4	23,6	37,6	296,6	56,6	57,2	522,3
Ірпінь – с. Мостище	76,2	8,6	18	216,2	37,8	28,1	450,5
Десна – с. Розльоти	90,9	18,5	17,1	226,4	18,3	10,3	491
Десна – м. Чернігів	68,1	11,6	12,5	227,5	26,7	18,9	376,4
Рось – м. Корсунь-Шевченківський	62,5	21,4	22,2	334,6	30,2	28,1	497,1
Тясмин – с. Велика Яблунівка	95	38,1	95,3	525,1	73,3	58,1	889,2
Сула – м. Лубни	118,9	49,2	42	498,3	49,9	37,6	773,5
Псел – с. Запсілля	96,4	23,9	33,1	413,7	107,9	34,9	748,5
Ворскла – с. Чорнеччина	122,7	21,2	68,4	452,2	89,3	36,4	648
Орель – с. Черноглазівка	271,9	101,3	251,3	419,5	631,1	431,9	2108,9
Самара – с. Кочережки	282,7	125,7	178,9	328,8	688,3	516,3	2135,6
Конка – м. Пологи							

Базавлук – с. Катерино-Наталівка	181,2	121,5	79,4	259,5	562,4	223,7	1430
Інгулець – м. Кривий Ріг	260,5	90,6	1162,1	233,4	351,4	1385,0	3062,7
Дніпро – м. Київ	61,1	10,3	16,6	167,8	33,6	27,6	342,9
<i>Річки Криму</i>							
Альма – північніше вдсх Партизанське	68,3	13,5	13,9	255,0	41,8	8,9	410,2
Кача – с. Баштанівка	76,6	12,2	16,6	237,6	66,3	15,8	390,1
Дерекойка – м. Ялта	78,7	17,6	26,8	261,3	52,6	24,1	422,9
Чорна – с. Чорноріченське	69,4	8,2	9,8	224,2	24,9	16,8	357,8
Таракташ – м. Судак		17,5			69,6	28,5	485,6
Су-Індол – с. Тополівка		102,1			649,1	282,3	1817,7
Салгир – с. Піонерське	76,6	29,2	20,6	237,6	86,3	15,8	390,1
Салгир – Дворіччя	240,8	167,7	302,7	252,6	661	619,8	2267
Бурульча – с. Міжгір'я	78,6	5,8	10,9	238,3	25,8	10,7	372,5
<i>Річки Приазов'я</i>							
Молочна – м. Тоцмак	349,6	156,2	295,7	369,4	1115,1	328	2792,5
Обігочна – м. Приморськ	509,2	244,3	250,1	352,4	2289	696,2	4345,7
Кальчик – м. Маріуполь	299,3	78,6	568,9	207,4	1280	586,9	3063,2
<i>Басейн р. Дон</i>							
Сіверський Донець – с. Огірцеве	112,3	25,5	88,7	435,7	131,5	49,7	700,4
Сіверський Донець – с. Кружилівка	175,2	38,6	206,8	276,8	371,1	355,2	1504,6

Середні багаторічні концентрації Fe_{заг}, P_{мін}, Si, NO₃⁻, NO₂⁻, NH₄⁺ і величина біхроматної окиснюваності (БО) у водах річок України в період весняного водопілля (мг/дм³)

Ріка – пункт	Fe _{заг}	P _{мін}	Si	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	NH ₄ ⁺	БО
<i>Басейн р. Вісла</i>							
Західний Буг – м. Сокаль	0,26	0,049	6,5	0,023	0,005	1,146	26,9
<i>Басейн р. Дунай</i>							
Тиса – м. Рахів	0,22	0,036	2,6	0,023	0,006	0,320	13,4
Тиса – смт Вилок	0,12	0,080	2,8	0,018	0,004	0,655	33,3
Тересва – смт Дубове	1,15	0,044	3,7	0,110	0,045	0,811	18,6
Теребля – смт Колочава	0,37	0,040	3,8	0,219	0,223	0,129	17,5
Ріка – смт Міжгір'я	0,23	0,032	3	0,025	0,017	0,967	12,4
Ріка – м. Хуст	0,16	0,022	3,9	0,012	0,020	1,583	11,1
Студений – с. Нижній Студений	0,14	0,040	3,0	0,055	0,011	0,538	17
Боржава – с. Шаланки	1,14	0,065	3,0	0,009	0,013		15,5
Латориця – м. Мукачеве	0,40	0,063	5,1	0,099	0,001	0,382	11,4
Уж – с. Жорнава	0,35	0,030	4,6	0,051	0,008	0,359	27,9
Уж – м. Ужгород	0,27	0,086	2,5	0,016	0,006	0,484	18,4
Прут – м. Яремче	0,50	0,062	3,2	0,060	0,006	0,523	24,6
Прут – м. Чернівці	0,15	0,039	4,4	0,030	0,009	0,610	13,3
<i>Басейн р. Дністер</i>							
Стрий – с. Новий Кропивник	0,26	0,021	2,9	0,044	0,005	0,187	22,6
Свіча – с. Зарічне	0,15	0,019	2,6	0,014	0,008	0,671	22,5
Лімниця – с. Перевозець	0,25	0,019	2,5	0,032	0,031	0,991	23,9
Дністер – м. Самбір	0,28	0,035	5,5	0,062	0,028	1,162	14,5

