

### *5.2.5. Геологічна діяльність підземних вод*

До підземних вод відносяться всі природні води, які знаходяться в рухомому стані нижче поверхні Землі. Вони безпосередньо пов'язані з водою атмосфери та водами океанів, морів, озер і рік. В природних умовах відбувається безперервна взаємодія цих вод, що обумовлює так званий гідрологічний кругообіг (рис. 5.18). Умовно кругообіг починається з випаровування води на поверхні океанів, морів і надходження вологи в атмосферу. Частина водяної пари, яка збирається над океанами, конденсується та випадає у вигляді атмосферних опадів над самими океанами, формуючи таким чином так званий малий кругообіг води в природі. Разом з тим, відбувається водообмін між океанами та суходолом, коли значна частина вологи з океану переноситься повітряними течіями на материки, де за сприятливих умов вона конденсується і випадає у вигляді атмосферних опадів (рис. 5.18). Так відбувається формування великого кругообігу, при якому більша частина опадів, що випадають на материках, стікаючи по поверхні і через ріки знову попадає в океан. Друга частина опадів просочується у гірські породи і поповнює підземні води, утворюючи підземний стік, а частина знову випаровується в атмосферу.

Виходячи із зазначеного можна зробити висновок, що атмосферні опади, які випадають на поверхню Землі розподіляються за наступною схемою: випаровування, поверхневий стік, просочування (інфільтрація) і підземний стік. Характер співвідношення між цими явищами залежить від конкретних природних умов: рельєфу, температури повітря, рослинності, водопроникності гірських порід, інтенсивності розвитку річкової та яружно-балочної мережі, тощо. В межах великого кругообігу на материках розрізняють внутрішній, або внутрішньоконтинентальний, кругообіг, який неодноразово повторюється, суттєво збільшуючи кількість атмосферних опадів, що потрапляють на суходіл та поповнюють підземні води.

Об'єми води, які містяться в гірських породах, залежать від їхніх **водоколекторських властивостей**, а останні, в свою чергу, визначаються пористістю та тріщинуватістю самих порід.

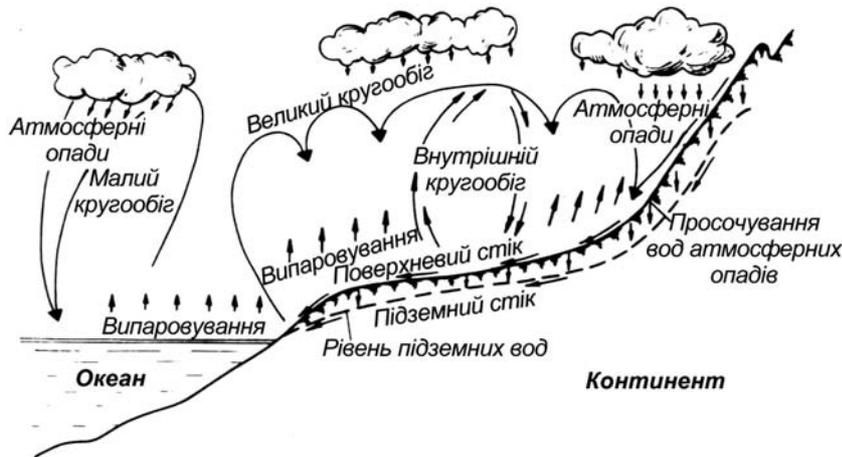


Рис. 5.18. Кругообіг води в природі.

Породи-колектори (лат. “колектор” – цей, що збирає) за характером порожнин поділяються на наступні категорії:

- **гранулярні** (лат. “гранулум” – зернятко) або пухкі зернисті породи, до яких відносяться піски, гравій, галечники;
- **тріщинуваті** скельні породи з відкритими тріщинами та тріщинними порожнинами;
- **тріщинуваті** та **тріщинно-карстові** породи.

