

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ**

**ХАРКІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ  
МІСЬКОГО ГОСПОДАРСТВА імені О. М. БЕКЕТОВА**

**Д. В. Дядін**

**ТЕКСТ ЛЕКЦІЙ  
З ДИСЦИПЛІНИ**

**«ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ»  
(модуль 2 «Підземні води»)**

*(для студентів 3 курсу 6 семестру денної та 4 курсу 7 семестру заочної форм  
навчання напрямку 6.040601 – Екологія, охорона навколишнього  
середовища та збалансоване природокористування)*

**Харків  
ХНУМГ ім. О. М. Бекетова  
2016**

**Дядін Д. В.** Текст лекцій з дисципліни «Екологічна геологія» (модуль 2 «Підземні води») (для студентів 3 курсу 6 семестру денної та 4 курсу 7 семестру заочної форм навчання напряму 6.040601 – Екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування) / Д. В. Дядін ; Харків. нац. ун-т міськ. госп-ва ім. О. М. Бекетова; – Харків : ХНУМГ ім. О. М. Бекетова, 2016. – 54 с.

Автор: Д. В. Дядін

Рецензент: д-р. техн. наук, проф. Ф. В. Стольберг

*Рекомендовано кафедрою міських та регіональних екосистем, протокол № 9 від 06.04.2015 р.*

## Зміст

<b>1. ПРИРОДНІ УМОВИ ЗАЛЯГАННЯ ПРИРОДНИХ ВОД .....</b>	<b>4</b>
1.1 Підземні води як компонент геологічного середовища і гідросфери ...	4
1.2 Хімічний склад і фізичні властивості підземних вод.....	16
1.3 Динаміка підземних вод .....	25
1.4 Умови залягання і формування підземних вод .....	28
<b>2. ТЕХНОГЕННИЙ ВПЛИВ НА ПІДЗЕМНІ ВОДИ.....</b>	<b>39</b>
2.1 Водопостачання міст і урбанізованих територій.....	39
2.2 Джерела і процеси забруднення підземних вод.....	43
2.3 Порушення гідродинамічного режиму підземних вод.....	49
2.4 Охорона підземних вод.....	51
<b>ПЕРЕЛІК РЕКОМЕНДОВАНИХ ДЖЕРЕЛ .....</b>	<b>53</b>

# 1. ПРИРОДНІ УМОВИ ЗАЛЯГАННЯ ПРИРОДНИХ ВОД

## 1.1 Підземні води як компонент геологічного середовища і гідросфери

### *Загальні поняття про підземні води*

Підземні води – це води, що знаходяться у верхній частині земної кори. У загальній кількості прісної води на планеті підземні води складають 12 % (87 % – льодовики, 1 – 2 % – поверхневі води).

Будучи підземною частиною гідросфери Землі, підземні води тісно пов'язані з будовою земної кори та історією її розвитку.

Рух підземних вод у земній корі є складовою частиною загального кругообігу води на планеті. У той же час із геологічних позицій рух води у надрах, що включає прості (механічна, фізична, хімічна) і складні форми руху (біологічна, техногенна), переходи води з одного фазово-агрегатного стану до іншого і процеси взаємодії води з гірськими породами, розглядається у даний час як найважливіша складова геологічної форми руху матерії.

Гірські породи мають різну водопроникність і у вертикальному розрізі зазвичай спостерігається чергування проникних порід із слабо або практично водонепроникними.

Якщо у породі, здатній пропускати через себе воду, порожнини заповнені гравітаційною водою, то у гідрогеологічному відношенні таку породу називають водоносною, а водонасичений пласт – водоносним горизонтом; останній може мати будь-яку об'ємну форму і складатися з різних за складом і навіть за віком порід. У протилежність водоносному горизонту, слабопроникний або практично непроникний для води шар (або групу шарів) називають водотривким горизонтом або просто водотривом. Якщо у розрізі є декілька гідравлічно пов'язаних водоносних горизонтів, розділених невитриманими (переривистими) водотривками, то таку товщу називають водоносним комплексом.

Здатність породи містити та пропускати через себе воду визначається наявністю і характером вільного простору (пустот) у мінеральному скелеті породи. Зазвичай виділяють такі види пустот у гірських породах, які відрізняються формою і розмірами: пори, тріщини, каверни.

Пори – порожнини ізометричної форми розмірами приблизно менше 1 мм, що містяться переважно в осадових уламкових гірських породах, мінеральний скелет яких представлений зернами. Прикладами таких пористих порід (середовищ) можуть служити суглинки, супіски, піски, алеврити, глини, у тому числі і зцементовані породи – галечники, пісковики, алевроліти. Об'єми порового простору в різних породах залежать від форми зерен (частинок), що складають породу, від міри її ущільнення й міри цементації.

Тріщини, що виникли у гірській породі внаслідок екзогенних дій (вивітрювання або ерозії на поверхні землі) чи тектонічних порушень, є системою пустот складної форми і різних розмірів. Тріщинуватість може розвиватися у літіфікованих (ущільнених) осадових породах (вапняк, крейда, опока, мергель) та у породах магматичного і метаморфічного походження.

Кавернами називають крупні (діаметром більше 5 мм) пустоти, що формуються у мінеральному скелеті гірських порід головним чином унаслідок вилуговування (розчинення) легкорозчинних сполук, мінеральних включень, зерен. Характерними прикладами кавернозних порід виступають вапняки та гіпс, що є мономінеральними утвореннями карбонату і сульфату кальцію. Кавернозність практично завжди не є єдиним морфометричним типом пустот, тобто для більшості кавернозних порід характерні складні типи порожності – порово-кавернова, тріщинно-кавернова.

Залежно від переважаючого типу пустот виділяють відповідні види водоносних порід – порові, тріщинні, кавернозні або змішаних типів. Представниками водоносних горизонтів порового типу є галечники, піски, пісковики, алеврити, алевроліти, супіски, суглинки. Прикладами тріщинних водоносних порід служать тріщинуваті вапняки або мергелі, вивітрілі магматичні породи (граніти). Водоносні горизонти у кавернах розвинені у масивах вапняків, які піддаються карстоутворенню (наприклад, у масиві Гірського Криму).

Окрім наявності пустот, найважливішою умовою для руху води у гірській породі є зв'язаність пустот між собою. Ізольовані пустоти можуть утворюватися, наприклад, у вивержених (вулканічних) породах ніздрюватої структури в результаті затискання бульбашок газу під час застигання породи.

Найбільш поширеними водотривкими породами є глини, аргіліти, монолітні карбонатні осадові породи (мергель, крейда, вапняк), невивітрілі магматичні й метаморфічні товщі.

### ***Види води в гірських породах***

У підземній частині гідросфери можна виділити дві принципово різні групи підземних вод: 1) води у вільному стані, здатні до самостійних різних форм руху, залежно від конкретного виду води; 2) води у зв'язаному стані, не здатні до самостійних форм пересування, без переходу у вільний стан.

Вода у вільному стані існує у вигляді:

1) водяної пари; 2) гравітаційної води; 3) капілярної води.

Води у зв'язаному стані включають: 1) воду, хімічно пов'язану із кристалічною структурою мінералів; 2) воду фізико-хімічно і фізично пов'язану із поверхнею мінеральних частинок (скелета) гірських порід; 3) іммобілізовану (вакуольну) воду; 4) воду в твердому стані (лід).

Вода у пароподібному стані (водяна пара) існує у вигляді молекул  $H_2O$  (комплексів типу  $n \cdot H_2O$ ) у повітрі, що заповнює пустоти у гірських породах при їх неповному насиченні рідиною, або у вигляді пароводяної суміші (парогідротерми), що утворюється із перегрітих ( $>100^\circ C$ ) підземних розчинів. У верхній частині розрізу земної кори водяна пара потрапляє до пустот гірської породи з атмосферним повітрям або формується внаслідок випаровування самих підземних вод. Водяна пара пересувається від місць із більшою пружністю пари до меншої.

Вільною гравітаційною водою називають підземні води, рух яких відбувається під дією сили тяжіння та (або) градієнту гідростатичного тиску. Розрізняють форму гравітаційної води, що просочується з поверхні землі, формується у ненасиченій зоні (зоні аерації) і пересувається переважно у краплинно-рідкій формі під дією сили тяжіння зверху вниз, і води підземного потоку, які пересуваються в умовах повного насичення вільного простору в мінеральному скелеті гірських порід під дією сили тяжіння і градієнту гідростатичного тиску.

Капілярна вода існує у крізних тонких порах і тріщинах піщаних і суглинних порід. В умовах, коли сили капілярного натягу перевищують силу тяжіння, вода здатна підніматися вгору від поверхні водонасиченої породи на десятки см і навіть до декількох метрів. У районах із глибоким заляганням підземних вод капілярна вода є джерелом живлення коріння рослин. В умовах сухого клімату висока капілярна кайма може стати причиною засолення ґрунтів.

Зв'язаною називається вода, що входить до складу породоутворюючих мінералів і мінеральних сполук або різним чином пов'язана з поверхнею мінерального скелета гірської породи. Умовно як зв'язана може розглядатися вакуольна вода і лід.

Вода хімічно зв'язана входить до кристалічної решітки мінералів у вигляді молекул  $H_2O$  (кристалізаційна вода), як, наприклад, у мінералах гіпс  $CaSO_4 \cdot 2H_2O$  і мірабіліт  $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ , а також у вигляді іонів  $H^+$ ,  $OH^-$ ,  $H_3O^+$  (конституційна вода). Хімічно зв'язана вода виділяється з породи після нагріву до температури вище  $200^\circ C$ .

Вода, фізико-хімічно і фізично зв'язана з поверхнею мінералів, називається адсорбційно-зв'язаною або "міцно зв'язаною". Вона утворює на поверхні мінералів шари мономолекулярної і полімолекулярної адсорбції із загальною товщиною плівки  $0,001 - 0,002$  мкм. Характерна для глинистих порід, в яких молекули води утримуються на поверхні найдрібніших мінеральних частинок за рахунок електромолекулярних сил. Видалити фізично зв'язану воду з породи можна нагріванням до температури вище  $100^\circ C$ .

На відміну від вільної, зв'язана вода характеризується різними значеннями в'язкості, теплоємності, електропровідності тощо. Густина адсорбованої во-

ди в середньому може сягати  $1,2-1,5 \text{ г/см}^3$ . За експериментальними оцінками, зв'язана вода, на відміну від вільної, має значно нижчу розчинювальну здатність. Зв'язана вода не передає гідростатичного тиску і не пересувається під дією сили тяжіння. Хімічно і фізично зв'язана вода практично завжди міститься в глинистих та інших водотривких породах.

Специфічними видами зв'язаної води є іммобілізована (вакуольна) вода і вода у твердому стані (лід).

Іммобілізованою (вакуольною) називають воду, що міститься в ізолюваних пустотах мінерального скелета гірських порід (вакуолях). За умовами формування подібні ізолювані пустоти можуть бути різними: окремі пори осадових дисперсних гірських порід, відособлені внаслідок цементації порового простору; мікропустоти в кристалах і мінералах, закриті (ізолювані) безпосередньо в процесі мінералоутворення; ізолювані мікропустоти, що формуються завдяки зменшенню об'єму магматичних гірських порід під час їхнього охолодженні тощо. Склад іммобілізованої води в тій чи іншій мірі завжди відображає термодинамічну і мінералого-геохімічну обстановку на момент утворення і «запечаткування» вакуолей і може бути істотно різним (газоводяні суміші, різний комплекс і концентрація розчинених речовин тощо). Іммобілізована вода може переходити у вільну головним чином унаслідок механічного руйнування гірських порід і мінералів.

Вода в твердому стані (лід) широко поширена в підземній гідросфері в області розвитку багаторічномерзлих порід і в приповерхневому шарі сезонного промерзання. Підземний лід утворює дрібні кристали в поровому просторі дисперсних осадових порід (проморожених у водонасиченому стані) або залягає у вигляді жил і прошарків, потужністю в окремих випадках до кількох десятків метрів.

### ***Водно-колекторні властивості гірських порід***

Гірські породи, завдяки своєму походженню і внаслідок вторинних процесів (вивітрювання, вилуговування, тектонічних рухів), зазвичай не є монолітними, а містять в собі пустоти різноманітних форм і розмірів – пори, тріщини, каверни, карстові канали тощо, які й заповнюються підземними водами. Об'єм всіх порожнеч в породі називають пустотністю (порожнистістю). Зрозуміло, що чим більше пустотність, тим більше порода може вміщати води. Залежно від форми пустот (пори, тріщини, каверни) говорять про пористість, тріщинуватість й кавернозність гірських порід. Відповідно до переважання того або іншого виду пустотності (типу пустот) всі гірські породи земної кори можна підрозділити на породи пористі (порові), тріщинні, кавернові і середовища складніших перехідних типів (порово-тріщинні, тріщинно-кавернові).

У сучасній літературі пустотність гірських порід частіше називають загальним поняттям пористість, хоча це є не цілком вірним, оскільки назва лише одного морфометричного вигляду пустот (пір) використовується як узагальнююче поняття. І все-таки термін пористість настільки широко і часто використовується, що ми надалі поняття пустотності замінимо ним.

Вільний простір у мінеральному скелеті чисельно можна охарактеризувати об'ємним коефіцієнтом загальної (абсолютної) пористості:

$$n_c = \frac{V_p}{V} \cdot 100\% \quad (1)$$

де  $V_p$  – загальний об'єм всіх пустот, що містяться в даному елементі гірської породи;  $V$  – об'єм елементу.

Величина загальної пористості завжди менше одиниці або ж менше 100 %, якщо виражена у відсотках. У рихлих зернистих породах загальна пористість забезпечується проміжками між окремими частинками породи. Вона залежить від розмірів і форми цих частинок і характеру їх складання. У пісках, пори яких через обкочуваність частинок нагадують кулю, пористість складає 30–35 %. Загальна пористість глинистих порід сягає 40–50 % і більше (табл. 1.1).

Таблиця 1.1 – Загальна пористість гірських порід

Групи порід	Породи	Середня пористість %
Свіжі осади	Мули глинисті	50
	Торф	80
	Різні типи ґрунтів	55
Породи верхньої частини кори вивітрювання	Піски	35
	Леси, лесоподібні суглинки	45
	Покривні суглинки	35
	Глини	35
	Вапняні туфи	25
Осадкові породи	Піски рихлі	25 – 35
	Пісковики	10 – 20
	Глини	20 – 40
	Гіпс, ангідрити	1 – 3
	Кам'яне вугілля	4
	Писальна крейда	15 – 30
	Опока	35
Метаморфічні породи	Сланці глинисті	4
	Кварцити, гнейси, мармур	2
Магматичні породи	Граніти, сієніти, базальти	0,5 – 1,5
	Базальтова лава	4,4 – 5,6

Дрібні глинисті частинки пластинчастого, неправильного або кутастого вигляду обумовлюють більший об'єм пір у порівнянні з більш округлими час-



тинками пісків та інших зернистих порід. Пластинчаста форма глинистих частинок забезпечує наявність пір у вигляді подовжених щілиноподібних проміжків. Цим і пояснюється відмінність пористості глин і пісків.

Як уже згадувалося, залежно від походження гірських порід пористості в мінеральному скелеті можуть бути такими, що сполучаються між собою (відкритими) й ізольованими (закритими). Рух підземних вод можливий лише системою зв'язаних між собою (відкритих) пористостей, закриті ж пористості заповнені повітрям, газом або іммобілізованою водою. Тому, разом із загальним (абсолютним) значенням пористості існує поняття коефіцієнта відкритої (дійсної) пористості, який визначається як відношення загального об'єму відкритих (зв'язаних між собою) пористостей до об'єму всієї породи:

$$n_o = \frac{V_o}{V} \cdot 100\% \quad (2)$$

Відкрита пористість зцементованих порід визначається методом насичення гасом попередньо висушеного зразка й порівнянням його ваги в насиченому і ненасиченому стані.

У реальних умовах майже завжди певна частина об'єму відкритих пористостей у мінеральному скелеті гірських порід зайнята різними видами зв'язаної води (капілярно-зв'язаною або у вигляді слаборухливих плівок на стінках частинок), затисненим повітрям або газом і не є відкритою для руху вільної гравітаційної води. Тому, також використовується поняття активної (динамічної) пористості гірських порід, що визначається як відношення об'єму відкритих пористостей, якими може відбуватися рух гравітаційної води, до об'єму всієї породи.

У загальному випадку величини загальної, відкритої й активної пористості характеризуються співвідношеннями:  $n_c \geq n_o > n_a$ , при цьому співвідношення значень відкритої і активної пористості визначається головним чином переважаючими розмірами пористостей.

Загальна пористість (пустотність) характеризується також приведеною пористістю  $e$ , яка виражається відношенням об'єму всіх пір у породі  $V_p$  до об'єму твердої частини мінерального скелету породи  $V_c$ :

$$e = \frac{V_p}{V_c} \quad (3)$$

Приведена пористість широко використовується в інженерній геології і механіці ґрунтів, особливо при дослідженні процесів набрякання глинистих порід. Під час збільшення вологості глина розбухає, тобто збільшує свій об'єм, а під час втрати вологи – стискується (відбувається усадка). Тому пористість глинистих порід краще виражати відношенням об'єму всіх пір до об'єму твердої частини зразка породи, оскільки загальний об'єм змінюється. Величина приве-

деної пористості може бути менше одиниці, а може й перевищувати її залежно від вологості глинистої породи. У пластичних глин, наприклад, під час зміни вологості приведена пористість варіює від 0,4 до 16.