Дністер – м. Галич	0,40	0,068	3,5	0,039	0,014	1,654	18,2
Дністер – м. Могилів-Подільський	0,19	0,061	3,5	0,083	0,061	1,318	18,4
Дністер – м. Бендери	0,25	0,037	2,7		0,040		11,7
<i>Басейн р. Південний Буг</i>							
Інгул – с. Новогорожене	0,26	0,039	3,9	0,074	0,005	2,106	34,2
Південний Буг – с. Сабаров	0,37	0,180	4	0,106	0,028	1,318	23,4
Південний Буг – смт Олександрівка	0,49	0,070	5,9	0,076	0,013	3,315	42,6
<i>Басейн р. Дніпро</i>							
Тур'я – м. Ковель	0,08	0,048	2,2	0,023	0,005	0,499	21,6
Стохід – с. Малинівка	0,18	0,030	3,5	0,022	0,011	0,936	25
Горинь – с. Оженин	0,19	0,033	3,9	0,014	0,006	1,794	18,9
Случ – м. Сарни	0,40	0,096	5,1	0,014	0,013	0,710	18,7
Уж – смт Поліське	0,62	0,090	3,7	0,300	0,009	0,655	25,0
Тетерів – м. Житомир	0,22	0,080	3,2	0,025	0,006	0,764	24,4
Ірпінь – с. Мостище	0,14	0,070	4,7	0,058	0,007		43,0
Десна – с. Розльоти	0,20	0,063	3,9	0,092	0,007		22,6
Десна – м. Чернігів	0,14	0,061	3,0	0,025	0,025	1,248	22,3
Рось – м. Корсунь-Шевченківський	0,08	0,039	2,8	0,036	0,005	1,092	20,5
Тясмин – с. Велика Яблунівка	0,17	0,071	1,4	0,389	0,022	0,780	31,6
Сула – м. Лубни	0,23	0,055	1,3	0,110	0,005	0,367	33,7
Псел – с. Запсілля	0,08	0,023	1,6	0,367	0,005	0,351	28,7
Ворскла – с. Чернеччина	0,15	0,109	2,1	0,598	0,008	0,671	22,9
Орель – с. Черноглазівка	0,24	0,074	1,4	0,368	0,014		55,0
Самара – с. Кочеріжки	0,18	0,132	1,1	0,667	0,026	0,484	40,5
Конка – м. Пологи							54,0
Базавлук – с. Катерино-Наталівка	0,14	0,041	1,2	0,317	0,029		35,6

Інгулець – м. Кривий Ріг	0,20	0,049	1	0,598	0,043		
Дніпро – м. Київ	0,16	0,042	2,9	0,025	0,004	1,170	30,1

Річки Криму

Альма – північніше в'дсх Партизанське	0,02			0,490	0,006	0,094	7,8
Кача – с. Баштанівка	0,01			1,000	0,016	0,540	15,2
Дерекойка – м. Ялта	0,01	0,012	2,0	0,373	0,005	0,172	11,7
Чорна – с. Чорноріченське	0,0	0,004	1,8	0,966	0,005	0,374	10,3
Таракташ – м. Судак	0,0			3,084	0,037	0,117	10,3
Су-Індол – с. Тополівка	0,0			0,116	0,005	0	8,9
Салгир – с. Піонерське	0,01			1,700	0,019	0,086	10,4
Салгир – Дворіччя	0,01	0,0	1,4	2,880	0,044	0,187	10,6
Бурульча – с. Міжгір'я	0,0	0,004	2,5	0,828	0,002	0,023	4,6

Річки Приазов'я

Молочна – м. Токмак	0,03	0,021	3,4	0,331	0,069	2,106	19,8
Обіточна – м. Приморськ	0,10	0,038	2,3	0,529	0,022	0,499	56,4
Кальчик – м. Маріуполь	0,07	0,025	2,5	0,614	0,087	0,484	28,3

Басейн р. Дон

Сіверський Донець – с. Огірцеве	0,24	0,086	7,8	0,039	0,078	0,109	17,7
Сіверський Донець – с. Кружилівка	0,09	0,061	3,4	0,037	0,030	0,429	20,8

Середні багаторічні концентрації $Fe_{заг}$, P_{min} , Si , NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ і величина біхроматної окиснюваності (БО) у водах річок України у період літньо-осінньої межени (мг/дм³)