Виходячи із наведеної класифікації, підземні води можуть заповнювати пори між окремими зернами осадових порід, дрібні та великі тріщини, зони тектонічних розломів і карстові порожнини. Залежно від об'єму, який займають пори або тріщини в гірських породах, останні пропускають певну кількість води. За ступенем проникності води всі породи діляться на три групи: водопроникні та відносно водопроникні або водостійкі, водонепроникні.

До *водопроникних* порід відносяться піски, гравій, галечник, тріщинуваті пісковики, конгломерати, а також закарстовані пісковики, доломіти та інші розчинні породи.

Водопроникність порід зумовлена наявністю пористості, або відкритої тріщинуватості, що забезпечує вільний рух води.

*Під пористістю* порід розуміють відношення об'єму пор в даному зразку породи до об'єму всього зразка.

Показник пористості розраховується за формулою:  $n = \frac{V_n}{V}$  ;

або в процентах  $n = \frac{V_n}{V} \times 100$ , де  $n$  – пористість порід;  $V_n$  – об'єм

пор в зразку породи;  $V$  – об'єм зразка. Проте, не завжди висока пористість забезпечує вільне проходження води. Так, наприклад, глини, пористість яких іноді досягає 50-60%, є практично водонепроникні. Це пояснюється тим, що пори в глинах надзвичайно тонкі (субкапіляри), і рух води в них зазнає великого опору. Звичайні піски з пористістю 30-35% дуже добре пропускають воду, що зумовлене великим розміром пор. Слід зазначити, що чим більші зерна, якими складена порода, тим більша її водопроникність. Відповідно, водопроникність пухких уламкових порід залежить не лише від кількості пор, а й від розмірів та форми зерен, які її складають і від щільності їх упаковки. Різні за розмірами та кутасті зерна, які не щільно прилягають одне до одного, сприяють підвищенню пористості і, відповідно, водопроникності, а дрібні зерна, добре обкатані утворюють щільну упаковку з тонкими порами.

Від складу пухких гірських порід залежить і їхня вологоємність, тобто властивість вмещувати та утримувати в собі певну кількість води. Розрізняють *повну вологоємність*, коли вода заповнює всі пори, включаючи і тонкі капілярні, та *максимальну молекулярну вологоємність*, яка характеризується кількістю води, що утримується в породі силами молекулярного зчеплення після того, як вся гравітаційна вода стікає з породи. Різницю між повною та максимальною молекулярною вологоємністю називають *водовіддачею* гірської породи. На практиці застосовується питома водовіддача, що дорівнює

кількості вільної води, яку можна отримати з 1 м<sup>3</sup> породи. Найбільшою водовіддачею володіють грубоуламкові породи, такі як піски, гравій, галечник, а найнижчою – глини та важкі суглинки.

Водопроникність тріщинуватих порід залежить від розмірів та характеру тріщин.

Підземні води, які рухаються по порах пухких порід, називаються **поровими**, а по тріщинах – **тріщинними**. У випадку, коли окрім тріщин в гірських породах мають місце також карстові порожнини, підземні води, що циркулюють по них, називаються **тріщинно-карстовими**, або **карстовими**.

Залежно від **стану**, в якому вода знаходиться в гірських породах, розрізняють наступні її види: вода у вигляді пари, гігроскопічна вода, капілярна, крапельнорідка (вільна), вода у твердому стані та кристалізаційна.

**Вода у вигляді пари** міститься у повітрі, яке займає вільні від рідкої води пори та тріщини в гірських породах. Вона знаходиться в динамічній рівновазі з іншими видами води та з парами води в атмосфері. За певних умов пароподібна вода конденсується.

**Гігроскопічна вода** утворюється у тому випадку, коли молекули пароподібної води адсорбуються на поверхні мінеральних зерен гірських порід. Така вода покриває зерна, або частинки породи одномолекулярною тонкою плівкою і міцно утримується на їхніх поверхнях завдяки молекулярним та електричним силами і може бути вивільнена при нагріванні до температури не меншої ніж 105-110°C.