Залежно від діаметру пористості (у разі пористості округлої форми) або їх ширини (для пористості лінійної форми), зазвичай ще розрізняють три види пористості (пустотності), які наведені в таблиці 1.2.

Таблиця 1.2 – Види пористості гірських порід залежно від розмірів пористості

Вид пористості (пустотності)	Діаметр пористості, мм	Ширина пористості, мм	Співвідношення відкритої та активної пористості
Субкапілярна	менше 0,0002	менше 0,0001	$n_a \ll n_o ; n_a \approx 0$
Капілярна	0,0002 – 0,5	0,0001 – 0,25	$n_a < n_o$
Надкапілярна	більше 0,5	більше 0,25	$n_a \approx n_o$

Очевидно, що в породах з надкапілярною пористістю в пористостях великих розмірів частина вільного простору, яка зайнята всіма видами зв'язаної води, дуже мала порівняно із загальним об'ємом пористості ( $n_a \approx n_o$ ); у капілярних пористостях залежно від їх розмірів роль зв'язаної води може бути дуже істотною ( $n_a < n_o$ ); у породах з субкапілярною пористістю в граничному випадку весь перетин пористості мінерального скелета може бути зайнятий зв'язаною водою ( $n_a \approx 0$ ).

У капілярних пористостях вода пересувається головним чином під дією електричних сил та сил поверхневого натягу. У некапілярній пористості вода пересувається лише під впливом сили тяжіння й різниці напору.

Залежно від літологічних особливостей, ступеня зцементованості й структури пір гірські породи здатні не лише вміщати, але й утримувати в собі ту або іншу кількість води за можливості вільного стоку. Ця властивість пористості носить назву вологоємності.

Вологоємність, як і природна вологість, виражається в частках одиниці, а також у вагових або об'ємних відсотках. Кількісно ця величина виражається відношенням об'єму води в гірській пористості до об'єму абсолютно сухої пористості:

$$W = \frac{V_B}{V_{\text{сух.}}} \cdot 100\% \quad (4)$$

За ступенем вологоємності виділяють такі групи пористості:

- 1) вологоємні – торф, глина, суглинок та ін.;
- 2) слабвовологоємні – глинистий пісок, лес, мергель та ін.;
- 3) невовологоємні – пісок, гравій, галечник, монолітні магматичні і метаморфічні пористості та ін.

Залежно від видів води, що утримується в гірській пористості, розрізняють гігроскопічну вологоємність  $W_{\text{г}}$ , максимальну молекулярну вологоємність  $W_{\text{м}}$ , капілярну вологоємність  $W_{\text{к}}$  і повну вологоємність  $W_{\text{п}}$ .

Гігроскопічна вологоємкість (гігроскопічність) – здатність часток породи притягувати з повітря пароподібну вологу. Зазвичай, чим більше сумарна поверхня часток породи, тим вище її гігроскопічність.

Максимальна молекулярна вологоємкість характеризується максимальною кількістю води, яка утримується частинками породи силами молекулярного натягу. Для пісків, розміри частинок яких складають 0,1–1,0 мм,  $W_m$  коливається від 1,6 до 2,7 %. Глини складаються з частинок діаметром менше 0,005 мм, тому їхня максимальна молекулярна вологоємкість набагато вища і може сягати 40 %.

Капілярна вологоємкість виражається максимальною кількістю води, що утримується лише в капілярних порах породи.

Повна вологоємкість відповідає максимальній кількості води, що міститься в породі при повному насиченні пір водою. Оскільки в глинистих породах пори переважно капілярні, то для них повна вологоємкість зазвичай дорівнює або близька до капілярної.

Власне гідрогеологічним параметром  $\epsilon$ , так звана, гравітаційна вологоємкість, яка визначається як відношення об'єму вільної гравітаційної води, що міститься в зразку гірської породи при повному насиченні, до об'єму зразка.

Здатність водонасичених гірських порід віддавати воду шляхом вільного стікання під дією сили тяжіння називається водовіддачею. Питома водовіддача характеризується кількістю води, яку можна отримати з 1 м<sup>3</sup> породи. Величина водовіддачі визначається відношенням об'єму води, вільно стікає, до об'єму всієї породи і виражається в частках одиниці або відсотках для пісків та інших порід, що не набрякають. Водовіддача може бути розрахована як різниця між повною й максимальною молекулярною вологоємкістю. Орієнтовні значення водовіддачі для різних порід, що не набрякають, наведені в таблиці 1.3.

Таблиця 1.3 – Водовіддача гірських порід

Породи	Водовіддача, частки од.
Піски гравелисті та грубозернисті	0,25 – 0,35
Піски середньозернисті	0,2 – 0,25
Піски дрібнозернисті	0,15 – 0,2
Піски тонкозернисті, супіски	0,1 – 0,15
Суглинки	менше 0,1
Торф	0,05 – 0,15
Піщаники з глинистим цементом	0,02 – 0,03
Вапняки тріщинуваті	0,008 – 0,1

Таким чином, величина водовіддачі залежить від властивостей самої гірської породи (загальна пористість, розміри пор, структура вільного простору).

ру, мінеральний склад тощо), що визначають сумарну кількість різних видів зв'язаної води й об'єм води при повному насиченні. Грубозернисті піски, галечники та інші подібні ним породи, відрізняються високою водовіддачею. Такі породи, як глина, торф і тому подібні, практично водовіддачею не володіють. З глин або торф'яників вода може бути видалена або під пресом, або центрифугуванням.

Водопроникністю гірських порід називається їхня властивість пропускати через себе воду під дією сили тяжіння або перепаду тиску. При розробці нафтових і газових покладів у гірських породах використовують просто поняття проникності, що застосовується до флюїдів – рідин (вода, нафта, конденсат), газів та їх сумішей.

Проникність залежить від розміру й форми пір і тріщин, що сполучаються між собою, і характеризується коефіцієнтом фільтрації (см/сек, м/сек, м/добу) або коефіцієнтом проникності, що виражається в одиницях дарсі. Про ці показники детальніше мова піде в розділі про динаміку підземних вод.

### ***Типи підземних вод за умовами залягання***

Як вже наголошувалося, будь-який розріз гірських порід можна розглянути як товщу перешарування водопроникних і водотривких шарів або масивів. За умовами залягання в товщах гірських порід підземні води розділяють на води зони аерації (зони неповного насичення), ґрунтові води й міжпластові (артезіанські) води.

Зоною аерації (зоною неповного насичення) називають верхню частину розрізу земної кори, обмежену зверху поверхнею землі, а знизу – вільною поверхнею підземних вод першого від поверхні водоносного горизонту (ґрунтових вод). Потужність цієї зони змінюється від 0 до 200 – 250 м і більше. Відповідно до її назви вільний простір у мінеральному скелеті порід зони аерації заповнений частково водою (зв'язані води, капілярні, вільні гравітаційні, пара, лід) і частково газами переважно атмосферного походження (повітрям). При цьому вологість порід зони аерації в плані, розрізі й у часі може мінятися надзвичайно сильно: від рівня, що відповідає максимальній молекулярній вологоємності (наявність лише води, що утримується молекулярними силами на поверхні частинок), до значень, що відповідають повному насиченню. Рівень вологості порід зони аерації і його зміни визначаються в першу чергу мірою зволоження поверхні землі (сезонні випадання опадів) і проникністю порід зони аерації, що визначає умови просочування води і швидкість її розподілу в розрізі. Проникність порід, як вже обговорювалося раніше, визначається у вирішальній мірі їхнім складом, розміром і формою пустот тощо.

Основним видом руху води через зону аерації є вертикальний вологопереніс, що здійснюється під дією гравітаційних (інфільтрація, тобто просочування атмосферних опадів) і капілярно-сорбційних сил (підйом вод системою капілярів й утворення капілярної кайми).

За умовами залягання й особливостями водного режиму в розрізі зони аерації зазвичай виділяють три характерні типи горизонтів підземних вод: води ґрунтового шару, верховодку й води капілярної кайми (рис. 1.1).

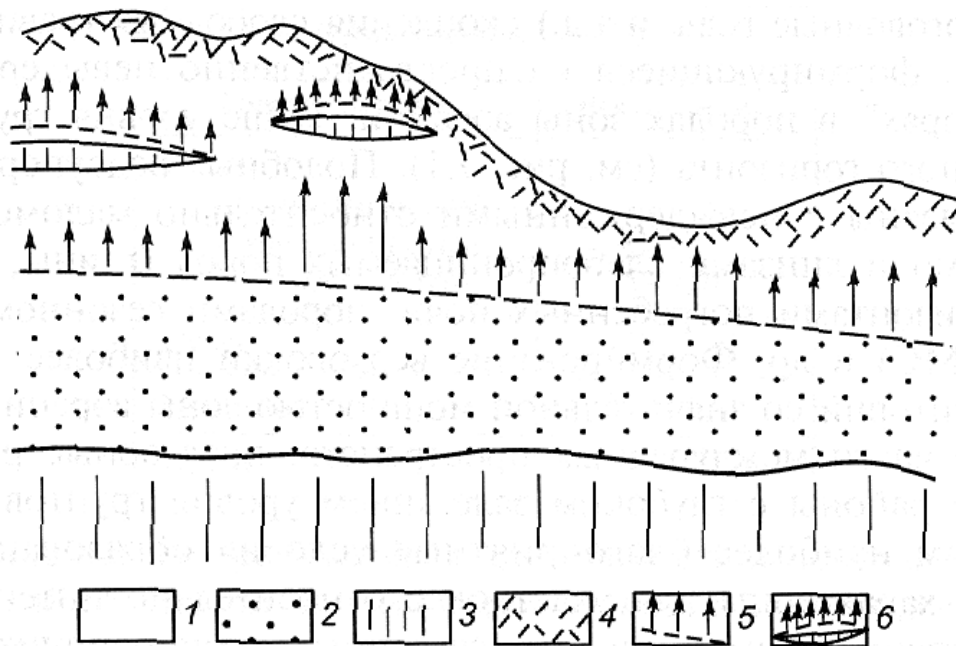


Рисунок 1.1 – Схема залягання типів підземних вод зони аерації:

- 1 – породи зони аерації, 2 – породи ґрунтового водоносного горизонту,  
3 – слабопроникні породи, 4 – ґрунтовий шар, 5 – рівень ґрунтових вод і капілярна кайма, 6 – верховодка

*Води ґрунтового шару.* Горизонт ґрунтових вод формується у верхній частині розрізу поблизу від поверхні землі, товщина його коливається від перших десятків сантиметрів до 1 – 1,5 м, рідше більше. Режим горизонту ґрунтових вод, окрім інфільтраційного живлення, в значній мірі визначається витратою води через кореневу систему рослин з подальшим випаровуванням (транспірація).

*Верховодка.* Так називають локально поширені та, як правило, тимчасово існуючі скупчення вільних гравітаційних вод, що формуються на просторово невитриманих водотривах у породах зони аерації, вище рівня ґрунтового водоносного горизонту. Подібні водотриви можуть бути пов'язані з невитриманими, відносно малопотужними прошарками й лінзами слабопроникних порід (глини, суглинки). Формування верховодки найтипівішим є для територій із значною товщиною зони аерації. При цьому найсприятливіші умови утворення верховодки характерні для ділянок з відносно інтенсивним додатковим інфільтрацій-

ним живленням, пов'язаним з мікропониженнями рельєфу, масивами зрошення, ділянками скидання або складування рідких промислових відходів тощо.

Водний режим і періоди існування верховодки пов'язані з природними сезонними коливаннями в інфільтраційному живленні, а у випадку її техногенного походження – з періодичністю діяльності (зрошування, скидання відходів, інтенсивний відбір води та ін.).

*Води капілярної кайми.* Капілярна кайма пов'язана безпосередньо з вільною поверхнею першого водоносного горизонту. Висота підйому води відносно рівня ґрунтових вод (потужність капілярної кайми) визначається гранулометричним складом порід зони аерації (табл. 1.4).

Таблиця 1.4 – Висота капілярного підйому в гірських породах

<b>Породи</b>	<b>Гранична висота капілярного підйому, см</b>
Піски грубозернисті	2 – 3,5
Піски середньозернисті	12 – 35
Піски дрібнозернисті	5 – 120
Супіски	120 – 350
Суглинки	350 – 650
Глини	650 – 1200

Пересування вод капілярної кайми в породах зони аерації визначається зміною глибини залягання вільного рівня ґрунтових вод у зв'язку із сезонними і багатолітніми змінами величин живлення і розвантаження.

Наявність капілярної кайми, її потужність і положення відносно поверхні землі мають істотне значення для формування водного режиму порід зони аерації і ґрунтового шару, водопостачання кореневої системи рослин і, відповідно, умов розвантаження ґрунтових вод шляхом випаровування і транспірації.

Ґрунтовими водами, або ґрунтовим водоносним горизонтом, називають перший від поверхні землі постійно існуючий регіонально поширений водоносний горизонт із вільним рівнем води. На відміну від верховодки існування ґрунтового водоносного горизонту пов'язане з наявністю регіонально поширеного пласта слабопроникних порід.

При розкритті ґрунтового горизонту відсутній надлишковий тиск на його покрівлі, і рівень води встановлюється на відмітці розкриття верхньої межі горизонту. У зв'язку з цим ґрунтові води називають безнапірними, хоча на ділянках, де в розрізі зони аерації присутні лінзи слабопроникних порід, може спостерігатися надлишковий гідростатичний тиск. У цьому випадку підземні води називаються водами з місцевим напором або субнапірними.

Міжпластовими водами називають водоносні горизонти, що залягають між двома слабопроникними пластами, тобто обмежені зверху і знизу слабопроникною (водотривкою) покрівлею і подошвою.

У геологічних структурах, які є потужними шаруватими товщами осадових відкладів (наприклад, Дніпровсько-Донецька западина), міжпластові води поширені на глибинах до 7 км і глибше.

У верхній частині геологічного розрізу проникний пласт, що залягає між двома водотривками, може бути насичений водою не на всю його товщину. Такі водоносні горизонти називаються міжпластовими безнапірними (з вільною поверхнею). У більшості випадків проникний пласт повністю на всю товщину заповнений водою з надлишковим пластовим тиском, величина якого в загальному випадку пропорційна глибині залягання водоносного горизонту.

Пластовий тиск у міжпластових безнапірних горизонтах відповідає висоті стовпа води від рівня залягання водоносного горизонту до поверхні землі і називається нормальним гідростатичним тиском. У більш глибоких частинах розрізу, при відносно надійній ізоляції елементу системи пласта від поверхні землі і суміжних водоносних горизонтів, величина тиску пласта значно вища, оскільки вона визначається масою вищерозміщеної товщі гірських порід. Пластовий тиск в такому разі називають геостатичним, а водоносний горизонт – міжпластовим напірним.

### ***Поняття про режим і баланс підземних вод***

Під режимом підземних вод розуміють закономірний процес зміни гідродинамічних характеристик (напори, швидкості, витрати), фізичних властивостей (температура) і складу (хімічний, газовий, бактеріологічний) підземних вод, що формується у часі під дією різних природних і штучних чинників (табл. 1.5). Режим, що формується під дією природних режимоутворюючих чинників, називають непорушеним (природним); у разі переважання штучних чинників говорять про порушений (антропогенний) режим.

Таблиця 1.5 – Режимоутворюючі чинники

<b>Група</b>	<b>Чинники</b>	<b>Опис</b>
Екзогенні	Космічні	Сонячна активність, приливні сили Місяця й інших планет
	Метеорологічні	Атмосферні опади, температура й вологість повітря
	Гідрологічні	Режим поверхневих вод (водойми та водотоки)
	Біогенні	Вплив рослинності й живих організмів
	Штучні	Вплив господарської діяльності людини
	Геологічні	Денудація й ерозія
Ендогенні	Геологічні	Коливання земної кори, тектонічні рухи, сучасний вулканізм, землетруси

Найінтенсивніший вплив природних чинників виявляється на ґрунтові води у зв'язку з їхнім неглибоким заляганням. З глибиною вплив одних чинників слабшає або повністю припиняється (метеорологічні, гідрологічні), інших – з'являється (ендогенні).

За часом зміни елементів режиму підземних вод виділяють добовий, сезонний, річний і багатолітній режими.

За характером показників, що вивчаються, розрізняють три основні типи режиму підземних вод: 1) гідродинамічний режим, що характеризується змінами напорів (рівнів), швидкостей і витрат потоків підземних вод; 2) геотермічний режим, що характеризується змінами температури підземних вод; 3) гідрохімічний – що відображає зміни мінералізації, хімічного й газового складу підземних вод.

Балансом підземних вод називають співвідношення припливу і відтоку підземних вод будь-якого елемента підземної гідросфери. Приток підземних вод (надходження, поповнення запасів, прибуткові статті водного балансу) називають живленням підземних вод, а відтік (витратні статті балансу) – розвантаженням підземних вод.