Ріка - пункт	$Fe_{заг}$	P_{min}	Si	NO_3^-	NO_2^-	NH_4^+	БО
<i>Басейн р. Вісла</i>							
Західний Буг – м. Сокаль	0,19	0,072	5	0,021	0,010	1,020	27,3
<i>Басейн р. Дунай</i>							
Тиса – м. Рахів	0,16	0,014	2,4	0,076	0,004	0,640	14,8
Тиса – смт Вилोक	0,15	0,050	5,4	0,200	0,012	0,320	14,4
Тересва – смт Дубове	0,19	0,020	2,7	0,023	0,039	0,600	19
Теребля – смт Колочава	0,31	0,042	4,4	0,018	0,008	0,760	18,5
Ріка – смт Міжгір'я	0,07	0,030	3	0,021	0,014	0,600	14,3
Ріка – м. Хуст	0,23	0,026	3,9	0,016	0,011	0,770	16,7
Студений – с. Нижній Студений	0,13	0,030	2,9	0,023	0,014	0,550	13,9
Боржава – с. Шаланки	0,30	0,035	4,6	0,034	0,008	1,421	16,1
Лагориця – м. Мукачеве	0,22	0,054	5,3	0,037	0,010	0,630	19,3
Уж – с. Жорнава	0,14	0,036	2,9	0,018	0,006	2,220	11,7
Уж – м. Ужгород	0,22	0,057	3,6	0,085	0,012	1,070	15,5
Прут – м. Яремче	0,25	0,049	2,3	0,028	0,006	1,010	14,1
Прут – м. Чернівці	0,14	0,042	3,1	0,071	0,017	0,230	14,4
<i>Басейн р. Дністер</i>							
Стрий – с. Новий Кропивник	0,18	0,052	3,1	0,016	0,006	0,590	13,6
Свіча – с. Зарічне	0,21	0,048	3,1	0,025	0,016	0,860	19,3
Ломниця – с. Перевозець	0,29	0,067	3,9	0,028	0,017	0,910	21,1
Дністер – м. Самбір	0,23	0,043	4,8	0,025	0,028	0,920	18,2

Дністер – м. Галич	0,22	0,050	3,9	0,028	0,026	0,890	22,7
Дністер – м. Могилів-Подільський	0,26	0,027	3,9	0,023	0,007	0,340	19,1
Дністер – м. Бендери	0,21	0,035	2,7		0,013		13,5
<i>Басейн р. Південний Буг</i>							
Інгул – с. Новогорожене	0,19	0,117	3,2	0,053	0,007		38,6
Південний Буг – с. Сабаров	0,21	0,060	4,4	0,060	0,010		14,8
Південний Буг – смт Олександрівка	0,25	0,075	4,9	0,090	0,030	1,870	19,4
<i>Басейн р. Дніпро</i>							
Тур'я – м. Ковель	0,18	0,035	2,9	0,014	0,002	0,730	31,4
Стохід – с. Малинівка	0,14	0,880	7,5	0,018	0,007	0,940	28
Стир – м. Луцьк	0,04	0,054	3,3	0,021	0,005	0,950	17,8
Горинь – с. Оженин	0,13	0,040	3,6	0,014	0,005	0,780	21,3
Случ – м. Сарни	0,19	0,097	4	0,038	0,008	1,050	29,8
Уж – смт Поліське	0,55	0,059	4,2	0,030	0,007	1,010	34,4
Тетерів – м. Житомир	0,11	0,111	3,2	0,046	0,004	1,360	40,2
Ірпінь – с. Мостище	0,18	0,063	3,7	0,039	0,002	0,560	30,2
Десна – с. Розльоти	0,026	0,060	3,3	0,030	0,004	-	31,9
Десна – м. Чернігів	0,15	0,076	3,6	0,014	0,003	0,240	16,6
Рось – м. Корсунь-Шевченківський	0,27	0,050	2,3	0,018	0,003	0,740	21,3
Тясмин – с. Велика Яблунівка	0,25	0,077	2,5	0,180	0,009	0,870	24,3
Сула – м. Лубни	0,18	0,057	1,9	0,053	0,004	0,280	34,2
Псел – с. Запсілля	0,14	0,066	1,9	0,120	0,014	0,220	30,4
Ворскла – с. Чернеччина	0,12	0,081	2,7	0,150	0,009	0,290	33,0
Орель – с. Черноглазівка	0,09	0,067	1,4	0,140	0,004	0,300	42,1
Самара – с. Кочеріжки	0,18	0,082	1,3	0,140	0,019	0,500	41,0
Конка – м. Пологи	2,96			0,097	0,016	0,380	50,4

Базавлук – с. Катерино-Наталівка	0,13	0,050	1,8	0,030	0,017	0,321	42,0
Інгулець – м. Кривий Ріг	0,20	0,060	0,9	0,160	0,054	0,580	37,5
Дніпро – м. Київ	0,11	0,049	3,6	0,025	0,003	1,200	34,0
<i>Річки Криму</i>							
Альма – північніше вдсх Партизанське	0,002			0,390	0,002	0	6,5
Кача – с. Баштанівка	0,002			1,430	0,003	0,008	9,3
Дерекойка – м. Ялта	0,01	0,034	2,8	0,790	0,027	0,330	13,5
Чорна – с. Чорноріченське	0	0,003	1,7	0,650	0,005	0,090	9,8
Таракташ – м. Судак	0,14			2,830	0,007	0,050	13,1
Су-Індол – с. Тополівка	0,01			0,580	0	0,016	9,4
Салгир – с. Піонерське	0,007			2,490	0,008	0,039	16,5
Салгир – Дворіччя	0,001	0,008	3,1	5,430	0,038	0,190	19,7
Бурульча – с. Міжгір'я	0,01	0,029	2,6	0,440	0,011	0,020	13,6
<i>Річки Приазов'я</i>							
Молочна – м. Токмак	0,07	0,023	3,8	0,440	0,013	0,340	37,7
Обіточна – м. Приморськ	0,07	0,039	2,9	0,440	0,022	0,260	41,4
Кальчик – м. Маріуполь	0,03	0,021	3,3	0,620	0,098	0,620	38,0
<i>Басейн р. Дон</i>							
Сіверський Донець – с. Огірцеве	0,16	0,132	6,2	0,130	0,051	0,150	11,8
Сіверський Донець – с. Кружилівка	0,13	0,049	6,1	0,067	0,018	1,100	18,5