**Плівкова вода** утворює навколо частинок гірської породи і поверх гігроскопічної води плівку з декількох шарів молекул. Вона може переміщуватися від однієї частинки до іншої. У випадку, коли товщина плівок у сусідніх частинок більша, відбувається поступове переміщення води від частинок з більшою товщиною плівки до частинок з тоншою. Цей процес триває до тих пір, поки товщина плівок не вирівняється.

Слід зазначити, що як гігроскопічна, так і плівкова вода, здебільшого, характерні для глинистих порід і дуже рідко присутні в піщаних породах.

**Капілярна вода** – заповнює частково або повністю тонкі пори та тріщини і утримується в них за рахунок сил поверхневого натягування. Ця вода піднімається по тонких капілярах знизу догори від рівня дзеркала підземних вод. Висота капілярного піднімання залежить від розмірів пор. Чим менші пори, тим вища висота водного стовпа. В суглинках вона може досягати 2 метрів і більше, а в грубозернистих пісках не перевищує декількох сантиметрів.

**Крапельнорідка**, або вільна гравітаційна вода характеризується властивістю вільно перемішуватися по порах, тріщинах та інших порожнинах гірських порід під впливом сили тяжіння. Виділяють воду, яка, заповнюючи пори та тріщини в гірських породах, утворює горизонти підземних вод, та воду, що просочується зверху донизу в зоні **аерації** (франц. “*aération*” – *повітря*), розташованій вище дзеркала підземних вод і представленій приповерхневим шаром гірських порід, де вільно циркулює повітря.

**Вода у твердому стані**, тобто у вигляді льоду, присутня в гірських породах, які поширені в кліматичних зонах з від’ємною температурою. Лід може бути у вигляді дрібних кристалів, тонких плівок, або утворювати прошарки.

**Кристалізаційна вода** – це вода, яка входить до складу цілої низки мінералів і бере участь у будові їх кристалічних ґраток. Прикладом може бути гіпс ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), до складу якого входить дві молекули води.

За **походженням** всі підземні води діляться на декілька типів: інфільтраційні, конденсаційні, седиментогенні та “ювенільні” або магматогенні.

**Інфільтраційні підземні води** утворюються в результаті просочування на глибину атмосферних опадів. Вважається, що інфільтрація є основним джерелом поповнення запасів підземних вод.

**Конденсаційні підземні води** – це води, які утворюються в результаті конденсації водних парів, що знаходяться у повітрі, яке заповнює пори та порожнини в гірських породах і ґрунтах. На відміну від інфільтраційних вод, конденсаційні мають підпорядковане значення в процесі поповнення кількісних запасів підземних вод.

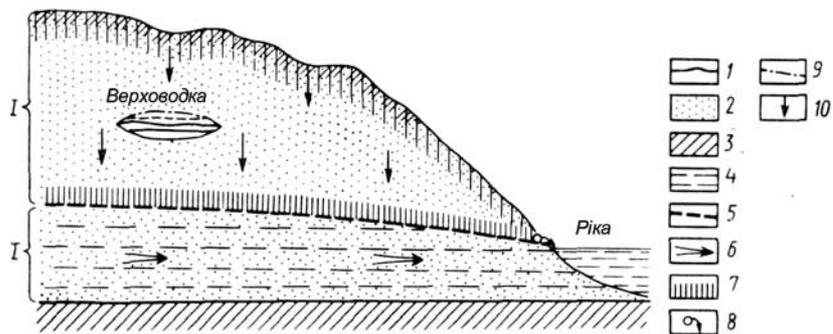
**Седиментогенні підземні води** – це води, які збереглися в морських осадових відкладах, куди вони потрапили під час формування останніх.

Морська вода з розчиненими в ній солями насичує мулисті відклади, що постійно накопичуються на дні моря. В процесі прогинання земної кори та подальшого осадконагромадження і діагенезу внаслідок збільшення тиску вода, яка знаходиться в мулистих осадах поступово вичавлюється догори і накопичується в породах-колекторах. Сприятливі умови для формування седиментогенних підземних вод виникають на великих глибинах (декілька кілометрів) внаслідок перекриття алеврито-глинистих та піщанистих відкладів потужними товщами водостійких та слабо водопроникних порід.