## 1.2 Хімічний склад і фізичні властивості підземних вод

### *Загальні хімічні й фізико-хімічні показники якості вод*

Загальна мінералізація (солевміст, TDS – total dissolved solids) – сумарна маса розчинених твердих мінеральних речовин в одиниці об'єму води (мг/дм<sup>3</sup>, г/дм<sup>3</sup>, ‰). Мінералізація обчислюється підсумовуванням вагових кількостей всіх речовин, визначених при хімічному аналізі. За загальним вмістом розчинених солей підземні води розділяють таким чином (табл. 1.6):

Таблиця 1.6 – Класифікація підземних вод за мінералізацією

Мінералізація, г/дм <sup>3</sup>	Підгрупа вод	Група вод
до 0,5	Дуже прісні	Прісні
0,5 – 1,0	Прісні	
1,0 – 1,5	Дуже слабосолонуваті	Солонуваті
1,5 – 3,0	Слабосолонуваті	
3,0 – 5,0	Помірно солонуваті	
5,0 – 10,0	Солонуваті	
10,0 – 25,0	Сильносолонуваті	
25,0 – 36,0	Слабосолоні	Солоні
36,0 – 50,0	Сильносолоні	
50,0 – 150,0	Розсоли слабкі	Розсоли
150,0 – 350,0	Розсоли міцні	
понад 350,0	Розсоли дуже міцні (ропа)	



Сухий залишок – маса нелетких (при 110 і 180°C) мінеральних й органічних сполук, віднесена до одиниці об'єму води – визначається зважуванням осаду, отриманого при випаровуванні певного об'єму води й подальшому висушуванні. Величина сухого залишку використовується для контролю хімічних аналізів шляхом порівняння з обчисленою мінералізацією. Гранично допустиме значення сухого залишку й мінералізації для підземних вод питної якості складає 1 г/дм<sup>3</sup> або 1000 мг/дм<sup>3</sup>, що відповідає категорії прісних вод. У тих регіонах, де основними джерелами питного водопостачання служать підземні води з природною підвищеною мінералізацією, граничного значення може набувати до 1,5 г/дм<sup>3</sup>.

Водневий показник (рН) характеризується активністю або концентрацією іонів водню у воді та служить кількісною мірою кислотно-лужних станів і рівноваг підземних вод. Для підземних вод питної якості величина рН має перебувати в межах 6,5–8,5.

Під загальною лужністю мається на увазі сума аніонів слабких кислот (карбонатів, гідрокарбонатів, силікатів, боратів, сульфідів, гідросульфідів, сульфідів, гідросульфідів, аніонів гумінових кислот, фосфатів), що містяться у воді, які, гідролізуючись, утворюють гідроксильні іони (ОН<sup>-</sup>). Оскільки в більшості природних вод переважають гідрокарбонати НСО<sub>3</sub><sup>-</sup>, то зазвичай передбачається, що лужність підземних вод створюється в основному гідролізом карбонатних іонів (карбонатна лужність). У слабомінералізованих підземних водах карбонатна лужність складає 80–95 %. Лужність визначається кількістю сильної кислоти, необхідної для нейтралізації 1 дм<sup>3</sup> води. Загальна лужність є показником фізіологічної повноцінності мінерального складу питної води і нормується в межах 0,5–6,5 мг-екв/дм<sup>3</sup>.

Жорсткість води визначає властивості, які додають воді розчинені в ній сполуки кальцію і магнію. Розрізняють декілька видів жорсткості – загальну, усувну (або тимчасову), неусувну (або постійну), карбонатну, некарбонатну. Загальною жорсткістю називають загальну кількість іонів Са<sup>2+</sup> і Mg<sup>2+</sup>, виражену в міліграм-еквівалентах. Жорсткість, що відповідає кількості міліграм-еквівалентів гідрокарбонатів кальцію і магнію, називають карбонатною. Усувна жорсткість також обумовлена тими ж гідрокарбонатами Са<sup>2+</sup> і Mg<sup>2+</sup>, але на відміну від карбонатної визначається експериментально шляхом тривалого кип'ятіння, показуючи наскільки зменшилася загальна жорсткість після кип'ятіння. Неусувна і некарбонатна жорсткості обумовлені хлористими, сірчаноокислими, азотноокислими й іншими некарбонатними сполуками кальцію і магнію.

За величиною загальної жорсткості води розрізняють: дуже м'які (до 1,5 мг-екв/дм<sup>3</sup>), м'які (1,5–3), помірно жорсткі (3–5,4), жорсткі 5,4–10,7 і дуже жорсткі (більше 10,7 мг-екв/дм<sup>3</sup>). М'якими є ґрунтові води північних регіонів,

води в тріщинуватих кристалічних масивах. Підвищеною жорсткістю володіють води вапняків, доломітів й інших карбонатних порід.

Загальна жорсткість є показником фізіологічної повноцінності питної води і нормується в межах 1,5–7,0 мг-екв/дм<sup>3</sup>.

Окислюваність – це інтегральний показник, який характеризує вміст у воді органічних і мінеральних речовин, що окислюються (за певних умов) одним з сильних хімічних окислювачів. Вимірюється в міліграмах кисню, витраченого на окислення органічних і мінеральних речовин, що містяться в 1 дм<sup>3</sup> води. Найбільш поширеним є метод перманганатної окислюваності, заснований на використанні для окислення перманганату калію KMnO<sub>4</sub>. Перманганатна окислюваність питних вод не має перевищувати 5 мг-екв/дм<sup>3</sup>.

Температура підземних вод коливається в широких межах залежно від глибини залягання водоносних шарів, геологічної будови, кліматичних умов тощо. За температурою розрізняють такі типи підземних вод (табл. 1.7).

Таблиця 1.7 – Класифікація підземних вод за температурою

Температура °С	Найменування води	
менше 0	Переохолоджена	Кріопеги
0 – 4	Дуже холодна	Холодні води
4 – 20	Холодна	
20 – 37	Тепла	Термальні води
37 – 50	Дуже тепла	
50 – 75	Гаряча	
75 – 100	Дуже гаряча	
100 – 200	Слабо перегріта	Перегріті води
200 – 374	Дуже перегріта	

Дуже холодні підземні води розвинені в зоні багатолітньої мерзлоти і високогірних районах, перегріті води характерні для районів сучасної вулканічної діяльності. Переохоложені води (кріопеги) є високомінералізованими розсолами, що зберігають рідкий стан при низьких температурах. Зазвичай температура їх замерзання не нижча за –10°C, проте відомі окремі зони розвитку рідких розсолів і при нижчих температурах. Кріопеги залягають в зоні багатолітньої мерзлоти і в арктичних областях.

При неглибокому заляганні підземних вод температура варіює залежно від сезону, нижче за пояс постійних річних температур підвищується з глибиною за законом геотермічного ступеню. Питна вода має найприємніший та освіжаючий смак при температурі 7 – 11°C.

Електропровідність води обумовлена тим, що вода є розчином електролітів. Вона знаходиться в прямій залежності від кількості розчинених солей у воді, тобто від мінералізації. Електропровідність не нормується для питних вод,

але величина 2000 мкС/см приблизно відповідає загальній мінералізації в 1000 мг/дм<sup>3</sup>.

Колір підземних вод залежить від їхнього хімічного складу й наявності домішок. Переважно підземні води безбарвні. Забарвлення воді додають розчинені речовини і механічні домішки (голубуватий, жовтуватий, зеленуватий, бурий колір тощо). Колір води визначають за платино-кобальтовою або імітуючою шкалою і виражають у градусах.

Прозорість (каламутність) води – це здатність пропускати світлові промені, залежить від кількості розчинених речовин і наявності завислих часток. Ступінь прозорості води визначається шляхом перегляду шрифту через циліндр об'ємом 3- 4 л, заповнений водою. Виражається прозорість у сантиметрах стовпа води. У даний час, згідно нормативним документам, регламентується каламутність води, що виражається в нефелометричних одиницях каламутності (НОК). 1 НОК відповідає вмісту 0,58 мг/дм<sup>3</sup> завислих речовин.

Присмак води пов'язаний з наявністю розчинених речовин, газів і сторонніх домішок. При вмісті у воді гідрокарбонатів кальцію і магнію, а також вуглекислоти, вода має приємний смак. Велика кількість органічних речовин й азотисті сполуки надають воді солодкуватого присмаку, солонуватий смак обумовлений наявністю хлоридів натрію, гіркий – сульфатів магнію і натрію.

Запах залежить від наявності газів біохімічного походження (сірководень та ін.) або гниючих органічних речовин.

Окислювально-відновний потенціал (Eh, ORP – oxidation-reduction potential) – характеризує співвідношення окислених і відновлених форм усіх елементів змінної валентності, що містяться у воді. Позитивні значення Eh характеризують наявність окислювальної геохімічної обстановки, в якій присутній вільний кисень і цілий ряд елементів у вищій формі своєї валентності (Fe<sup>3+</sup>, Mo<sup>6+</sup>, V<sup>5+</sup>, U<sup>6+</sup>, Pb<sup>4+</sup> тощо). Негативний Eh свідчить про відновну обстановку з присутністю у воді металів з низьким ступенем валентності (Fe<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Mo<sup>4+</sup>, V<sup>4+</sup>), сірководню. Значення Eh підземних вод змінюються у широкому діапазоні – від -500 до +700 мВ. Величина Eh зазвичай зменшується з глибиною залягання підземних вод.

### *Хімічний склад підземних вод*

Підземні води є складними багатоконпонентними системами, що включають цілий комплекс неорганічних і органічних речовин, газів, бактерій.

Під хімічним складом води розуміють весь комплекс іонів, газів, колоїдів мінерального і органічного походження, що знаходиться в ній у природних умовах. У підземних водах у складі тих або інших сполук знайдено більше 70

хімічних елементів, проте, велика їх частина присутня в такій незначній кількості, що не впливає на властивості води.

З деякою умовністю хімічний склад води можна представити у вигляді декількох груп: макрокомпоненти (головні компоненти), другорядні компоненти, мікрокомпоненти, радіоактивні елементи, органічні речовини й мікроорганізми, розчинені гази, колоїди й механічні суспензії.

Макрокомпоненти або головні компоненти хімічного складу води включають аніоногенні й катіоногенні елементи, що створюють розчинні сполуки. Вони завжди присутні в воді та є основною частиною її мінерального складу: у прісній воді – 90-95%, у високомінералізованій – більше 99%. Макрокомпоненти визначають тип хімічного складу води та її головні властивості. Вони представлені вісьма іонами, чотири з яких позитивно заряджені (катіони) –  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  і чотири – негативно заряджені (аніони) –  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ .

Хлорид-іон ( $\text{Cl}^-$ ) – типовий компонент мінерального складу води. Він легко переноситься водою і зустрічається в підземних водах самої різної мінералізації – від прісних до розсолів. Відносний вміст хлориду в воді збільшується зі зростанням її мінералізації. Приблизно після мінералізації  $5 \text{ г/дм}^3$  іон  $\text{Cl}^-$  стає головним переважаючим аніоном у воді і залишається їм аж до розсолів. Природний вміст його у воді змінюється в широких межах – від одиниць  $\text{мг/дм}^3$  до сотень  $\text{г/дм}^3$ . Хлорид-іон є прекрасним мігрантом в підземних водах, що обумовлюється такими причинами:

а) у нього практично відсутній бар'єр розчинності, оскільки з основними катіонами він утворює добре розчинні сполуки ( $\text{NaCl}$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{KCl}$ );

б) у хлорид-іона немає біологічного бар'єру – рослини й мікроорганізми його не споживають, тварини хоча і використовують у вигляді  $\text{NaCl}$ , але не зв'язують, а виділяють разом з екскрементами;

в)  $\text{Cl}^-$  мігрує у розчинах самої різної концентрації у вигляді вільного іону, утримуючись у розчині й на великих глибинах.

Гранично допустима концентрація для хлорид-іона в питних водах складає  $250 \text{ мг/дм}^3$ .

Сульфатні іони ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) поширені в підземних водах значно менше, ніж хлориди. Вони характерні для неглибоко залягаючих підземних вод, з глибиною їхній вміст зменшується. Приблизно до мінералізації  $3 - 4 \text{ г/дм}^3$  відносна роль сульфату в розчині зростає. Після яскраво вираженого максимуму, коли він стає переважаючим аніоном у воді, його роль зменшується.

Серед міграційних здібностей сульфат-іона слід зазначити такі:

а) в іона  $\text{SO}_4^{2-}$  чітко виражений бар'єр розчинності – його вміст у воді лімітується вмістом  $\text{Ca}^{2+}$ , з яким  $\text{SO}_4^{2-}$  легко утворює слабозчинну сіль  $\text{CaSO}_4$ ;

б) у сульфат-іона просліджується біохімічний бар'єр – за допомогою сульфат-редуючих бактерій він відновлюється до сірководню  $H_2S$ .

У підземних водах питної якості вміст сульфатів не має перевищувати  $250 \text{ мг/дм}^3$ .

Гідрокарбонатні ( $HCO_3^-$ ) і карбонатні ( $CO_3^{2-}$ ) іони є похідними вугільної кислоти і перебувають у воді в рівноважному стані (карбонатна система хімічної рівноваги):  
$$H_2CO_3 = H^+ + HCO_3^- = 2H^+ + CO_3^{2-}.$$

Іон  $HCO_3^-$  присутній у всіх підземних водах, окрім кислих. Карбонат-іон  $CO_3^{2-}$  утворюється у воді при рН не менше 8,5. Переважають  $HCO_3^-$  і  $CO_3^{2-}$  у неглибоко залягаючих підземних водах з низькою мінералізацією (прісних). Максимум ролі  $HCO_3^-$  і  $CO_3^{2-}$ , коли вони є переважаючими аніонами, настає при мінералізації  $0,5 \text{ г/дм}^3$ , потім їх відносна роль в розчині різко падає. Міграція гідрокарбонату й карбонату ще більш утруднена, ніж сульфат-іону, що викликане такими причинами:

а) у них яскраво виражений бар'єр розчинності – солі, що утворюються з основними катіонами, є слабозрозчинними;

б) у них просліджується біохімічний бар'єр – вміст  $HCO_3^-$  залежить від кількості  $CO_2$ , який у свою чергу регулюється живими організмами (чим більше  $CO_2$ , тим більше  $HCO_3^-$ );

в) здатність цих іонів до утворення іонних пар знижує концентрацію цих іонів по мірі збільшення мінералізації води.

Іони натрію  $Na^+$  за поширенням у воді знаходяться серед катіонів на першому місці. Подібно до хлорид-іону роль натрію зростає зі збільшенням мінералізації води. Переважаючим катіоном натрій стає при мінералізації  $1 \text{ г/дм}^3$  і залишається таким до розсолів. Діапазон концентрацій натрій-іона в підземних водах дуже широкий – від декількох  $\text{мг/дм}^3$  до сотень  $\text{г/дм}^3$ . Характер і причини вільної міграції натрію схожі з міграцією хлорид-іона.

Іони калію  $K^+$  також широко поширені, як і іони натрію. Солі калію також мають дуже високу розчинність, але на відміну від натрію відносна роль  $K^+$  у воді знижується з підвищенням її мінералізації. Вміст калію у воді зазвичай складає 4 – 10 % від вмісту натрію. Особливості міграції калію полягають в наступному:

а) іон калію володіє чітко вираженим біохімічним бар'єром – активно споживається і зв'язується живою речовиною у складі листя і плодів рослин, крові і молока тварин;

б) у  $K^+$  яскраво виражений сорбційний бар'єр – легко адсорбується і входить до кристалічної решітки глинистих мінералів.

Іони кальцію  $Ca^{2+}$  мігрують подібно до іону  $HCO_3^-$ . Його відносна роль в катіонному складі велика до мінералізації  $0,5 \text{ г/дм}^3$ , з подальшим зростанням

мінералізації його значення в розчині падає. Вміст  $\text{Ca}^{2+}$  в природних водах змінюється від декількох  $\text{мг/дм}^3$  до сотень  $\text{г/дм}^3$ . Особливості міграції кальцію пояснюються наступним:

а) у  $\text{Ca}^{2+}$  виражений бар'єр розчинності – він утворює слабозчинні солі ( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{CaSO}_4$ ), у зв'язку з чим він легко мігрує лише в розбавлених розчинах;

б) у  $\text{Ca}^{2+}$  сильно виявляється сорбційний бар'єр – інтенсивно сорбується негативно зарядженими колоїдами гірських порід;

в) у  $\text{Ca}^{2+}$  виражений біохімічний бар'єр – він є одним з головних елементів живої речовини (входить у тканини вищих рослин, відіграє важливу роль в будові скелета, складі крові).

Іони магнію  $\text{Mg}^{2+}$  поширені в підземних водах подібно до іону кальцію. Розчинність його солей вища, ніж у кальцію, але у складі підземних вод він, як правило, грає підлеглу роль і ніколи не домінує. Можна назвати наступні міграційні особливості магнію:

а) яскраво виявляється біохімічний бар'єр – поглинається і засвоюється рослинами і тваринами (бере участь у фотосинтезі, білковому обміні);

б) яскраво виражений сорбційний бар'єр – легко адсорбується і входить у кристалічну решітку глинистих мінералів.