Середні багаторічні концентрації $Fe_{заг}$, P_{min} , Si , NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ і величина біхроматної окиснюваності (БО) у водах річок України у період зимової межени (мг/дм³)

Річка - пункт	$Fe_{заг}$	P_{min}	Si	NO_3^-	NO_2^-	NH_4^+	БО
<i>Басейн р. Вісла</i>							
Західний Буг - м. Сокаль	0,10	0,080	5,3	0,032	0,015	1,716	31
<i>Басейн р. Дунай</i>							
Тиса - м. Рахів	0,09	0,030	2,9	0,021	0,006	0,265	11,3
Тиса - смт Вилोक	0,13	0,003	3,6	0,081	0,020	0,094	5,7
Тересва - смт Дубове	0,15	0,050	2	0,062	0,022	0,351	17,4
Теребля - смт Колочава	0,29	0,065	2,7	0,007	0,011		24,1
Ріка - смт Міжгір'я	0,12	0,045	2,8	0,058	0,005	0,764	19,6
Ріка - м. Хуст	0,11	0,029	2,9	0,025	0,015	0,211	19,4
Студений - с. Нижній Студений	0,13	0,068	2,3	0,028	0,014	0,273	10,3
Боржава - с. Шаланки	0,16	0,037	5,7	0,009	0,019	0,203	12,7
Латориця - м. Мукачеве	0,28	0,029	3,4	0,021	0,012	0,226	11,9
Уж - с. Жорнава	0,24	0,036	3,4	0,048	0,026	0	10,1
Уж - м. Ужгород	0,08	0,024	5	0,046	0,014	0,647	6,1
Прут - м. Яремче	0,26	0,100	2,9	0,025	0,005	1,170	17,5
Прут - м. Чернівці	0,11	0,025	3,9	0,041	0,011	0,195	19,0
<i>Басейн р. Дністер</i>							
Стрий - с. Новий Кропивник	0,12	0,098	2,3	0,212	0,007	0,632	16,2
Свіча - с. Зарічне	0,21	0,087	2,9	0,025	0,007	0,905	13
Лімниця - с. Перевозець	0,18	0,053	2,4	0,017	0,017	1,232	16,2
Дністер - м. Самбір	0,13	0,047	3,8	0,030	0,012	0,780	10,1

Дністер – м. Галич	0,35	0,071	3,1	0,044	0,017	0,967	21,3
Дністер – м. Могилів-Подільський	0,23	0,049	5,1	0,053	0,022		17
Дністер – м. Бендери	0,30	0,041	2,4		0,009		11,3
<i>Басейн р. Південний Буг</i>							
Інгул – с. Новогорожене	0,22	0,127	3,9	0,035	0,014	0,086	28,6
Півд. Буг – с. Сабаров	0,32	0,042	3,6	0,101	0,010		16,1
Півд. Буг – смт Олександрівка	0,20	0,038	3,9	0,060	0,009	0,858	21,5
<i>Басейн р. Дніпро</i>							
Тур'я – м. Ковель	0,15	0,046	5,1	0,022	0,014	0,725	26,8
Стохід – с. Малинівка	0,10	0,032	4	0,013	0,008	0,744	17,9
Стир – м. Луцьк	0,06	0,074	5,7	0,067	0,011	0,803	13,8
Горинь – с. Оженин	0,07	0,060	4,3	0,018	0,004	0,866	20,5
Случ – м. Сарни	0,16	0,076	4,5	0,030	0,045	1,014	22,8
Уж – смт Поліське	0,44	0,120	5,6	0,037	0,013	1,248	17,8
Тетерів – м. Житомир	0,20	0,045	3,3	0,071	0,018	1,950	24,3
Ірпінь – с. Мостище	0,13	0,120	3,9	0,069	0,008		17,4
Десна – с. Розльоти	0,22	0,190	4,4	0,023	0,024		35,2
Десна – м. Чернігів	0,15	0,073	5,3	0,133	0	1,404	25,7
Рось – м. Корсунь-Шевченківський	0,11	0,120	4,2	0,060	0,011	1,794	15,2
Тясмин – с. Велика Яблунівка	0,08	0,071	3,7	0,750	0,056	0,585	29,1
Сула – м. Лубни	0,20	0,037	2	0,030	0,012	0,460	31,9
Псел – с. Запсілля	0,24	0,071	2,3	0,610	0,002	0,351	26,6
Ворскла – с. Чернеччина	0,14	0,108	2,9	0,414	0,014	0,359	28,4
Орель – с. Черноглазівка	0,09	0,068	1,6	0,699	0,003		51,5
Самара – с. Кочеріжки	0,21	0,085	1,1	0,529	0,011	0,507	43,4
Конка – м. Пологи							