**“Ювенільні” або магматогенні підземні води** утворюються в процесі конденсації газоподібних продуктів, які виділяються у великих кількостях при застиганні магми. Нарівні з іншими газами ці продукти містять велику кількість водяної пари, яка в області низьких температур, конденсується і переходить у крапельнорідкий стан. Разом з тим, водяна пара, яка виділяється з магми на глибині, по тектонічних розломах може підніматися на поверхню і змішуватися з водами інфільтраційного походження. З другого боку, інфільтраційні підземні води при сприятливих умовах можуть проникати на великі глибини і там змішуватися з газами та іншими розчинами, змінюючи свій первинний склад. Таким чином, виникають змішані води, які відрізняються від “ювенільних” або інфільтраційних за хімічним складом.

Залежно від **умов залягання** всі підземні води діляться на три типи: верховодка, ґрунтові води та напірні міжпластові, або артезіанські, води.

**Верховодкою** називають підземні води, які залягають на невеликих від поверхні землі глибинах, у межах зони аерації. Вони характеризуються обмеженим поширенням, відсутністю регіонального водотриву та періодичністю існування. Такі води накопичуються на поверхні невеликих за розмірами лінз водостійких та напівпроникних порід (рис. 5.19). Потужність верховодки складає 0,5-1,0, рідко 2-3 м, і її рівень залежить від кліматичних умов та їх змін. Враховуючи, що води верховодки належать до інфільтраційних, найбільшої потужності вони досягають весною та осінню, в період максимального випадання атмосферних опадів. При незначній кількості останніх верховодка може зникати зовсім.



**Рис. 5.19.** Схема розташування ґрунтових вод і верховодки в масиві гірських порід

*I* – зона аерації; *II* – зона насичення; 1 – поверхневі та капілярно-підвішені води; 2 – піщані водопроникні породи; 3 – водонепроникні породи; 4 – ґрунтові води; 5 – рівень ґрунтових вод; 6 – напрямок руху ґрунтових вод; 7 – капілярно-піднята вода; 8 – низхідні джерела; 9 – рівень верховодки; 10 – напрямок інфільтрації вод.

**Ґрунтові води**, на відміну від верховодки, користуються значним поширенням. Це води першого від поверхні землі водоносного горизонту, який залягає на першому від поверхні водотриві (рис. 5.19). Вони можуть накопичуватися як у пухких пористих, так і тріщинуватих твердих гірських породах.

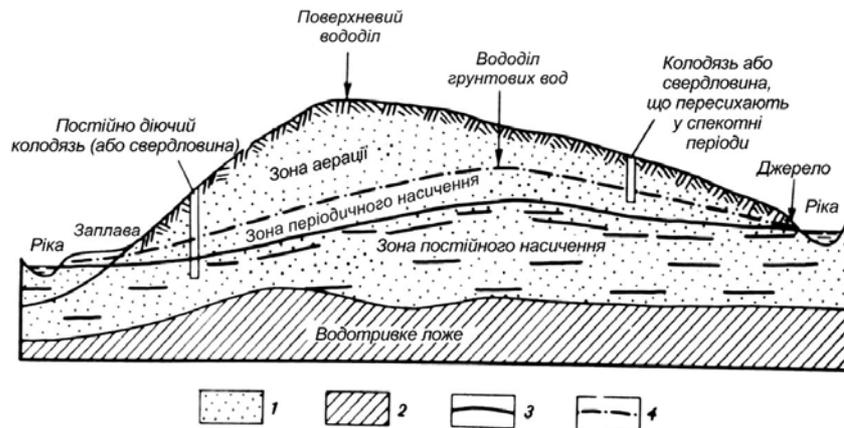
Відсутність водостійкої покрівлі сприяє їхньому живленню на всій площі поширення, тобто область живлення ґрунтових вод співпадає з областю їх поширення.