До другорядних компонентів відносять речовини, що характеризуються або високим кларком і низькою розчинністю, або невеликим кларком і доброю розчинністю солей. Вони майже завжди присутні в підземних водах, але на відміну від макрокомпонентів містяться у підлеглий кількості. До другорядних прийнято відносити азотисті сполуки – іони амонію  $\text{NH}_4^+$ , нітриту  $\text{NO}_2^-$ , нітрати  $\text{NO}_3^-$ ; залізо  $\text{Fe}$ , алюміній  $\text{Al}$ , двоокис кремнію  $\text{SiO}_2$ .

Азотні сполуки поступають у воду внаслідок мікробіологічних процесів і діяльності людини. Іони амонію ( $\text{NH}_4^+$ ) утворюються при розкладанні білка тварин і рослин під дією бактерій-амоніфікаторів. У природних водах вміст  $\text{NH}_4^+$  зазвичай не перевищує  $0,01 - 0,1 \text{ мг/дм}^3$  і лише у водах нафтових родовищ може сягати  $100 - 200 \text{ мг/дм}^3$ . Іон  $\text{NH}_4^+$  нестійкий – у присутності кисню під впливом бактерій нітрифікаторів амоній переходить у нітрит ( $\text{NO}_2^-$ ), а потім у нітрат ( $\text{NO}_3^-$ ). Концентрації  $\text{NO}_2^-$  і  $\text{NO}_3^-$  у природних водах зазвичай не перевищують  $0,01 - 0,5 \text{ мг/дм}^3$ , але в ґрунтових водах у районах, де ґрунти удобрюються азотними сполуками, вміст  $\text{NO}_3^-$  може сягати  $200-300 \text{ мг/дм}^3$ . ГДК нітратів у питних водах складає  $50 \text{ мг/дм}^3$ .

Залізо широко поширене в підземних водах у двовалентному ( $\text{Fe}^{2+}$ ) і тривалентному стані ( $\text{Fe}^{3+}$ ). Зазвичай переважає закисне залізо ( $\text{Fe}^{2+}$ ), яке легко мігрує в кислих водах і дуже слабо у прісних, але не стійке і легко переходить в окисне залізо  $\text{Fe}^{3+}$ , яке мігрує у воді дуже слабо. Природні води частіше нейтральні, тому залізо, що міститься в них, зазвичай не перевищує перших

одиниць мг/л, лише в сильно кислих водах сягаючи  $100 \text{ мг/дм}^3$ . Залізо в невеликих кількостях – корисний компонент, приймає участь у кровотворенні, але вміст його в питній воді не повинен перевищувати  $0,2 \text{ мг/дм}^3$ . При вмісті в  $0,5 \text{ мг/дм}^3$  залізо додає воді жовтуватого забарвлення, а при  $1 \text{ мг/дм}^3$  відчувається металевий присмак.

Під мікрокомпонентами розуміють хімічні елементи й сполуки, концентрації яких у підземних водах не перевищують  $10 \text{ мг/дм}^3$  (інколи зустрічається їх вміст у водах до  $100 \text{ мг/дм}^3$  і більше). До мікрокомпонентів відносять такі елементи, як: I, Br, Li, B, F, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, As, Mo, Ba тощо, а також такі рідкі, як Rb, Au, Hg. Мікрокомпоненти не визначають хімічний тип підземних вод, але додають їм деяких специфічних властивостей.

Встановлено, що велика кількість з них чинить значний вплив на життєдіяльність людини, тварин і рослин (I, F, B, Co, Cu, Zn тощо). У деяких місцях перевищення або нестача мікрокомпонентів у воді призводить до ендемічних захворювань, наприклад захворювання щитовидної залози при нестачі йоду або розвиток флюорозу при надлишковій концентрації фтору у воді. У питній воді вміст фтору не має перевищувати  $1,5 \text{ мг/дм}^3$  при оптимальній нормі  $0,8-1,0 \text{ мг/дм}^3$ . Захворювання флюорозом починається за наявності у воді фтору в кількості  $4-6 \text{ мг/дм}^3$ .

Високий вміст деяких мікрокомпонентів у підземних водах дозволяє використовувати останні як мінеральну сировину для видобування корисних компонентів (I, Br, B, Zn та ін.).

З радіоактивних елементів слід зазначити U, Ra, Rn і деякі радіоактивні ізотопи –  $\text{K}^{40}$ ,  $\text{H}^3$ ,  $\text{C}^{14}$  та ін. Відмітною ознакою радіоактивних елементів є нестійкість їхніх ядер, унаслідок чого відбувається їхній постійний розпад з утворенням інших елементів, а також виділення радіоактивного випромінювання.

Концентрації радіоактивних компонентів виражаються як у ваговій формі ( $\text{г/дм}^3$ ,  $\text{г/кг}$ ,  $\text{мг/дм}^3$ ), так і в одиницях радіоактивного випромінювання (кюрі, бекерель).

Уран зустрічається в усіх підземних водах у кількостях –  $10^{-6}-10^{-7} \text{ г/дм}^3$  і лише на уранових родовищах концентрація його збільшується до  $5 \cdot 10^{-4} \text{ г/дм}^3$ .

Радій є другорядним елементом:  $\text{Ra}^{226}$  – продукт розпаду  $\text{U}^{238}$ ,  $\text{Ra}^{228}$  утворюється внаслідок розпаду  $\text{Th}^{232}$ . Радій інтенсивно сорбується глинистими породами, тому його рухливість у гідросфері дуже мала. У глибоких горизонтах і на родовищах урану концентрація радію сягає  $17 \cdot 10^{-9} \text{ г/л}$ .

Радон – це радіоактивний газ, продукт еманції радію. Має 12 короткоживучих ізотопів, з яких найпоширенішим є  $\text{Rn}^{222}$ . Утворюється під час розпаду  $\text{Ra}^{226}$ . Період напіврозпаду  $\text{Ru}^{222}$  – 3,8 діб. Зустрічається радон у підзе-

мних водах, що контактують з радіоактивними породами (у тектонічних розломах у кристалічних породах, на уранових родовищах).

Калій-40 складає близько 0,012 % природного калію, але забезпечує майже весь радіоактивний фон підземних вод. У питних водах його кількість не перевищує  $3 \cdot 10^{-4}$  мг/л.

У підземних водах з органічних речовин найчастіше зустрічаються гумінові кислоти, бітуми, феноли, жирні кислоти, нафтенати і т. п. Джерелами надходження органічних речовин у підземні води є атмосферні опади, поверхневі води, ґрунти, поклади каустобіолітів – нафти, вугілля, торфу.

Загальна кількість органічних речовин у воді визначається за значенням окислюваності, під якою розуміють кількість кисню або марганцевокислого калію ( $\text{KMnO}_4$ ), яка витрачається на окислення органічної речовини. При цьому вважається, що 1 міліграм кисню або 4 міліграми  $\text{KMnO}_4$  відповідають 21 міліграму органічної речовини.

Мікроорганізми в підземних водах представлені різними бактеріями, які належать до одноклітинних, рідше багатоклітинних. Вірогідною межею їх поширення в підземній гідросфері є глибина температур вище  $100^\circ\text{C}$ , яка частіше зустрічається на значних глибинах – 4–5 км від денної поверхні. Бактерії приймають активну участь у формуванні хімічного складу води, перетворюючи в процесі своєї життєдіяльності органічні й неорганічні сполуки. Частіше це залізобактерії, сульфобактерії, бактерії нітрифікатори тощо. У воді можуть міститися і хвороботворні бактерії – кишкова паличка та інші.

Із газів, які присутні в підземних водах, найпоширенішими є кисень ( $\text{O}_2$ ), вуглекислий газ ( $\text{CO}_2$ ), сірководень ( $\text{H}_2\text{S}$ ), метан ( $\text{CH}_4$ ), азот ( $\text{N}_2$ ). Газу у воді перебувають у розчиненому стані. Під час зменшення тиску вони переходять у вільний стан і виділяються з води.

Кисень переважно атмосферного походження, тому міститься, в основному, у водах приповерхневої частини земної кори (зони аерації, ґрунтових і неглибоко залягаючих міжпластових водоносних горизонтів). Вміст кисню в підземних водах змінюється від 0 до 15 мг/л. Кисень є окиснювачем для речовин зі змінною валентністю.

Вуглекислий газ поступає до підземних вод з повітря атмосфери, крім того виникає під час біохімічних і хімічних процесів, які проходять у товщах земної кори, а також при вулканічних і метаморфічних процесах. Вміст  $\text{CO}_2$  у підземних водах зменшується зверху вниз, але схема його поширення значно нижча, ніж у кисню. Концентрація  $\text{CO}_2$  у воді коливається від 0 до 25 мг/дм<sup>3</sup>, на родовищах мінеральних вод вона інколи сягає 2–3 г/дм<sup>3</sup>.

Сірководень накопичується у воді переважно внаслідок відновлення сульфатів під дією сульфат-редуючих бактерій, або в умовах високого тиску й



температури, а також при вулканічних процесах. Кількість  $\text{H}_2\text{S}$  у підземних водах коливається частіше від 0 до  $50 \text{ мг/ дм}^3$  і лише у межах газонафтових родовищ сягає  $1000 - 2000 \text{ мг/ дм}^3$ .

Водень накопичується в підземних водах у процесі дисоціації води, при розкладанні органічних речовин і при вулканічних процесах. Концентрація іонів водню в підземних водах змінюється від  $10^{-4}$  до  $10^{-9}$ .

Метан у підземних водах утворюється внаслідок біохімічних процесів при розкладанні органічних речовин у нафтогазових і вугільних районах, у районах боліт і торф'яних озер.

Колоїди й механічні суспензії в підземних водах зустрічаються дуже рідко. Розміри їх частинок у десятки разів перевищують частинки дійсних розчинів. У підземних водах зустрічаються переважно колоїди алюмінію, заліза, кремнезему. У колоїдних частках  $\text{SiO}_2$  зустрічаються, наприклад, декілька сотень молекул. Колоїди мають велику питому внутрішню поверхню частинок й електричний заряд. Частинки механічних суспензій дуже великі (більше  $100 \text{ мікрон}$ ) і можуть перебувати у воді, яка рухається зі значною швидкістю (карстові води).

### 1.3 Динаміка підземних вод

Основною формою руху підземних вод у гірських породах є фільтрація – пересування вільної гравітаційної води через поровий простір і тріщини під дією сили тяжіння (різниці гідростатичних напорів). Умови фільтрації залежать від розмірів і форми пустот гірських порід. Для руху підземних вод велике значення мають розміри пустот. У дрібних порах і тріщинах за рахунок великої площі зчеплення води зі стінками пустот рух води зустрічає опір і тому утрудняється. Чим більше розміри пустот, тим меншого опору зазнає вода під час руху. Найкращими фільтраційними властивостями володіють крупноуламкові і грубозернисті породи (конгломерати, галечники, гравеліти, піски). У дрібнозернистих пісках і глинистих породах фільтрації може перешкоджати наявність у пустотах капілярної та адсорбційної води, оскільки розміри пустот у них невеликі і сумірні з товщиною плівок зв'язаної води.

Таким чином, одним з найважливіших чинників, що визначають умови руху підземних вод у пористому середовищі, є пористість, точніше активна (динамічна) пористість, що визначається площею пір, якими має можливість пересуватися вільна гравітаційна вода під дією різниці гідростатичних напорів.

Рух води в реальному пористому середовищі відбувається системою відкритих пористих каналів і тріщин, які сполучаються між собою і мають дуже різноманітні розміри, форму й розташування один відносно одного. Унаслідок виключно складного характеру мінливості шляхів і швидкості руху води в по-

ристовому середовищі, процеси фільтрації розглядаються не для окремих точок порового простору, а узагальнено. Для спрощення розрахунків умовно приймається, що рух води відбувається через весь поперечний перетин елемента, площа якого  $F$  визначається в цьому випадку із співвідношення:

$$F = B \cdot m, \quad (5)$$

де  $B$  – ширина потоку, м;  $m$  – товщина потоку (пласта), м.

Реальна площа поперечного перетину потоку підземних вод  $F'$  складає лише частину загального перетину і визначається з урахуванням величини активної пористості  $n_a$ :

$$F' = n_a \cdot F = n_a \cdot B \cdot m \quad (6)$$

Найважливішою характеристикою руху води в пористому середовищі є швидкість фільтрації, яка може бути охарактеризована кількістю води, яка протікає за одиницю часу через одиницю площі поперечного перетину пористого середовища:

$$V = \frac{Q}{F}, \quad (7)$$

де  $V$  – швидкість фільтрації (см/с, м/добу);  $Q$  – витрата фільтраційного потоку (см<sup>3</sup>/с, м<sup>3</sup>/добу);  $F$  – площа поперечного перетину (см<sup>2</sup>, м<sup>2</sup>).

Проте, як видно з формули (7), швидкість фільтрації отримана з умови, що рух води відбувається через повний перетин  $F$ , включаючи й площу, яку займає мінеральний скелет породи. У реальних умовах у кожному перетині пористого середовища рух води відбувається лише пустотами між окремими частинками пористого середовища.

Реальна площа пір, через яку відбувається фільтрація води, характеризується значенням активної пористості. Середня дійсна швидкість фільтрації завжди вища за середню швидкість фільтрації, оскільки площа порового простору менше загальної площі перетину породи. Дійсна швидкість руху води  $V'$  може бути визначена зі співвідношення:

$$V' = \frac{Q}{F \cdot n_a} = \frac{Q}{F'} = \frac{V}{n_a} \quad (8)$$

Рух води в гірських породах може мати ламінарний і турбулентний характер. Частіше в природному середовищі в порових і тріщинуватих просторах рух підземних вод є ламінарним, тобто коли струминки води пересуваються паралельно одна одній з невеликими швидкостями без розриву суцільності потоку. Турбулентний рух, для якого характерні великі швидкості, завихрення й перемішування потоку, відбувається у крупних пустотах і тріщинах (наприклад, карстового походження у вапняках) або на ділянках інтенсивного відкачування води зі свердловин.

Ламінарний рух підземних вод підкоряється лінійному закону фільтрації, встановленому експериментально в 1856 р. французьким ученим А. Дарсі. На підставі досліджень він установив, що кількість води  $Q$ , що фільтрується через піщаний фільтр за одиницю часу, прямо пропорціональна площі перетину  $F$ , різниці рівнів  $\Delta H$ , під дією якої відбувається фільтрація, і зворотно пропорційна довжині шляху фільтрації  $\Delta L$ :

$$Q = K \frac{H_1 - H_2}{\Delta L} F = K \frac{\Delta H}{\Delta L} F, \quad (9)$$

де  $K$  – постійний коефіцієнт пропорційності, що залежить від фізичних властивостей породи й рідини, що фільтрується, його називають коефіцієнтом фільтрації.

Відношення  $\Delta H/\Delta L$ , що показує зміну рівня по шляху фільтрації, називають напірним або гідравлічним градієнтом і позначають  $i$ .

Розділивши обидві частини рівняння на площу перетину  $F$  і використовуючи поняття швидкості фільтрації, отримуємо інший вираз закону Дарсі:

$$V = K \frac{\Delta H}{\Delta L} = K \cdot i \quad (10)$$

Цей вираз показує лінійну залежність швидкості фільтрації від напірного градієнту, і тому закон Дарсі називають лінійним законом фільтрації.

Коефіцієнт фільтрації, що входить у рівняння Дарсі, характеризує водопроникність гірських порід, величина якої залежить від розмірів міжпорових проміжків у зернистих породах і тріщин у скальних породах. Із рівняння Дарсі випливає, що коефіцієнт фільтрації чисельно дорівнює швидкості фільтрації при напірному градієнті, рівному одиниці. Ще точніше його можна охарактеризувати як кількість води, що проходить за одиницю часу через поперечний перетин пористого середовища, рівний одиниці, при напірному градієнті також рівному одиниці. Коефіцієнт фільтрації має розмірність швидкості – м/добу, м/сек, см/сек. Орієнтовні величини коефіцієнтів фільтрації основних літологічних різновидів гірських порід наведені у таблиці 1.8.

Таблиця 1.8 – Значення коефіцієнта фільтрації для різних гірських порід

Порода	$K_f$ , м/добу	Порода	$K_f$ , м/добу
Глини	0,001 – 0,01	Пісок середньозернистий	5 – 15
Суглинки	0,01 – 0,1	Пісок грубозернистий	15 – 50
Супіски	0,1 – 0,5	Пісок з галькою	50 – 100
Пісок глинистий	0,5 – 1,0	Галечники	100 – 200
Пісок дрібнозернистий	1 – 5		

Точні значення коефіцієнтів фільтрації отримують у результаті проведення дослідно-фільтраційних і лабораторних робіт.

На практиці часто для характеристики фільтраційних властивостей порід конкретного водоносного горизонту використовують коефіцієнт водопровідно-

сті, що дорівнює добутку коефіцієнта фільтрації на середню товщину напірного або безнапірного водоносного горизонту – Км. Розмірність цього коефіцієнту –  $\text{м}^2/\text{добу}$ . Коефіцієнт водопровідності виражає здатність водоносного горизонту (комплексу) потужністю  $m$  і шириною 1 м фільтрувати воду за одиницю часу при напірному градієнті рівному одиниці.