Базавлук – с. Катерино-Наталівка	0,04	0,052	1,4	0,502	0,003		
Інгулець – м. Кривий Ріг	0,09	0,157	1,3	0,598	0,038	0,066	39,4
Дніпро – м. Київ	0,59	0,130	3,8	0,071	0,010	1,092	26
<i>Річки Криму</i>							
Альма – північніше вдсх Партизанське	0			0,175	0,002	0	7
Кача – с. Баштанівка	0,01			1,17	0,003	0,187	9,4
Дерекойка – м. Ялта	0,01	0,030	2,8	0,598	0,189	0,117	12,9
Чорна – с. Чорноріченське	0	0,003	2,0	0,506	0,009	0,023	8,3
Таракташ – м. Судак	0			0,501	0,002	0,094	12,6
Су-Індол – с. Тополівка	0,01			0,564	0,001	0,111	6,2
Салгир – с. Піонерське	0,01			0,900	0,009	0,280	15,6
Салгир – Дворіччя	0,01	0,020	1,9	0,910	0,044	0,047	12,4
Бурульча – с. Міжгір'я	0,01	0,025	2,3	0,782	0,002	0,062	5,9
<i>Річки Приазов'я</i>							
Молочна – м. Токмак	0,08	0,015	4,5	1,173	0,051	1,716	24,0
Обіточна – м. Приморськ	0,02	0,035	3,1	0,656	0,042	0,226	32,6
Кальчик – м. Маріуполь	0,07	0,025	2,8	0,538	0,075	0,523	30,7
<i>Басейн р. Дон</i>							
Сіверський Донець – с. Огірцеве	0,29	0,113	6,7	0,078	0,026	0,109	21,3
Сіверський Донець – с. Кружківка	0,03	0,080	5,3	0,018	0,036	0,663	18,1

**Середні багаторічні концентрації Cu, Zn і Cr
у водах річок України в період весняного водопілля (мкг/дм³)**

Річка - пункт	Cu	Zn	Cr
<i>Басейн р. Вісла</i>			
Західний Буг – м. Сокаль	16,9	10,2	15,0
<i>Басейн р. Дунай</i>			
Тиса – м. Рахів	13,0	12,0	0
Тиса – смт Вилок	0	0	11,5
Ріка – м. Хуст	3,5		7,5
Латориця – м. Мукачеве	0	0	0
Уж – м. Ужгород	0	2,0	11
Прут – м. Яремче			
Прут – м. Чернівці	4,3	1,5	8,7
<i>Басейн р. Дністер</i>			
Стрий – с. Новий Кропивник	3,0	3,0	8,0
Свіча – с. Зарічне	0	3,0	8,0
Лімниця – с. Перевозець	3,0	3,0	10,0
Дністер – м. Галич	3,8	3,3	16,2
<i>Басейн р. Південний Буг</i>			
Південний Буг – смт Олександрівка	25,0	15,0	35,0
<i>Басейн р. Дніпро</i>			
Тур'я – м. Ковель	7,0	2,0	8,0
Стохід – с. Малинівка	2,5	6,0	9,0
Стир – м. Луцьк	6,7	9,2	12,8
Горинь – с. Оженин	5,0	2,0	12,0
Тетерів – м. Житомир	4,0	7,6	7,2
Десна – м. Чернігів	2,5	10,0	13,5
Рось – м. Корсунь-Шевченківський	1,3	11,5	13
Сула – м. Лубни	6,7	8,8	3,2
Ворскла – с. Чернеччина	5,5	4,5	9,5
Самара – с. Кочережки	3,5	7,5	1,7
Інгулець – м. Кривий Ріг	6,5	4,3	30,5
Дніпро – м. Київ	2,3	6,5	9,5
<i>Річки Приазов'я</i>			
Молочна – м. Токмак	5,0	5,0	46,0
Обіточна – м. Приморськ	14,0	9,0	16,0
Кальчик – м. Маріуполь	4,0	3,0	14,5
<i>Басейн р. Дон</i>			
Сіверський Донець – с. Огірцеве	2,0	4,	0,5
Сіверський Донець – с. Кружилівка	3,8	5,	0,5