Таким чином, коефіцієнти фільтрації і водопровідності визначають кількісну характеристику водопроникності гірських порід. Водопроникність залежить від багатьох чинників: пористості порід, їхньої структури, текстури, рівня засоленості, процесів взаємодії між водою і гірською породою, в'язкості й об'ємної маси води, мінерального складу порід.

Під проникністю прийнято розуміти властивість пористого середовища пропускати через себе рідину (або газ) за наявності перепаду напорів. Коефіцієнт проникності теоретично не залежить від властивостей рідини, що фільтрується, і визначається головним чином розміром і характером каналів пористого середовища, іншими словами характеризує лише фільтраційні здібності пористого середовища. Коефіцієнт проникності виражається через закон Дарсі і має розмірність площі –  $\text{см}^2$ . Для гірських порід така одиниця проникності дуже велика, тому для розрахунків приймають величину в 108 разів меншу, яку називають дарсі. За одиницю проникності пористого середовища (дарсі) береться проникність такого її зразка, який має довжину 1 см, площу поперечного перетину  $1 \text{ см}^2$  і через який при падінні тиску на 1 технічну атмосферу протікає  $1 \text{ см}^3/\text{сек}$  рідині в'язкістю  $0,001 \text{ Па}\cdot\text{с}$ .

#### **1.4 Умови залягання і формування підземних вод**

##### ***Формування вод зони аерації і ґрунтових вод***

Ґрунтові води й води зони аерації залягають у верхній частині геологічного розрізу: від поверхні землі до глибин порядку 200-250 м, рідше більше. У зв'язку з цим умови їх формування найтісніше пов'язані з кліматом території, рельєфом і поверхневими водами. Крім того, в сучасних умовах їх формування, як правило, значною мірою визначається наявністю різних видів антропогенної діяльності.

Живлення ґрунтових вод у загальному випадку здійснюється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів, конденсації, поглинання поверхневих вод, притоку з горизонтів, що залягають нижче, і штучного живлення. У зв'язку з тим, що ґрунтовий водоносний горизонт не ізольований від поверхні землі, живлення ґрунтових вод можливе в межах всієї площі поширення горизонту, тобто область живлення співпадає з областю поширення (рис 1.2).

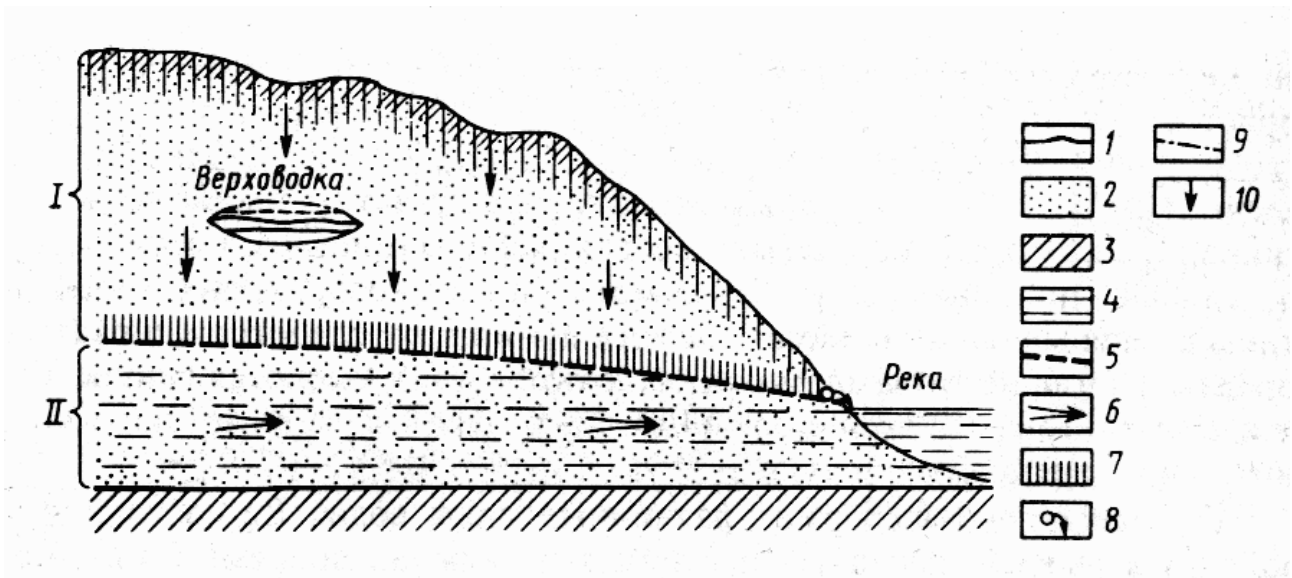


Рисунок 1.2 – Схема залягання та руху підземних вод у верхній частині розрізу (Короновський, Якушова, 1991)

I – зона аерації (неповного насичення), II – ґрунтові води (зона повного насичення); 1 – води ґрунтового горизонту та капілярно-підвішені води, 2 – піщані водопроникні породи, 3 – водонепроникні породи, 4 – ґрунтові води, 5 – рівень ґрунтових вод, 6 – напрямок руху ґрунтових вод, 7 – напрямок інфільтрації вод під час живлення

Інфільтрація – процес просочування вільної гравітаційної води від поверхні землі до рівня ґрунтового водоносного горизонту. Величина інфільтраційного живлення виражається зазвичай у міліметрах шару води, що поступив до рівня ґрунтових вод за розрахунковий період часу (мм/добу, мм/рік). За необхідності ця величина може бути виражена модулем інфільтраційного живлення (л/сек·км<sup>2</sup>).

Величина інфільтраційного живлення визначається інтенсивністю зволоження поверхні землі, будовою і складом порід зони аерації, температурним режимом і вологістю порід зони аерації, виглядом рослинності тощо.

У загальному випадку об'єм води, що поступає через поверхню землі до ґрунтового шару і далі до порід зони аерації, в тій чи іншій мірі перевищує об'єм власне інфільтраційного живлення, що досягає рівня ґрунтового водоносного горизонту. Частина води витрачається на внутрішньоґрунтове випаровування, поглинання кореневою системою і транспірацію, а також на формування капілярної і рихлозв'язаної води.

Формування конденсаційного живлення ґрунтових вод пов'язане з процесом утворення вільної гравітаційної води за рахунок молекул водяної пари, що міститься в повітрі, яке заповнює вільний простір у мінеральному скелеті порід зони аерації. Основний об'єм конденсаційного живлення ґрунтових вод утворюється в літній (теплий) період року, коли значні перепади добових темпера-

тур повітря і розподіл температур у розрізі зони аерації забезпечують існування низхідного руху молекул водяної пари під дією градієнта температур.

Поглинання поверхневих вод формується на ділянках, де рівень води в поверхневих водоймищах і водотоках розташовується гіпсометрично вище рівня ґрунтових вод. Різниця рівнів води забезпечує наявність градієнта напору, що визначає можливість низхідної фільтрації через ложе водоймища до ґрунтового водоносного горизонту, що залягає нижче. Наприклад, за наявності гідравлічного зв'язку поверхневих і підземних вод і періодичному положенні поверхневих вод вище рівня ґрунтового водоносного горизонту, поглинання поверхневих вод відбувається в період паводків і повеней. Під час зниження рівнів поверхневих вод і при його низьких положеннях відбувається розвантаження ґрунтових вод до русла річки.

Живлення ґрунтових вод за рахунок висхідної фільтрації з горизонтів, що залягають нижче, можливе на ділянках, де п'езометрична поверхня напірних вод встановлюється вище рівня ґрунтових вод. Співвідношення рівнів обумовлює наявність відповідної різниці напорів і міжпластового напірного градієнту, що визначає можливість субвертикальної висхідної фільтрації з міжпластового горизонту, який залягає нижче. Характер і величини висхідної фільтрації у вирішальній мірі визначаються фільтраційними властивостями (коефіцієнтом фільтрації) і товщиною розділяючого слабопроникного шару. Утруднена розосереджена фільтрація через витримані слабопроникні шари називається міжпластовим перетіканням, яке інтенсифікується на ділянках, де породи слабопроникного шару характеризуються вищими значеннями проникності. На ділянках із відкритим гідравлічним зв'язком, тобто де породи слабопроникного шару відсутні (зони фаціального заміщення порід, тектонічних порушень тощо), які називаються «гідрогеологічними вікнами», відбувається прямий зв'язок між горизонтами, і величини живлення за рахунок висхідної фільтрації найбільш великі.

Розорювання земель, сільськогосподарська меліорація, гідротехнічне будівництво, видобування корисних копалин та інші види господарської діяльності призводять до тих або інших змін умов природного живлення ґрунтових вод. У межах урбанізованих територій значний вклад у живлення ґрунтових вод вносять зарегульованість зливого й річкового стоку, витіки з водопровідних комунікацій, місць зберігання рідких відходів тощо.

Розвантаження ґрунтових вод відбувається у вигляді джерел, фільтрацією до русла річок або дна водоймищ за наявності гідравлічного зв'язку з ними, шляхом випаровування (транспірації), перетіканням у водоносні горизонти, що залягають нижче, штучним шляхом.

Джерелами називають природні виходи підземних вод на поверхню землі. Утворення джерела визначається головним чином ерозійною розчленованістю

рельєфу, яка обумовлює розкриття водоносного горизонту ерозійними врізами (пониженнями в рельєфі), і фільтраційною неоднорідністю водовмісних порід, яка обумовлює нерівномірну обводненість розрізу, наявність високопроникних ділянок, наявність слабопроникних екранів тощо. За характером й умовам виходу ґрунтових вод джерела розділяють на контактні, ерозійні (депресивні), екрановані, субфлювіальні, субаквальні. За величиною дебіту джерела розділяються на малodeбітні (менше 1 л/с), середньodeбітні (1 – 10 л/с) і високодебітні (більше 10 л/с).

Випаровування є одним з основних видів розвантаження ґрунтових вод на ділянках їх неглибокого залягання. Власне розвантаження в цьому випадку може здійснюватися трьома шляхами: випаровування з поверхні ґрунту, коли капілярна кайма досягає ґрунтового шару; випаровуванням до порід зони аерації (внутрішньоґрунтове випаровування); поглинання води кореневою системою рослин (транспірація). Очевидно, що сумарна величина розвантаження ґрунтових вод випаровуванням визначається температурним режимом повітря і ґрунтового шару, глибиною залягання ґрунтових вод, будовою і складом порід зони аерації, які визначають висоту капілярного піднімання, наявністю і типом рослинності.

Розвантаження ґрунтових вод за рахунок перетікання до горизонтів, що залягають нижче, можливе на ділянках, де рівень ґрунтового водоносного горизонту залягає гіпсометрично вище п'єзометричної поверхні глибших підземних вод. Вказане співвідношення визначає наявність вертикального напірного градієнту, що обумовлює можливість формування субвертикальної низхідної фільтрації ґрунтових вод до горизонтів, що залягають нижче. Найбільш інтенсивне перетікання може відбуватися через гідрогеологічні вікна у розрізі.

Штучне розвантаження ґрунтових вод формується на ділянках, де рівень водоносного горизонту розкривається гірськими виробками або будь-якими іншими техногенними пониженнями, які створюються на поверхні землі (шахти, кар'єри, котловани, колодязі тощо). Специфічними ділянками розвантаження є дренажні споруди (канави, канали, дренажні труби), які створюють спеціально для зниження рівня ґрунтових вод на ділянках підтоплення території, і водозабірні споруди (колодязі, свердловини), за допомогою яких здійснюється експлуатація (водозабір) ґрунтових вод.

Оскільки живлення ґрунтових вод принципово можливе в межах всієї площі поширення ґрунтового водоносного горизонту, а основне розвантаження (дренування) здійснюється переважно в пониженнях рельєфу, загальною закономірністю є рух ґрунтових вод у напрямі від відносно піднесених ділянок території (вододільних) до понижених елементів рельєфу (річкових долин).

Величина напору ґрунтових вод (відмітка поверхні) виражається, як правило, в абсолютних відмітках над рівнем моря. За наявності на площі поширення водоносного горизонту системи точок з відомими абсолютними відмітками поверхні ґрунтових вод, всі ці точки можуть бути з'єднані плавними ізолініями. Лінії, що поєднують точки з однаковою абсолютною відміткою поверхні (рівня) ґрунтових вод, називають гідроізогіпсами (рис. 1.3). Відповідно до загальної закономірності розподілу напорів ґрунтових вод система цих ліній, як правило, у згладженій формі повторює поверхню рельєфу.

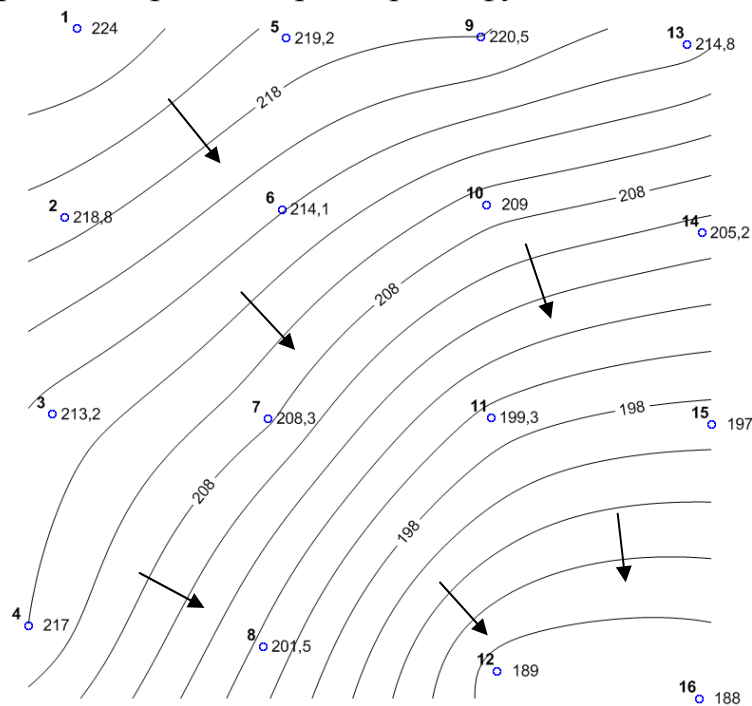


Рисунок 1.3 – Карта гідроізогіпс (біля свердловин указано абсолютні відмітки рівня підземних вод, м; стрілки позначають напрямки потоку підземних вод)

Водний баланс будь-якої ділянки ґрунтового водоносного горизонту може бути представлений у такому вигляді:

$$W + K + Q_{\text{пов.}} + W_{\text{шт}} + Q_{\text{гр.}} - P_{\text{п}} - Z - Q_{\text{н}} - P_{\text{шт}} - Q_{\text{гр.}} = \mu \frac{\Delta H}{\Delta t} F, \quad (11)$$

де  $W$  – інфільтраційне живлення ґрунтових вод;

$K$  – конденсація;

$Q_{\text{пов.}}$  – поглинання поверхневих вод;

$+Q_{\text{н}}$  – приток з водоносних горизонтів, що залягають нижче;

$W_{\text{шт}}$  – штучне живлення ґрунтових вод;

$+Q_{\text{гр.}}$  – приток ґрунтових вод із суміжного елемента потоку;

$P_{\text{п}}$  – розвантаження ґрунтових вод на поверхню (джерела);

$Z$  – розвантаження сумарним випаровуванням;

$-Q_{\text{н}}$  – перетікання до водоносного горизонту, що залягає нижче;

$P_{\text{шт}}$  – штучне розвантаження ґрунтових вод (дренаж або водозабір);



$-Q_{\text{гр}}$  – відтік ґрунтових вод до суміжного елемента потоку  
(всі перелічені вище елементи рівняння можуть бути виражені в одиницях витрати –  $\text{м}^3/\text{добу}$  або шару води, розрахованого на площу ділянки –  $\text{мм}/\text{добу}$ );  
 $\mu$  – гравітаційна ємкість водовмісних порід;  
 $\Delta H$  – зміна рівня ґрунтових вод у даному елементі за розрахунковий період  $\Delta t$ ;  
 $F$  – площа ділянки,  $\text{м}^2$ ,  $\text{км}^2$ .

### **Формування міжпластових вод**

Міжпластові підземні води можуть перебувати у безнапірних і напірних умовах залежно від, відповідно, наявності або відсутності гідравлічного зв'язку з ґрунтовими водами чи поверхнею землі.

При розкритті напірного міжпластового водоносного горизонту буровою свердловиною вода під дією надлишкового тиску пласта піднімається вище покрівлі водоносного горизонту і встановлюється на певному рівні. Відстань від покрівлі водоносного горизонту до рівня води, що встановився, називають напором над покрівлею водоносного горизонту. Лінію, що з'єднує на розрізі точки такого рівня напірних міжпластових вод, називають **п'єзометричною кривою**; поверхня, до якої піднімаються рівні напірних вод – **п'єзометричною поверхнею**. Лінії на карті, що з'єднують точки з однаковою абсолютною відміткою п'єзометричного рівня напірних вод, називаються **гідроізоп'єзами** або лініями рівного напору. На відміну від вільної поверхні ґрунтових вод п'єзометрична поверхня є уявною поверхнею, до якої підніматимуться рівні напірних вод при розкритті їх гірничими виробками. Якщо п'єзометрична поверхня водоносного горизонту розташовується вище поверхні землі, такі напірні води називають самовиливними. Система гідроізоп'єз і ліній потоку утворює гідродинамічну сітку підземних вод міжпластового напірного водоносного горизонту. Гідродинамічна сітка або карта гідроізоп'єз будується аналогічно карті рівневої поверхні безнапірних ґрунтових вод, наведеної вище на рисунку 1.3.

Умови формування, динаміка і режим міжпластових вод визначаються головним чином глибиною залягання водоносного горизонту й характером зв'язку зі суміжними гідрогеологічними елементами розрізу. Умовно можна виділити три основні схеми формування потоку міжпластових вод: а) артезіанська; б) схема з перетіканням; в) схема з формуванням елізійного режиму.

Артезіанська схема руху міжпластових вод формується на ділянках з похилим заляганням шарів головним чином у верхній частині гідрогеологічного розрізу. Виходи проникних пластів на поверхню на піднесених ділянках території є у цьому випадку гідравлічно відкритими областями живлення міжпластових вод. Живлення формується в даному випадку за рахунок інфільтрації ат-

мосферних опадів, поглинання поверхневих вод або низхідної фільтрації з ґрунтового водоносного горизонту. Області розвантаження приурочені до понижень рельєфу (крупні річкові долини, приморські низовини, озерні улоговини) або до ділянок розкриття горизонту ерозійними врізами, а також можливе перетікання через гідрогеологічні вікна. Між областями живлення й розвантаження в цьому випадку виділяється так звана зона транзиту, в межах якої потік міжпластових вод істотно не взаємодіє з вищерозміщеним горизонтом. Прикладом артезіанської схеми формування руху міжпластових вод є Дніпровсько-Донецька западина, північно-східний борт якої є зоною живлення для основних водоносних горизонтів палеогену і крейди, а розвантаження відбувається на південно-західному борту в межах річкової долини Дніпра.

Схема формування потоків міжпластових вод з перетіканням (схема А. Н. Мятієва, 1947) передбачає наступне: для шаруватих товщ, представлених чергуванням водоносних і слабопроникних порід, у верхній частині гідрогеологічного розрізу (ґрунтові води, перший і другий від поверхні міжпластові горизонти) характерне зменшення величини напору в напрямку від центральної частини міжрічкового простору до дрен (понижень у рельєфі). Це обумовлює низхідну фільтрацію між горизонтами в межах центральних частин вододільних просторів.

Схема елізійного руху міжпластових вод формується в тих випадках, коли баланс елементу міжпластової системи визначається головним чином надходженням порових розчинів, що віджимаються з осадових порід, що ущільнюються, або води, що формується при дегідратації пороодоутворюючих мінералів, що найактивніше проявлено на ділянках інтенсивного прогинання (занурення) земної кори.

Режим міжпластових вод є значно стабільнішим за ґрунтові. Дія екзогенних режимоутворюючих чинників відносно помітно виявляється лише на ділянках відкритих виходів водоносних пластів або у верхньому горизонті на ділянках інтенсивного зв'язку з ґрунтовими водами. На глибинах 30-40 м і більше практично не фіксуються сезонні й річні коливання рівнів, температур і складу підземних вод. Як правило, для режиму міжпластових вод характерні лише слабовиражені багатолітні коливання.

У той же час, у зв'язку з великими швидкостями перерозподілу тисків пластів у міжпластових системах значно різкіше і на значно великій відстані виявляються зміни гідродинамічного режиму, пов'язані з техногенними діями (самовиливання свердловин при розкритті пласта, відкачування або нагнітання, експлуатація нафтових і газових родовищ тощо).

## *Гідрогеологічне районування України*

Основним принципом загального гідрогеологічного районування крупних територій є структурно-гідрогеологічний принцип, відповідно до якого розглядають певні структурно-гідрогеологічні елементи земної кори, межами яких є різні типи структурно-тектонічних меж.

Відповідно даному принципу зазвичай виділяються такі найкрупніші типи структурно-гідрогеологічних районів I порядку:

а) артезіанські басейни платформеного типу (западини, синеклізи, краєві прогини) або артезіанські області, що виділяються в межах плит;

б) гідрогеологічні масиви тріщинних вод, що є підняттями платформеного типу з виходом на поверхню древніх утворень кристалічного фундаменту (щити, масиви, кряжі);

в) гідрогеологічні провінції складчастих областей.

Виходячи з геологічної будови і, відповідно, структурно-геологічного районування, в межах України виділяють найкрупніші гідрогеологічні райони:

1. Дніпровський артезіанський басейн (в межах Дніпровсько-Донецької западини);

2. Волино-Подільський артезіанський басейн (в межах Волино-Подільської плити);

3. Причорноморський артезіанський басейн (в межах північного моноклінального крила Причорноморської западини й рівнинного Криму);

4. Донецька гідрогеологічна провінція (в межах Донецької складчастої споруди);

5. Карпатська гідрогеологічна провінція (в межах складчастого спорудження Українських Карпат);

6. Гідрогеологічна провінція Гірського Криму;

7. Область тріщинних вод Українського кристалічного щита.

Окрім вказаних крупних гідрогеологічних структур також виділяють: Донецько-Донський артезіанський басейн (на північному сході України в межах відрогів Воронізького кристалічного масиву); Азово-Кубанський артезіанський басейн (Керченський півострів); Передкарпатський і Закарпатський артезіанські басейни (в межах прогинів). За структурними і гідродинамічними особливостями в межах виділених структур I порядку виділяють дрібніші таксономічні одиниці (провінції, області, округи).

Схема структурно-гідрогеологічного районування України показана на рисунку 1.4.

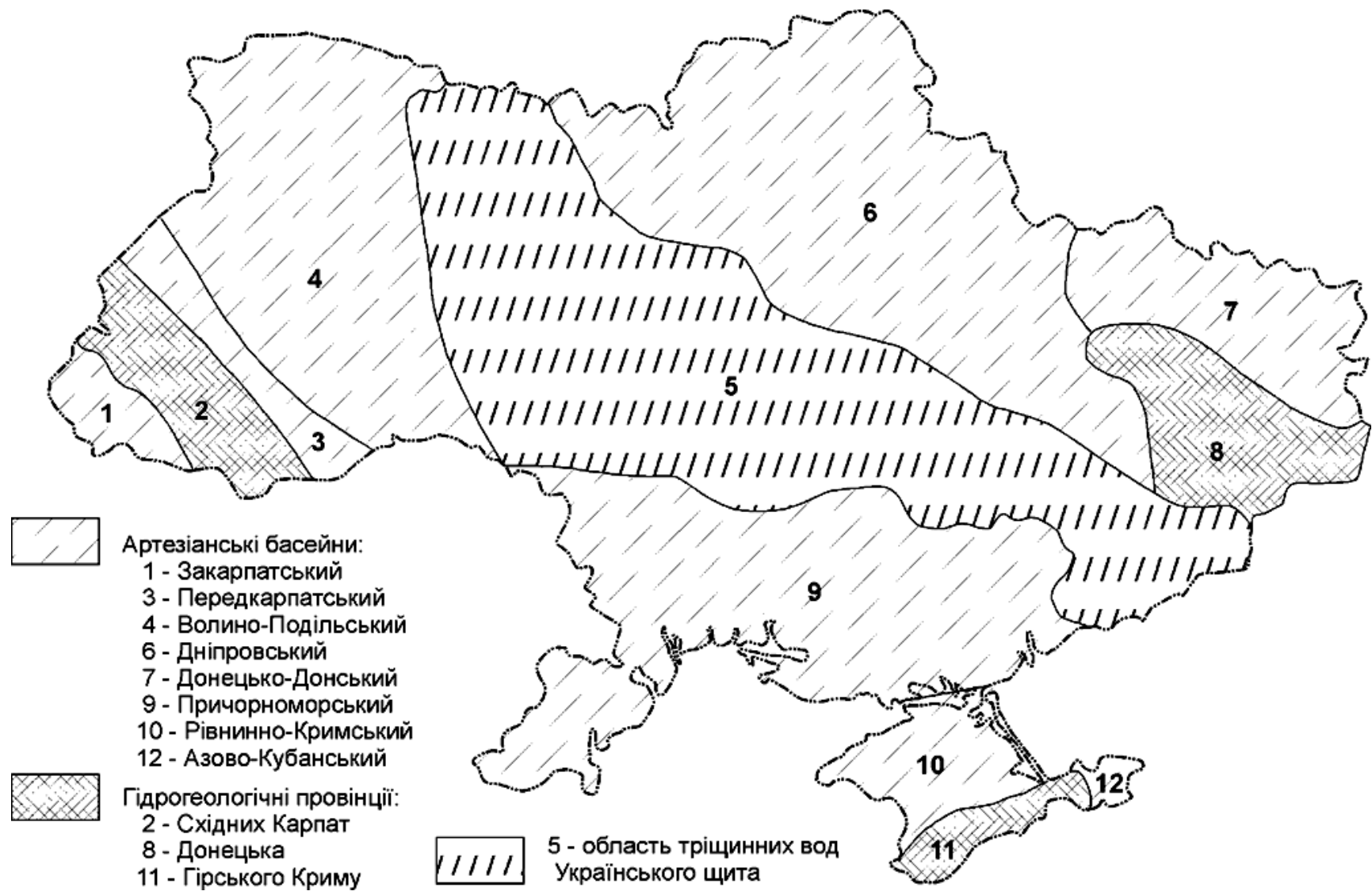


Рисунок 1.4 – Структурно-гідрогеологічне районування України

Під артезіанським басейном слід розуміти єдину гідрогеологічну систему, просторово пов'язану з негативним структурно-тектонічним елементом платформи (западиною, синеклізою, передгірним прогином), верхній поверх якого представлений товщами пологозалягаючих або слабодислокованих переважно осадових порід, що містять міжпластові підземні води.

Розріз такого басейну є багатократним чергуванням стратифікованих гідрогеологічних елементів – водоносних горизонтів (комплексів, серій) і відносно слабопроникних водотривких шарів і товщ.

При гідрогеологічному розчленуванні розрізу артезіанського басейну в цілому найважливішим є виділення потужних регіонально поширених слабопроникних водотривких товщ, що відділяють один від одного *гідрогеологічні поверхи*. Гідрогеологічні поверхи (яруси) розглядаються як окремі стратифікаційні й гідродинамічні елементи.

Перший структурно-гідрогеологічний поверх зазвичай охоплює ту частину розрізу, яка гідравлічно пов'язана з сучасною поверхнею басейну на всій площі поширення відповідних водоносних горизонтів. Нижньою межею поверху є стратиграфічна межа, відповідна положенню покрівлі першої від поверхні регіонально витриманої слабопроникної товщі басейну.

Другий структурно-гідрогеологічний поверх об'єднує водоносні комплекси розрізу, підземні води яких мають гідравлічний зв'язок зі сучасною поверхнею лише на периферії структури (інколи на склепіннях локальних піднять), а на більшій частині басейну ізольовані від поверхні регіонально витриманими слабопроникними породами значної потужності.

Третій поверх включає водоносні горизонти й комплекси, що не мають гідравлічного зв'язку з сучасною поверхнею басейну.

Виділення структурно-гідрогеологічних поверхів дозволяє розглядати вертикальну гідродинамічну й гідрохімічну зональність розрізу артезіанського басейну, згідно якої поверхам відповідають зони активного, утрудненого і застійного водообміну. Зонам водообміну приблизно відповідають три гідрогеохімічні зони: прісних підземних вод переважно гідрокарбонатного складу, солонуватих і солоних вод сульфатного й сульфатно-хлоридного складу, високомінералізованих вод і розсолів хлоридного складу.

Області тріщинних вод пов'язані з геологічними структурами, в межах яких безпосередньо з поверхні поширені древні кристалічні породи магматичного або метаморфічного походження, що складають фундамент платформи. В Україні такою структурою є Український кристалічний щит, що займає центральну частину території країни, і відроги Воронізького кристалічного масиву на північному сході.

Основним типом підземних вод є безнапірні (рідше слабонапірні) води тріщин верхньої зони вивітрювання кристалічних порід. У більшості випадків ці води утворюють гідравлічно єдиний водоносний горизонт із водами рихлих покривних осадових відкладів. У межах Українського щита такий водоносний комплекс розвинений повсюдно в корі вивітрювання кристалічних порід архейсько-протерозойського віку й осадовому палеоген-четвертинному чохла. Водоносність кристалічних порід пов'язана з наявністю в них тріщин, які утворюють у верхній частині фундаменту зону активної тріщинуватості. Загальна товщина цієї зони коливається від кількох метрів до 100 м і більше, найчастіше складаючи 25-50 м. Найбільшій потужності активна тріщинуватість порід досягає в зонах тектонічних розломів, з якими в межах Українського щита дуже часто збігаються річкові долини і крупні балки.

Нерівномірний розвиток осадових відкладів, що перекривають кристалічні породи, і неоднорідна тріщинуватість обумовлюють у край неоднорідну обводненість масиву. Дебіти свердловин можуть варіювати в широких межах – від практично безводних (на вододільних просторах) до 30-40 л/сек (у долинах річок). Як правило, високою багатководністю володіють тріщинуваті верхньопротерозойські пісковики й конгломерати в західній частині щита.

Відсутність у розрізі витриманих слабопроникних водотривів зумовлює в край невисоку захищеність водоносного комплексу на більшій частині його поширення.

Для території складчастих областей характерні різкі зміни рельєфу, геолого-структурних умов і типу водовмісних порід, що виявляються на відносно коротких відстанях. У зв'язку з цим умови поширення й формування підземних вод у межах складчастих областей дуже складні. Такі умови частіше розглядають як сукупність гідрогеологічних районів II порядку – гідрогеологічних масивів, артезіанських басейнів міжгірського типу, вулканогенних масивів тощо, що мають риси будови власне гідрогеологічних масивів тріщинних вод і артезіанських басейнів, розглянуті вище.

Складні й мінливі умови залягання й руху підземних вод складчастих областей обумовлюють їхній різномірний хімічний склад від прісних до мінералізованих. Із сучасною вулканічною діяльністю може бути пов'язане утворення термальних мінеральних вод різного складу.

## 2. ТЕХНОГЕННИЙ ВПЛИВ НА ПІДЗЕМНІ ВОДИ

### 2.1 Водопостачання міст і урбанізованих територій

#### *Запаси та ресурси підземних вод*

Підземні води є не лише джерелом водопостачання людського суспільства, але й комплексною корисною копалиною, що містить цінні компоненти в розчиненому вигляді, застосовується з лікувальною метою, використовується як термоенергетичні ресурси. Тому, по аналогії з іншими корисними копалинами, широко використовуються поняття родовище підземних вод, а також запаси і ресурси підземних вод.

Під родовищем підземних вод слід розуміти балансово-гідродинамічний елемент підземної гідросфери, в межах якого можливе видобування (відбір) підземних вод певного складу і якості в кількості, достатній для їхнього економічно доцільного використання.

Відповідно до специфіки перебування підземних вод у надрах, поняття запаси підземних вод визначається не об'ємом води, яка міститься в даному елементі підземної гідросфери, а тією кількістю підземних вод, яка може бути отримана під час експлуатації родовища.

На відміну від усіх інших видів корисних копалин підземні води мають унікальну властивість – відновлюваністю. У зв'язку з цим був уведений термін ресурси підземних вод, який відрізняється від поняття запаси. Під терміном «запаси» слід розуміти кількість води (об'єм, масу), що міститься в даному елементі гідросфери (водоносний горизонт, родовище тощо); під терміном «ресурси» – величину їх відновлення (поповнення) у природних умовах або в умовах експлуатації за певний період часу (витрата).

Розрізняють природні, штучні й експлуатаційні види ресурсів і запасів.

Природні запаси – об'єм підземних вод, що містяться в даному елементі підземної гідросфери (пласті, ділянці пласта, системі пластів тощо).

Природні ресурси – забезпечений живленням приток (поповнення) підземних вод даного елемента, дорівнює кількості води, що поступає до нього за одиницю часу (витрата) в природних умовах за рахунок прибуткових статей водного балансу (інфільтрації атмосферних опадів, фільтрації з річок та озер, перетікання з суміжних горизонтів тощо). Точно кажучи, природні ресурси характеризуються середньорічною за багатолітній період величиною відновлення запасів підземних вод ( $\text{м}^3/\text{рік}$ ,  $\text{л}/\text{сек}\cdot\text{км}^2$ ).

Особливими категоріями є поняття штучні ресурси і запаси, характерні лише для таких корисних копалин, як підземні води та природний газ.

Під штучними запасами розуміють об'єм підземних вод у пласті, що сформувався в результаті штучного обводнення проникних (але не насичених) гірських порід, так зване магазинування підземних вод.

Штучні ресурси визначаються кількістю води, що поступає до водоносного горизонту внаслідок проведення спеціальних заходів щодо штучного живлення підземних вод.

Експлуатаційні запаси й ресурси часто розглядаються як синоніми.

Експлуатаційні запаси (ресурси) – кількість води ( $\text{м}^3/\text{добу}$ ), яка може бути отримана на родовищі за допомогою раціональної у техніко-економічному відношенні водозабірної споруди при заданому режимі експлуатації і при якості води, що задовольняє вимогам цільового використання протягом розрахункового терміну водоспоживання за умови відсутності екологічно негативних наслідків експлуатації.