**Середні багаторічні концентрації Cu, Zn і Cr
у водах річок України в період літньо-осінньої межени (мкг/дм³)**

Річка – пункт	Cu	Zn	Cr
<i>Басейн р. Вісла</i>			
Західний Буг – м. Сокаль	14,3	20,7	7,5
<i>Басейн р. Дунай</i>			
Тиса – м. Рахів	4,9	8,8	10,2
Тиса – смт Вилок	2,0	3,0	19,0
Ріка – м. Хуст			
Латориця – м. Мукачеве			
Уж – м. Ужгород			
Прут – м. Яремче	4,0	7,0	5,0
Прут – м. Чернівці	9,0	11,5	20,3
<i>Басейн р. Дністер</i>			
Стрий – с. Н. Кропивник	10,0	0	22,0
Свіча – с. Зарічне	0	3,0	2,5
Лімниця – с. Перевозець	3,0	5,0	14,5
Дністер – м. Галич	2,6	6,3	15,0
<i>Басейн р. Південний Буг</i>			
Південний Буг – смт Олександрівка	7,5	8,6	19
<i>Басейн р. Дніпро</i>			
Тур'я – м. Ковель	3,0	10,0	8,0
Стохід – с. Малинівка			
Стир – м. Луцьк	7,6	57,7	27,8
Горинь – с. Оженин	6,5	3,5	5,0
Тетерів – м. Житомир	2,9	12,5	9,8
Десна – м. Чернігів	8,2	8,4	32,4
Рось – м. Корсунь-Шевченківський	13	11,6	7,2
Сула – м. Лубни	2,5	5,8	0
Ворскла – с. Чернеччина	3,0	1,0	6,0
Самара – с. Кочережки	6,2	9,8	13,3
Інгулець – м. Кривий Ріг	1,8	2,5	10
Дніпро – м. Київ	7,1	7,7	11,9
<i>Річки Приазов'я</i>			
Молочна – м. Токмак	4,2	8,5	14,0
Обіточна – м. Приморськ	36,0	37,0	11,0
Кальчик – м. Маріуполь	2,0	7,0	9,0
<i>Басейн р. Дон</i>			
Сіверський Донець – с. Огірцеве	0,5	11,5	1,5
Сіверський Донець – с. Кружилівка	2,5	5,8	0,5

**Середні багаторічні концентрації Cu, Zn і Cr
у водах річок України в період зимової межени (мкг/дм³)**

Ріка – пункт	Cu	Zn	Cr
<i>Басейн р. Вісла</i>			
Західний Буг – м. Сокаль	12,3	8,3	27,0
<i>Басейн р. Дунай</i>			
Тиса – м. Рахів	11,8	10,8	7,3
Тиса – смт Вилок	25,0	25,0	
Ріка – м. Хуст	0,0	5,0	8,0
Латориця – м. Мукачеве	1,5	1,0	2,0
Уж – м. Ужгород	0,0	5,2	4,7
Прут – м. Яремче	12	8,5	6,5
Прут – м. Чернівці	16,5	14,0	25,3
<i>Басейн р. Дністер</i>			
Стрий – с. Новий Кропивник	8,0	3,0	11,5
Свіча – с. Зарічне	20,0	10,0	7,0
Лімниця – с. Перевозець	0,0	3,5	9,5
Дністер – м. Галич	9,9	4,5	17,2
<i>Басейн р. Південний Буг</i>			
Півд. Буг – смт Олександрівка	12,0	14,0	19,0
<i>Басейн р. Дніпро</i>			
Тур'я – м. Ковель	18,7	7,2	3,0
Стохід – с. Малинівка	0,0	2,0	1,0
Стир – м. Луцьк	16,0	8,0	6,0
Горинь – с. Оженин	9,0	12,0	3,0
Тетерів – м. Житомир	7,5	10,5	6,3
Десна – м. Чернігів	10,0	13,2	18,1
Рось – м. Корсунь-Шевченківський	11,5	11,5	2,3
Сула – м. Лубни	3,0	5,0	0,0
Ворскла – с. Чернеччина	2,0	6,0	46,0
Самара – с. Кочережки	2,8	20,6	13
Інгулець – м. Кривий Ріг	2,7	2,0	27,3
Дніпро – м. Київ	13,3	11,5	10,3
<i>Річки Приазов'я</i>			
Молочна – м. Токмак	11,0	0,0	19,0
Обіточна – м. Приморськ	11,5	23,5	5,5
Кальчик – м. Маріуполь			15,0
<i>Басейн р. Дон</i>			
Сіверський Донець – с. Огірцеве	2,0	29,2	0,3
Сіверський Донець – с. Кружилівка	1,8	39,3	0,0

**Морфометричні характеристики великих
і деяких середніх річок України**

Річка	Куди впадає	Довжина	Площа басейну	Стік (км ³)
		загальна, км	загальна, км ²	
(у межах України)				
Дунай	Чорне море	2850,0 (174,0)	817000,0 (64000,0)	123,0
Дніпро		2201,0 (981,0)	504000,0 (292700,0)	53,5
Дністер		1362,0	72100,0	8,66
Півд. Буг		806,0	63700,0	3,39
Прут	Дунай	967,0 (272,0)	27500,0 (8260,0)	2,4
Тиса		966,0 (233,0)	157100,0 (11300,0)	6,26
Десна	Дніпро	1130,0 (591,0)	88900,0 (33382,0)	11,4
Прип'ять		761,0 (261,0)	121000,0	13,2
Псел		717,0	22800,0	1,88
Тетерів		365,0	15100,0	1,29
Сула		363,0	19600,0	1,39
Рось		346,0	12600,0	0,89
Самара		320,0	22600,0	0,68
Інгулець		549,0	14460,0	0,36
Ворскла		464,0	14700,0	1,15
Горинь		Прип'ять	659,0	27650,0
Стир	483,0		13100,0	1,27
Сейм	Десна	748,0	27500,0	3,35
Случ	Горинь	451,0	13800,0	1,55
Сів. Донець	Дон	1053,0	98900,0 (54900,0)	5,0
Оскіл	Сів. Донець	472,0 (177,0)	14800 (3960)	1,13
Айдар		264,0 (256,0)	7420,0 (7370,0)	0,4
Збруч	Дністер	244,0	3395,0	0,27
Серет		242,0	3900,0	0,51
Стрий		232,0	3055,0	1,57
Західний Буг	Нарев (Вісла)	772,0 (392,0)	39 420,0 (10100,0)	1,8
Інгул	Південний Буг	354,0	9890,0	0,39
Синюха		111,0	16725,0	0,92