### ***Підземні води як джерело водопостачання міст***

У даний час прісні підземні води відіграють значну роль у господарсько-питному водопостачанні багатьох країн. При цьому спостерігається тенденція до все більшого використання підземних вод для водопостачання, оскільки в порівнянні з поверхневими водами, вони, як правило, мають кращу якість, надійніше захищені від забруднення і в більшості випадків не вимагають затратних заходів щодо водоочистки. Зазвичай підземні води доброї якості можуть бути знайдені в безпосередній близькості від водоспоживача. У ряді районів, де поверхневі води відсутні, водопостачання населення і промисловості повністю засновано на використанні підземних вод. У багатьох європейських країнах використання підземних вод перевищує 70% від загального водоспоживання.

Роль підземних вод у водопостачанні міст у різних країнах і в різні періоди істотно змінювалася. На початкових етапах розвитку централізованого водопостачання джерелом водопостачання виступали, як правило, джерельні води (де це було можливо). Надалі, по мірі зростання потреб у воді, все більше стали використовувати поверхневі води. Проте, прогресуюче їх забруднення у другій половині XIX ст. і захворювання населення, виникли у зв'язку з цим, викликали необхідність знову залучати підземні джерела водопостачання, у тому числі з досить далеко розташованих джерел (так, наприклад, ситуація розвивалася в Парижі, Гамбурзі й інших крупних європейських містах).

Централізоване водопостачання Харкова до 1885 року здійснювалося виключно з джерел – Богомолівських (у Карповському саду), Хрестової криниці (внизу Усовської вулиці), Павлівських ключів (у Саржиному Яру), що були місцями виходу на поверхню землі харківського горизонту (пісковики середнього палеогену). Перші водозабірні свердловини (артезіанські колодязі) на харківсь-



кий, верхньокрейдяний і навіть верхньоюрський горизонти, з'являються в 1910-х роках, об'єднуючись у Харківський водопровід – першу систему централізованого водопостачання міста. Середньодобова витрата міського водопроводу в 1913 році складала 478 320 відер, що відповідає 5883,3 м<sup>3</sup>. У подальші роки після будівництва водозабірних споруд на Сіверському Дінці, місто перейшло на поверхневі джерела, і роль підземних вод у водопостачанні стала другорядною.

### ***Водозабірні споруди: санітарно-гігієнічні вимоги до конструкції та експлуатації***

До споруд забору підземних вод, призначених для питного водопостачання населення міських і сільських територій, відносяться обладнані джерела, колодязі і свердловини. Санітарно-гігієнічні вимоги до конструкції й експлуатації даних водозабірних споруд, а також указівки до проведення їхнього знезараження і санації, викладені в Державних Санітарних Правилах і Нормах (ДержСанПіН 2.2.4–171–10 «Гігієнічні вимоги до води питної, призначеної для споживання людиною» від 12.05.2010 р.).

Джерела (криниці, ключі) є природними виходами підземних вод на поверхню землі. Історично джерела є першими водозабірними об'єктами, що використалися відвіку як у сільській місцевості, так і міській. Будучи джерелом якісної води, найчастіше джерела були об'єктом відвідин великої кількості людей, тому, навіть за відсутності водопровідних комунікацій, їх цілком можна розглядати як перші джерела централізованого водопостачання в населених пунктах. На територіях, де зона аерації й ґрунтовий водоносний горизонт складаються тріщинуватими скальними породами, і де, відповідно, відсутні міжпласстові горизонти, джерела є єдиною доступною формою водозабірної споруди і вже дійсно використовуються як джерела централізованого водопостачання (наприклад, так забезпечується водопостачання прибережних кримських міст – Ялти, Партеніта та ін.).

У водопостачанні Харкова джерела завжди відігравали значну роль, а до ХХ століття взагалі були єдиними постачальниками якісної питної води. Зараз частка використання джерельних вод, звичайно, значно знизилася, проте в деяких районах міста, як і раніше, місцеві жителі активно їх споживають як альтернативу хлорованій водопровідній воді.

Для забезпечення нормального функціонування джерела, зручності його використання необхідно перш за все обладнати його належним чином і підтримувати у справному технічному стані. Комплекс таких інженерно-технічних заходів, що забезпечують підвищення водоприймальної поверхні і зручність в експлуатації, називається каптаж. Каптаж зазвичай включає спорудження водо-

приймальної накопичувальної камери (колодязя, канави), яка може бути обладнана фільтром або відділенням для осадження завислих частинок. На крупних джерелах, а також джерелах мінеральних вод, каптаж включає споруди по розведенню води на кілька подавальних виходів (кранів) – бювети.

Шахтні колодязі використовують для відбору води з безнапірних (рідше напірних) водоносних горизонтів, що залягають до глибини 50 м. Колодязі мають вертикальний стовбур діаметром 1 – 2 м, обсаджений, як правило, бетонними кільцями. Фільтрація підземних вод відбувається зазвичай дном. На поверхні землі приустева частина колодязя обладнана кришкою для запобігання потрапляння до колодязя сміття й атмосферних вод. Довкола надземної частини колодязя влаштовується глиняний або бетонний «замок» для запобігання протіканню дощових і талих вод.

Колодязі є найбільш поширеним джерелом водопостачання населення сільської місцевості. Ще в першій половині ХХ століття часто колодязі споруджувалися в кількості один на декілька дворів або один на вулицю, тому, так само як і природні джерела (криниці), за характером використання їх можна було прирівняти до джерел централізованого водопостачання. Залежність великої кількості людей від одного джерела водопостачання забезпечувала дотримання чистоти й порядку у споруді й експлуатації колодязя. Проте, згодом, з'явившись у кожному дворі, колодязі стали типовим об'єктом децентралізованого водопостачання, а відповідальність за підтримку їхнього санітарно-гігієнічного стану й недопущення забруднення води лягла безпосередньо на кожного споживача.

Водозабірні свердловини є основною спорудою для інтенсивного відбору підземних вод у великих об'ємах для централізованого водопостачання. Свердловинами можуть експлуатувати водоносні горизонти на глибинах від 10 м до декількох км (максимальні глибини поширення горизонтів води питної якості в Дніпровському артезіанському басейні – 800-850 м).

У приватному секторі міських територій і в сільській місцевості замість колодязів часто встановлюють неглибокі свердловини з погрузними електронасосами, оскільки вони споруджуються швидше, займають меншу площу і зручніші в експлуатації. Свердловини, так само, як і колодязі мають бути обладнані кришкою і приустевим цементним «замком».

Згідно вимог ДержСанПіН 2.2.4–171–10 на будь-яку водозабірну споруду, незалежно від форми її власності, має складатися санітарний паспорт, який затверджується і регулярно переглядається місцевими органами санітарно-епідеміологічного контролю.

## 2.2 Джерела і процеси забруднення підземних вод

### *Поняття про забруднення підземних вод*

Під антропогенним забрудненням підземних вод розуміють погіршення якості води (хімічних, фізичних, біологічних властивостей), викликане господарською діяльністю людини. Поняття "забруднення" відноситься, перш за все, до підземних вод питного призначення. Забруднення підземних вод може виражатися в підвищенні вмісту природних компонентів, а також у появі специфічних речовин штучного походження – неорганічних (ціаніди, роданіди), органічних (нафтопродукти, пестициди, феноли, синтетичні поверхнево-активні речовини (СПАР) тощо).

Зазвичай виділяють дві стадії забруднення: початкову стадію, коли вміст компонентів вище фонового, але нижче за ГДК, і власне забруднення, коли концентрації окремих компонентів перевищують ГДК. За видами забрудників виділяють хімічне, біологічне, радіоактивне і теплове забруднення, за масштабом – локальне і регіональне.

З точки зору впливу на гідрохімічні властивості підземних вод виділяють інертні й активні речовини-забрудники. Інертні не змінюють Eh – рН стани підземних вод, слабо приймають участь у процесах комплексоутворення тощо ( $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ , деякі органічні речовини). Активні речовини-забрудники змінюють гідрогеохімічну обстановку і, як наслідок, порушують рівновагу в системі вода – порода – газ – жива речовина ( $\text{H}^+$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  тощо).

### *Характеристика найпоширеніших забрудників*

Серед неорганічних забрудників найбільш поширені компоненти загального хімічного складу води ( $\text{Cl}$ ,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{NO}_3$ ), гази ( $\text{H}_2\text{S}$ ), мікроелементи, в основному важкі метали, а також роданід ( $\text{Kt}(\text{NCS})_n$ ) і ціаніди ( $\text{Kt}(\text{CN})_n$ ), що вживаються при збагаченні металевих руд. Теоретично, неорганічним забрудником можуть бути більшість хімічних елементів.

У даний час визначені ГДК для питних вод більше ніж для тисячі органічних сполук. Найчастіше в підземних водах зустрічаються підвищені кількості нафтопродуктів, синтетичних поверхнево-активних речовин, фенолів, хлорорганічних (ХОП) і фосфорорганічних (ФОП) пестицидів. Останнім часом все більша увага звертається на високотоксичні поліароматичні вуглеводні і діоксини.

Найбільш поширеними радіоактивними забрудниками є ізотопи  $\text{Sr}^{90}$  (час напіврозпаду 28,4 років),  $\text{Cs}^{137}$  (30 років), при ядерних випробуваннях і аваріях також може відбуватися забруднення ізотопами  $\text{I}^{131}$  (8,1 доби),  $\text{Pu}^{239}$  (24400 років),  $\text{U}^{238}$  ( $4,5 \cdot 10^9$  років),  $\text{Co}^{60}$  (5,25 років).

Даний вид забруднення викликається різними мікроорганізмами – водоростями, бактеріями, вірусами. Найнебезпечнішим є забруднення хвороботворними організмами, що поступають до підземних вод в основному з фекальними й господарчо-побутовими водами. Час виживання хвороботворних мікробів у підземних водах може сягати 400 діб. Біологічне забруднення підземних вод може інтенсифікуватися тепловим забрудненням.

### *Джерела і наслідки забруднення підземних вод*

Забруднення підземних вод не є локальним процесом, воно тісно пов'язане із забрудненням природного доквілля в цілому. Забрудники, що містяться в підземних водах зони активного водообміну, зрештою потрапляють у річки й озера (області розвантаження). Забруднення прісних підземних вод, що використовують для господарсько-питного водопостачання, не лише відбивається на здоров'ї людей і стані доквілля, але й призводить до необхідності колосальних витрат на очищення води, ремонт і реконструкцію очисних споруд, додаткових витрат на охорону здоров'я. Це відбувається на тлі недостатньої вивченості й стану забруднення, і впливу багатьох шкідливих компонентів на здоров'я людей і тварин, а також недостатньої розвиненості методів досліджень багатьох нових видів забруднення.

Експлуатація крупних гірничодобувних підприємств часто призводить до безповоротних гідрогеологічних явищ регіонального масштабу. Під час осушення гірничих виробок відкачуються великі об'єми води, що викликає формування навколо них депресійних воронко радіусом у десятки кілометрів. Часто видобуток однієї тонни корисної копалини супроводжується відкачуванням десятків, і навіть сотень тонн води. Унаслідок порушується водний баланс крупних територій. Знижують свою продуктивність або виходять з ладу водозабори, що попали у зону депресійної воронки, порушуються умови живлення поверхневих водоймищ і водотоків, розвиваються потужні техногенні зони аерації, що призводять до порушення природної вологості ґрунтів, просідання і зміни хімічного складу підземних вод. У таблиці 2.1 наведені основні техногенні процеси, що формуються при осушенні гірничих виробок, і негативні наслідки, до яких вони призводять.

При осушенні гірничих виробок можна виділити дві фази. У першу фазу пониження рівня відбувається в межах місцевого базису ерозії. У цю фазу спрацьовуються природні ресурси водоносних горизонтів. Осушення гірничих виробок найбільше впливає на зміну властивостей геологічного середовища у другу фазу, коли пониження рівня води стає нижчим за абсолютну відмітку місцевого базису ерозії.

Окрім негативних наслідків осушення гірничих виробок для підприємств гірничодобувної промисловості характерна більшість видів промислового забруднення підземних вод, описаних нижче.

Таблиця 2.1 – Осушення гірничих виробок та його наслідки

Процеси	Наслідки
Осушення водоносних порід	Виснаження природних ресурсів підземних вод; порушення взаємозв'язку підземних і поверхневих вод; дренавання джерел, колодязів, водозабірних свердловин; порушення структури загального водного балансу; погіршення загальних ландшафтних умов
Вторинна консолідація осушених рихлих порід	Деформація поверхні і, як наслідок, деформація підземних комунікацій і поверхневих споруд
Депресійне ущільнення піщано-глинистих порід при зниженні тиску пласта	Деформація поверхні і, як наслідок, деформація шахтних стволів і навколошахтних гірничих виробок
Переміщення у масиві гірничих порід у зоні впливу виробки	Значна деформація поверхні, підземних комунікацій і поверхневих споруд; утворення зони техногенної тріщинуватості
Прорив шахтних вод під впливом залишкових гідростатичних напорів	Деформація й затоплення гірничих виробок
Зсувні процеси у відкритих виробках, що формуються при слабо осушених піщано-глинистих породах	Деформація уступів і бортів кар'єру
Окислення рудних мінералів і органічних речовин в техногенній зоні аерації	Погіршення якості шахтних вод, їхнє хімічне забруднення, можливе формування агресивних кислих вод
Взаємодія осушних засобів і водозабірних споруд підприємства	Зниження загальної продуктивності водозаборів, нерідко необхідність будівництва нових каптажних споруд

Серед промислових відходів основне значення у забрудненні підземних вод мають промислові стоки. Забруднення відбувається в процесі фільтрації стічних вод із накопичувачів, хвосто- і шламосховищ або внаслідок їхнього підземного поховання. У стічних водах містяться як компоненти загального хімічного складу вод, так і мікрокомпоненти, гази, органічні речовини. Конкретний склад стічних вод залежить і від галузі промисловості, і від технологій, вживаних на даному підприємстві.

Часто джерелом промислового забруднення підземних вод є атмосферні опади, насичені газодимовими викидами і продуктами випаровування з поверхні полів фільтрації і накопичувачів стічних вод і відходів. Головними речовинами, що забруднюють атмосферне повітря, є завислі речовини (пил), оксид вуглецю, сірчистий ангідрид, оксиди азоту, вуглеводні, феноли, різні отрутохімікати і важкі метали. Викиди великих кількостей сірчистого ангідриду, оксидів вуглецю й азоту обумовлюють утворення кислотних дощів з  $\text{pH} < 4$ . Такі опади

можуть істотно змінити хімічний склад підземних вод за рахунок порушення рівноваги в системі вода – порода. Концентрація в атмосферних опадах промислових районів As, Se, Sb, Cr, V, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg і низки інших компонентів може в десятки і сотні разів перевищувати їхні фонові значення. Потрапляючи до ґрунту, більшість з них сорбується в зоні аерації і спочатку не фіксується у значних кількостях у підземних водах. Проте, сорбційна ємкість порід не безмежна, і в умовах її наповнення або зміни Eh – рН умов у зоні аерації може статися повсюдне забруднення ґрунтових вод із подальшим перетіканням забруднюючих речовин у глибші горизонти.

Досить крупним джерелом забруднення підземних вод у даний час є автомобільний транспорт. Вплив інших транспортних магістралей в основному позначається при виникненні аварійних ситуацій на залізниці й нафто- і газопроводах.

Ще одним джерелом забруднення є необладнані сховища твердих відходів. Тут може мати місце вітрове рознесення забрудників із подальшим їх проникненням разом з атмосферними опадами до ґрунтових вод, а також безпосереднє вилуговування на місці, внаслідок чого під сховищами твердих відходів часто утворюються значні ореоли некондиційних підземних вод.

У містах мають місце всі можливі види антропогенного впливу на довкілля, зустрічаються всі відомі типи забруднення підземних вод. На урбанізованих територіях, окрім промислового, значну роль відіграє забруднення підземних вод комунальними стоками. Окрім хімічного, тут часто присутні радіоактивне, бактеріальне, газове і теплове забруднення.

Специфічною особливістю міських територій є порушений гідрогеологічний режим у зв'язку з великою щільністю забудови, значною площею асфальтових покриттів, густою мережею водоносних комунікацій і підземних інженерних споруд. Для крупних міст характерне як значне пониження рівнів водоносних горизонтів, що використовуються для централізованого водопостачання, так і підвищення рівня ґрунтових вод за рахунок витоків із водопровідної мережі і зменшення таких витратних статей водного балансу, як випаровування і транспірація. Все це сприяє посиленню міграції забруднених ґрунтових вод до водоносних горизонтів, що залягають нижче. У багатьох містах інтенсивний відбір підземних вод супроводжується значними просіданнями денної поверхні. Наприклад, у Токіо площа мульди просідання складає 309 км<sup>2</sup>, а максимальна величина просідання перевищує 7 м.

На урбанізованих територіях, як правило, присутні всі чинники зміни хімічного складу підземних вод, пов'язані з пониженням або підвищенням їхнього рівня. Особливе значення має процес взаємодії (внаслідок підйому рівня) підземних вод із техногенними відкладами. Також для міст характерний розвиток

електрохімічних процесів. Цьому сприяє наявність під землею великої кількості металевих конструкцій і електрокабелів.