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Аксьом С.Д. Вплив сульфатного карсту на хімічний склад природних вод у басейні Дністра / С.Д. Аксьом, В.К. Хільчевський. – К. : Ніка-Центр, 2002. – 204 с.
2. Алмазов А.М. Гидрохимия устьевых областей рек / А.М. Алмазов. – К. : Изд-во АН УССР, 1962. – 255 с.
3. Аналітична хімія поверхневих вод / Б.Й. Набиванець, В.І. Осадчий, Н.М. Осадча та ін. – К. : Наук. думка, 2007. – 455 с.
4. Бабинець А.Є. Джерела мінеральних вод Радянської України / А.Є. Бабинець – К. : Вид-во АН УРСР, 1958. – 68 с.
5. Бронфман А.М. Гидрологические и гидрохимические основы продуктивности Азовского моря / А.М. Бронфман, В.Г. Дубинина, Г.Д. Макарова. – М. : Пищ. промышленность, 1979. – 288 с.
6. Будник С.В. Гидродинамика и гидрохимия склоновых водотоков / С.В. Будник, В.К. Хильчевский. – К. : Обрії, 2005. – 368 с.
7. Водні ресурси та гідроекологічний стан Тилігульського лиману / Ю.С. Тучковенко, Н.С. Лобода, О.М. Гриб та ін.; за ред. Ю.С. Тучковенка, Н.С. Лободи. – Одеса : ТЕС, 2014. – 277 с.
8. Водні ресурси та якість річкових вод басейну Південного Бугу / В.К. Хільчевський, О.В. Чунарьов, М.І. Ромась та ін.; за ред. В.К. Хільчевського. – К. : Ніка-Центр, 2009. – 184 с.
9. Гідроекологічний стан басейну Горині в районі Хмельницької АЕС / В.К. Хільчевський, М.І. Ромась, О.В. Чунарьов та ін.; за ред. В.К. Хільчевського. – К. : Ніка-Центр, 2011. – 176 с.
10. Гідроекологічний стан басейну річки Рось / В.К. Хільчевський, С.М. Курило, С.С. Дубняк та ін.; за ред. В.К. Хільчевського. – К. : Ніка-Центр, 2009. – 116 с.
11. Гидрология и гидрохимия Днепра и его водохранилищ / А.И. Денисова, В.М. Тимченко, Е.П. Нахшина и др. – К. : Наук. думка, 1989. – 216 с.
12. Гідролого-гідрохімічна характеристика мінімального стоку річок басейну Дніпра / В.К. Хільчевський, І.М. Ромась, М.І. Ромась та ін.; за ред. В.К. Хільчевського. – К. : Ніка-Центр, 2007. – 184 с.
13. Гидрохимический атлас СССР. – М. : ГУГК, 1990. – 110 с.
14. Гідрохімічний довідник / В.І. Осадчий, Б.Й. Набиванець, Н.М. Осадча та ін. – К. : Ніка-Центр, 2008. – 655 с.
15. Гідрохімічний режим та якість поверхневих вод басейну Дністра на території України / В.К. Хільчевський, О.М. Гончар, М.Р. Забокрицька та ін. ; за ред. В.К. Хільчевського та В.А. Сташука. – К. : Ніка-центр, 2013. – 256 с.
16. Гідрохімія річок Лівобережного лісостепу України : навч. посіб. / В.К. Хільчевський, О.О. Винарчук, О.М. Гончар та ін.; за ред. В.К. Хільчевського та В.А. Сташука. – К. : Ніка-Центр, 2014. – 230 с.
17. Горєв Л.М. Гідрохімія України : підруч. / Л.М. Горєв, В.І. Пелешенко, В.К. Хільчевський. – К. : Вища шк., 1995. – 307 с.
18. Денисова А.И. Формирования гидрохимического режима водохранилищ Днепра и методы его прогнозирования / А.И. Денисова. – К. : Наук. думка, 1979. – 292 с.
19. ДСанПіН 2.2.4-171-10: Гігієнічні вимоги до води питної, призначеної для споживання людиною. – К., 2010.

20. Журавлева Л.А. Гидрохимия устьевой области Днепра и Южного Буга в условиях зарегулированного речного стока / Л.А. Журавлева. – К. : Наук. думка, 1989. – 175 с.
21. Забокрицька М.Р. Гідроекологічний стан басейну Західного Бугу на території України / М.Р. Забокрицька, В.К. Хільчевський, А.П. Манченко. – К. : Ніка-Центр, 2006. – 184 с.
22. Камзіст Ж.С. Гідрогеологія України : навч. посіб. / Ж.С. Камзіст, О.Л. Шевченко. – К. : Інкос, 2009. – 500 с.
23. Коненко Г.Д. Гідрохімія ставків та малих водоймищ України / Г.Д. Коненко. – К. : Наук. думка, 1971. – 311 с.
24. Линник П.Н. Формы миграции металлов в пресных поверхностных водах / П.Н. Линник, Б.Й. Набиванец. – Л. : Гидрометеиздат, 1986. – 270 с.
25. Медведєва Ю.С. Водний і сольовий режим озера Китай / Ю.С. Медведєва, Є.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакирзанова. – О. : ТЕС, 2018. – 136 с.
26. Методики гідрографічного та водогосподарського районування території України відповідно до вимог Водної рамкової директиви Європейського Союзу / В.В. Гребінь, В.Б. Мокін, В.А. Сташук, В.К. Хільчевський та ін. – К. : Інтерпрес, 2013. – 55 с.
27. Нахшина Е.П. Микроэлементы в водохранилищах Днепра / Е.П. Нахшина. – К. : Наук. думка, 1983. – 158 с.
28. Основні засади управління якістю водних ресурсів та їхня охорона / В.К. Хільчевський, М.Р. Забокрицька, Р.Л. Кравчинський та ін.; за ред. В.К. Хільчевського. – К. : ВПЦ "Київський університет", 2015. – 154 с.
29. Польові та лабораторні дослідження хімічного складу води річки Рось : навч. посіб. / В.К. Хільчевський, В.М. Савицький, Л.А. Красова та ін.; за ред. В.К. Хільчевського. – К. : ВПЦ "Київський університет", 2012. – 143 с.
30. Процеси формування хімічного складу поверхневих вод / В.І. Осадчий, Б.Й. Набиванець, П.М. Линник та ін. – К. : Ніка-Центр, 2013. – 240с.
31. Скопинцев Б.А. Формирование современного химического состава вод Черного моря / Б.А. Скопинцев. – Л. : Гидрометеиздат, 1975. – 300 с.
32. Хільчевський В.К. Агрогідрохімія : навч. посіб. / В.К. Хільчевський. – К. : ВПЦ "Київський університет", 1995. – 162 с.
33. Хільчевський В.К. Гідрохімічний режим та якість води Інгульця в умовах техногенезу / В.К. Хільчевський, Р.Л. Кравчинський, О.В. Чунарьов. – К. : Ніка-Центр, 2012. – 180 с.
34. Хільчевський В.К. Гідрохімія океанів і морів : навч. посіб. / В.К. Хільчевський. – К. : ВПЦ "Київський університет", 2003. – 114 с.
35. Хільчевський В.К. Основи гідрохімії : підруч. / В.К. Хільчевський, В.І. Осадчий, С.М. Курило. – К. : Ніка-Центр, 2012. – 312 с.
36. Хільчевський В.К. Роль агрохімічних засобів у формуванні якості вод басейну Дніпра / В.К. Хільчевський. – К. : ВПЦ "Київський університет", 1996. – 222 с.
37. Хомік Н.В. Водні ресурси Шацького національного природного парку: сучасний стан, охорона, управління / Н.В. Хомік. – К. : Аграр. наука, 2013. – 239 с.
38. Шерстюк Н.П. Особливості гідрохімічних процесів у техногенних та природних водних об'єктах Кривбасу / Н.П. Шерстюк, В.К. Хільчевський. – Дніпропетровськ : Акцент, 2012. – 263 с.
39. Шестопапов В.М. Формування мінеральних вод України / В.М. Шестопапов. – К. : Наук. думка, 2009. – 250 с.

Навчальне видання

ХІЛЬЧЕВСЬКИЙ Валентин Кирилович
ОСАДЧИЙ Володимир Іванович
КУРИЛО Святослав Михайлович

РЕГІОНАЛЬНА ГІДРОХІМІЯ УКРАЇНИ

Підручник

Редактор Л. Воронцова

Оригінал-макет виготовлено ВПЦ "Київський університет"



Формат 70x100^{1/16}. Ум. друк. арк. 27,7. Наклад 100. Зам. № 219-9159.
Гарнітура Times Nev Roman. Папір офсетний. Друк офсетний. Вид. № Грб*.
Підписано до друку 20.05.19

Видавець і виготовлювач
ВПЦ "Київський університет"
б-р Т. Шевченка, 14, Київ, 01601
☎ (044) 239 32 22; (044) 239 31 72; тел./факс (044) 239 31 28
e-mail: vpc@univ.kiev.ua
<http://vpc.univ.kiev.ua>

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи Д К № 1103 від 31.10.02



**Присвячується 185-річчю
Київського національного університету
імені Тараса Шевченка**