Окремим чинником дії на підземні води в районі населених пунктів є їхня експлуатація в цілях господарсько-питного водопостачання. У процесі відкачування води зі свердловин можуть виникати ті ж негативні техногенні процеси, що й при осушенні гірничих виробок. Відмінність полягає в тому, що при експлуатації підземних вод особлива увага повинна приділятися прогнозу їхньої якості. Стан підземних вод у районі водозабірної споруди визначається багатьма чинниками: типом водозабору, граничними умовами водоносного горизонту, характером природного руху підземних вод, фільтраційною неоднорідністю порід (у плані та розрізі). Для водозаборів, що експлуатують напірні водоносні горизонти, особливе значення має конструкція бурових свердловин. Це пов'язано з тим, що за наявності витриманого верхнього водотриву найуразливішим місцем для забруднення водоносного пласта є затрубний простір водозабірних свердловин. У разі неякісної цементації обсадних труб виникають штучні гідрогеологічні вікна, якими забруднені ґрунтові води можуть безперешкодно потрапляти до експлуатованого водоносного горизонту.

Сільськогосподарське забруднення підземних вод пов'язане з винесенням з ґрунту отрутохімкатів і добрив з дощовою або іригаційною водою. Також джерелом забруднення є стоки від тваринницьких комплексів.

Сільськогосподарське забруднення носить площинний, і навіть регіональний характер.

Серед чисельних добрив, що вживаються в сільському господарстві, найбільш поширеними є азотні, фосфорні й калійні, при цьому особливе значення мають азотисті сполуки. Окрім добрив, їх джерелом можуть бути стічні води тваринницьких комплексів, силосні ями, господарчо-побутові стоки сіл і селищ.

При попаданні сполук азоту до ґрунту їх амонійна форма ( $\text{NH}_4^+$ ), яка не засвоюється рослинами і не сорбується породами, окислюється спочатку до нітриту, а потім до нітратів. За своїми міграційними властивостями нітрати є аналогом хлору, вони відрізняються високою розчинністю й відсутністю гідрохімічних бар'єрів. У зв'язку з цим у сільськогосподарських районах нітрати є найпоширенішим забрудником підземних вод. Ґрунтові води багатьох країн містять нітрати в концентраціях, що значно перевищують гранично допустимі. Максимальні концентрації можуть перевищувати 1000 мг/л.

Значно менша частка в забрудненні підземних вод належить калійним і фосфорним добривам. Сполуки калію й фосфору добре засвоюються рослинами, а також сорбуються глинистими компонентами порід, і лише незначна їх частина, не зафіксована на цих бар'єрах, виноситься в підземні води.

Одним з найнебезпечніших видів сільськогосподарських забрудників є пестициди. Більшість з них належить до хлор- і фосфорорганічних сполук. Ступінь небезпеки пестицидів оцінюється за їх токсичністю, леткістю, кумулятивними властивостями і стійкістю.

Більшість хлорорганічних пестицидів належать до середньотоксичних сполук, проте мають яскраво виражені кумулятивні властивості (здатність накопичуватися) і є, згідно класифікації Всесвітньої організації охорони здоров'я, стійкими органічними забрудниками (СОЗ).

У результаті розкладання багато з них перетворюється на ще токсичніші сполуки, ніж вихідні. Фосфорорганічні пестициди у більшості своїй відносяться до групи високотоксичних сполук, проте вони, як правило, малостійкі в зовнішньому середовищі.

Вплив на довкілля крупних тваринницьких комплексів сумірний з розглянутими вище промисловими об'єктами. Відходи тваринництва є джерелами сильного хімічного і бактеріального забруднення природних вод. У першу чергу, це органічні речовини (сечовина, органічні кислоти, феноли, медичні препарати, що додаються до кормів, СПАР тощо), неорганічні речовини (сполуки азоту, фосфору й калію, Cu, Mn, Zn, Co, As, Fe та інші мікроелементи), патогенні мікроорганізми (сальмонели, бацили Банга), бактерії фекального забруднення й гетеротрофні сапрофітні мікроорганізми. Забруднення підземних вод відбувається як унаслідок фільтрації з гноєсховищ, так і в разі невідповідних доз гною, внесеного до ґрунту як добриво.

Значний вплив на підземні води чинять меліоративні роботи. Зрошування сільгоспугідь майже завжди призводить до порушення водного і сольового балансу ґрунтових вод, зміни їхнього рівня і мінералізації. В умовах аридного клімату ці процеси можуть призвести до засолення земель. Найбільш ефективним способом боротьби із засоленням є штучний дренаж. Проте, його використання може завдати значного збитку водоймищам – приймачам дренажного стоку.

Іншим важливим напрямком у меліорації земель є їхнє осушення. У балансі ґрунтових вод на осушених ділянках значно зростає величина інфільтраційної складової за рахунок зменшення поверхневого стоку. Так, при осушенні боліт величина інфільтраційного живлення може зростати з 6 до 35 % суми опадів, що призводить до посиленого вимивання поживних речовин із ґрунту. Під час значних понижень рівня ґрунтових вод капілярна кайма може опуститися нижче кореневого шару, що викликає погіршення умов розвитку рослинного покриву, а інколи й повну його деградацію.

При будівництві гідротехнічних споруд основний вплив на підземні води чинять процеси, пов'язані з підйомом або пониженням рівня. У природних умовах річкові долини, як правило, відіграють роль регіональних дрен для підзем-



них вод. Природні фільтраційні потоки направлені від вододілів річкових долин до русел річок. При утворенні водосховищ відбувається підпір підземних вод, що може приводити до заболочування значних територій. Часто у сферу гідродинамічного впливу рівнинних водосховищ потрапляють населені пункти й промислові підприємства. При цьому виникає необхідність здійснювати досить складну систему захисних заходів.

Під час значних підвищень рівня поверхневих вод починають жити гідравлічно пов'язані з ними водоносні горизонти. Це часто призводить до хімічного й бактеріального забруднення останніх і, як наслідок, до необхідності будівництва додаткових очисних споруд на водозабірних свердловинах.

### **2.3 Порушення гідродинамічного режиму підземних вод**

Порушення гідродинамічного режиму підземних вод виявляються у змінах статичних рівнів, напорів і швидкості фільтрації підземних вод, а також порушенні водообміну в межах даного елемента підземної гідросфери. Нераціональна експлуатація водоносних горизонтів призводить до їхнього виснаження, порушення взаємозв'язку між горизонтами, в разі гідравлічного зв'язку з поверхнею землі – активізації небезпечних геологічних процесів, пригнобленню рослинності тощо.

#### ***Виснаження підземних вод***

Як уже згадувалося, запаси підземних вод мають унікальну властивість на відміну від інших корисних копалин – відновлюваність. Проте, як і всі інші відновлювані ресурси планети, вони не є невичерпними. В усіх випадках експлуатація запасів підземних вод повинна співвідноситися з величинами їхнього відновлення в природних і порушених умовах. При відборі води в об'ємі, що перевищує величини відновлення, відбувається непоправне спрацювання запасів підземних вод, що з часом неминуче призводить до їхнього виснаження. Унаслідок виснаження запасів підземних вод відбувається зниження їхніх рівнів до глибин, що перевищують розрахункові допустимі значення.

Виснаження запасів підземних вод із зниженням їхніх рівнів і осушенням водоносних горизонтів може бути пов'язане з експлуатацією різних видів підземних вод, з осушенням верхньої частини розрізу в районах гірничодобувної промисловості (шахтний або кар'єрний водовідлив); із зміною природних умов живлення й розвантаження підземних вод у результаті крупного міського або промислового будівництва, вирубування лісу, зниження рівня поверхневих вод у річках або озерах тощо.

Із виснаженням може бути пов'язане осушення ґрунтового водоносного горизонту (рідше – верхніх горизонтів напірних підземних вод), яке може приз-

вести до ряду несприятливих перетворень довкілля – скорочення поверхневого стоку, зміни водного режиму і балансу ландшафтів і, як наслідок, до зміни водного режиму ґрунтового шару, загибелі або пригноблення рослинності.

### ***Утворення депресійних воронок та їхні наслідки***

Депресійними воронками називають великі за площею пониження п'єзометричних рівнів напірних вод, викликані інтенсивним відбором підземних вод на певній території (виснаженням запасів). Площа депресійних воронок може становити десятки й сотні квадратних кілометрів, а амплітуда пониження п'єзометричного рівня – десятки і навіть сотні метрів.

Зниження п'єзометричних рівнів підземних вод означає зміну пластового тиску, що призводить до змін напруги у гірських породах, швидкостей і напрямків руху підземних вод. Такі зміни можуть призвести до інтенсифікації несприятливих процесів – суфозії та карстоутворення. Залежно від літологічного складу порід і ступеню їхнього ущільнення, зниження рівні може призвести до просідання поверхні землі або, навіть, утворення провалів. Найсприятливішими умовами до просідання є наявність у розрізі добре проникних піщано-гравелістичних порід із незначною стисливістю та глинистих слабопроникних шарів, які саме стискаються й ущільнюються унаслідок зниження напорів підземних вод.

Ще одним суттєвим наслідком утворення депресійних воронок у п'єзометричній поверхні напірних горизонтів є інтенсифікація перетікання (віджимання) підземних вод з верхніх горизонтів до експлуатованого за рахунок зниження пластового тиску в останньому.

### ***Вплив відбору підземних вод на поверхневі води***

Найзначніше вплив виявляється на ділянках берегових водозаборів, які розташовуються уздовж річок та водойм, оскільки їхні експлуатаційні запаси майже повністю формуються за рахунок фільтрації з річки. Надмірне відкачування підземних вод може призвести до підтягування у зону захвату свердловини поверхневих вод, якісний склад яких може бути далекий від питного.

У приморських районах дуже поширена проблема інтрузії морських солоних вод до берегових водозаборів. Моделювання процесів інтрузії морських вод та регулювання витрати водовідбору на свердловинах є актуальними для багатьох регіонів Середземномор'я, США, Австралії, Британії.

### ***Вплив відбору підземних вод на рослинність***

Під впливом посиленого відбору ґрунтових вод або надмірної експлуатації більш глибоких, але гідравлічно пов'язаних з ґрунтовим, водоносних гори-

зонтів може відбуватися пониження рівня ґрунтових вод і капілярної кайми, що відбивається на стані ландшафтів. Найуразливішим елементом ландшафтів, реагуючим на зміну рівневої поверхні ґрунтових вод, є рослинність.

Вплив зниження рівня ґрунтових вод на рослинність визначається тим, який режим водного живлення рослин переважає – автоморфний або гідроморфний. При автоморфному режимі корені рослин не досягають рівня ґрунтових вод або капілярної кайми, і рослини отримують воду виключно за рахунок інфільтрації атмосферної вологи з поверхні землі. Гідроморфним називають режим живлення рослин, коли ґрунтові води або капілярна кайма відіграють вирішальну роль у постачанні вологи.

Для переважної більшості рослин глибина проникнення коріння не перевищує 5 м. При цьому основна маса коріння знаходиться у верхньому півметровому шарі, тобто в зоні інтенсивної інфільтрації атмосферних опадів. Для багатьох сільськогосподарських культур можна виділити оптимальну глибину залягання ґрунтових вод, при якій розвиток рослин відбуватиметься без порушень і з максимальною врожайністю. Так, для бавовнику оптимальна глибина залягання ґрунтових вод складає в середньому за вегетацію 1,2-1,5 м, для більшості овочевих культур – від 0,7 до 1,5 м, для фруктових садів – 2-3 м.

## 2.4 Охорона підземних вод

Заходи з охорони підземних вод від забруднення можна умовно представити у двох напрямках: інженерні – спорудження ізолюючих конструкцій накопичувачів рідких відходів (протифільтраційних екранів), влаштування непроникних стінок у водовмісних ґрунтах на шляху потоку підземних вод (протифільтраційних завіс) та організаційні – контроль належної експлуатації водозабірних споруд, призначення зон санітарної охорони водозаборів тощо.

Протифільтраційні екрани споруджуються з одного або декількох шарів непроникних матеріалів, які можуть поєднуватися з дренуючими пристроями. Поширеними є такі конструкції протифільтраційних екранів:

- одношарова глиниста;
- двошарова глиниста;
- те ж, з поліетиленовим плівковим покриттям;
- те ж, із застосуванням асфальтобетону.

Протифільтраційні завіси застосовуються для перекриття потоку з боку річок, каналів та інших водойм, запобігання фільтрації з каналів і різних басейнів. Протифільтраційна завіса являє собою вертикальну непроникну штору в ґрунті, розташовану з однієї або декількох сторін від джерела фільтрації. Найбільш ефективними є протифільтраційні завіси, доведені до водотриву або до слабопроникних ґрунтів із коефіцієнтом фільтрації не більше  $2 \cdot 10^{-2}$  м/добу.

Спорудження протифільтраційних завіс здійснюється ін'єкційним методом і методом траншейних стінок.

Ін'єкційні завіси споруджуються методом поетапного розбурювання свердловин із подальшим нагнітанням у них твердіючих розчинів – цементного, силікатного, глинистого, смоли. На першому етапі відстань між свердловинами становить 8–10 м; на кожному наступному етапі свердловини бурять у проміжках між свердловинами, пройденими на попередньому етапі, до досягнення необхідної цілісності завіси, що споруджується.

Із метою запобігання забруднення підземних вод питної якості на ділянках діючих водозаборів установлюють зону санітарної охорони (ЗСО), режим якої визначається чинними нормативними документами України.

ЗСО підземних водозаборів зазвичай включають три пояси: I – пояс суворого режиму, який є фактично майданчиком розташування водозабірних споруд і призначений для запобігання несанкціонованого доступу до них; II – пояс обмежень господарської діяльності, яка може призвести до бактеріального забруднення підземних вод; III – пояс обмежень усіх видів господарської діяльності, що можуть призвести до хімічного забруднення підземних вод на прилеглий до водозабору території.

Розміри й конфігурація II і III поясів зони санітарної охорони в плані визначаються гідрогеологічними розрахунками. В основі методики розрахунків лежить визначення відстані від водозабірної споруди до точки водоносного горизонту, вода з якої прийде до водозабору протягом заданого часу. Для визначення розмірів II поясу розраховують зону захвату підземних вод за час виживання у воді патогенних мікроорганізмів. Розміри III поясу визначають, виходячи із усього запроектованого терміну експлуатації водозабору і, таким чином, оконтурюють увесь масив підземних вод, що буде видобутий за весь запроектований термін роботи свердловини.

Для джерел, що активно використовуються населенням для питних потреб, є також доцільним розраховувати і встановлювати зону санітарної охорони. Для розрахунку III поясу в даному випадку оцінюється розмір і конфігурація всього водозбору джерела, виходячи із його дебіту та гідрогеологічної будови території.

## ПЕРЕЛІК РЕКОМЕНДОВАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Водообмен в гидрогеологических структурах Украины: Водообмен в естественных условиях / Шестоपालов В. М. и др.; Ин-т геол. наук. – Киев: Наук. думка, 1989. – 288 с.
2. Водообмен в гидрогеологических структурах Украины: Водообмен в нарушенных условиях / Шестоपालов В. М. и др.; Ин-т геол. наук. – Киев: Наук. думка, 1991. – 528 с.
3. Всеволожский В. А. Основы гидрогеологии: Учебник. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Изд-во МГУ, 2007. – 448 с.
4. Зекцер И. С. Подземные воды как компонент окружающей среды. – Москва: Научный мир, 2001. – 328 с.
5. Костюченко М. М., Шабатин В. С. Гідрогеологія та інженерна геологія: Підручн. – Київ : Видавн.-поліграф. центр "Київський ун-т", 2005. – 144 с.
6. Орадовская А. Е., Лапшин Н. Н. Санитарная охрана водозаборов подземных вод. – Москва : Недра, 1987. – 167 с.
7. Шварц А. А. Экологическая гидрогеология: Учебн. пособие. – С.-Петербург: СПбГУ, 1996. – 34 с.
8. Экологическая гидрогеология: Учебник для вузов. – Москва : ИКЦ «Академкнига», 2007. – 397 с.
9. Groundwater Ecology / edited by Janine Gilbert, Dan L. Danielopol, Jack Stanford. Academic Press, Inc. 1994.

*Навчальне видання*

**ДЯДІН** Дмитро Володимирович

ТЕКСТ ЛЕКЦІЙ  
з дисципліни

**«ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ»**  
**(модуль 2 «Підземні води»)**

*(для студентів 3 курсу 6 семестру денної та 4 курсу 7 семестру заочної форм  
навчання напрямку 6.040601 – Екологія, охорона навколишнього  
середовища та збалансоване природокористування)*

Відповідальний за випуск *А. М. Буткевич*

За авторською редакцією

Комп'ютерне верстання *І. В. Волосожарова*

План 2014, поз. 31 Л

---

Підп. до друку 07.05.2015 р.  
Друк на різнографі  
Зам. №

Формат 60×84/16  
Ум. друк. арк. 3,1  
Тираж 50 пр.

Видавець і виготовлювач:  
Харківський національний університет  
міського господарства імені О. М. Бекетова,  
вул. Революції, 12, Харків, 61002  
Електронна адреса: [rectorat@kname.edu.ua](mailto:rectorat@kname.edu.ua)  
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи:  
ДК № 4705 від 28.03.2014 р.