Елементами горизонтів ґрунтових вод є дзеркало ґрунтових вод та водотривке ложе. Під *дзеркалом ґрунтових вод* слід розуміти верхню межу поширення води в розрізі водоносного горизонту, а *водотривке ложе* – це водонепроникні породи, які підстеляють водоносний горизонт. Породи насичені водою називаються *водоносним шаром*, або *водоносним горизонтом*. Потужність водоносного горизонту – це відстань від дзеркала ґрунтових вод до водотривкого ложа. Ґрунтові води за своїми гідравлічними особливостями належать до безнапірних. Рівень ґрунтових вод залежить від метеорологічних умов і кількості атмосферних опадів. До дзеркала водоносного горизонту примикає так звана капілярна облямівка, в межах якої пори породи частково заповнені водою.

Усі ґрунтові води знаходяться в безперервному русі, який підпорядковується силі тяжіння та проявляється у вигляді потоків, що циркулюють по сполучених порах або тріщинах. Враховуючи, що дзеркало ґрунтових вод в деякій мірі повторює форми рельєфу поверхні, підземні води рухаються від підвищених ділянок, якими можуть бути вододіли, до понижених, тобто до ярів, річок, озер, морів, тощо. В межах останніх відбувається так зване розвантаження ґрунтових вод у вигляді дренажних джерел або прихованим субаквальним розосередженим способом, під водами русел, річок, на дні озер і морів. Такі області називаються *областями розвантаження*, або *дренування* (франц. “дренаж” – стік) водоносних горизонтів. Потік ґрунтових вод направлений до місця дренування, утворює криволінійну поверхню, яка називається *депресійною* (рис. 5.20), а сам процес руху води називається *фільтрацією*. Остання залежить від нахилу дзеркала ґрунтових вод, гідравлічного (напірного) градієнта, а також від водопроникних властивостей гірських порід.

Розрізняють два види руху ґрунтових вод: ламінарний та турбулентний. *Ламінарний рух* – це рух у вигляді окремих

струменів ґрунтових вод через відносно малі пори та незначні за розмірами тріщини. **Турбулентний рух** характерний для грубоуламкових (галечники), а також сильно тріщинуватих і закарстованих гірських порід, в яких значні за розмірами порожнини дозволяють проходженню значної кількості води за відносно короткий час з великою швидкістю. **Швидкість руху води (S)**, за лінійним законом А.Дарсі пропорційна коефіцієнту проникності (**K**) та гідравлічному градієнту (**J**) і визначається за формулою  $S=R \cdot J$ , де  $J = \frac{h}{e}$  (**h** – різниця висот; **e** – пройдена відстань).



**Рис. 5.20.** *Схема залягання та руху ґрунтових вод у вододільному масиві*  
 1 – пісок; 2 – суглинок; 3 – мінімальний рівень ґрунтових вод; 4 – максимальний рівень ґрунтових вод.

Як видно з наведеної формули, швидкість руху ґрунтових вод залежить від коефіцієнта проникності, або коефіцієнта фільтрації, який, в свою чергу, залежить від гранулометричного складу уламкових гірських порід, або від ступеня їх тріщинуватості. Так, наприклад, у дрібнозернистих однорідних пісках швидкість води при незначному нахилі дзеркала ґрунтових вод може досягати 1-5

м/добу, в грубозернистих пісках ця величина зростає до 15-20 м/добу, а в галечниках і сильно тріщинуватих, або закарстованих породах – до 100 м/добу і більше.

Рівень, якість та кількість ґрунтових вод з часом змінюються і знаходяться в безпосередній залежності від зміни зовнішніх гідрометеорологічних умов, але разом з тим вони тісно пов'язані з загальним водним режимом Землі. Провідним фактором при цьому є кліматичний фактор і, зокрема, кількість атмосферних опадів. У період випадання великої кількості останніх, рівень ґрунтових вод підвищується, а в період посухи, навпаки, понижується. В зв'язку з цим, коливання рівня має різко проявлений сезонний характер, що призводить до періодичного обводнення або осушення деяких верств порід. Таким чином, від земної поверхні до водотривкого ложа формується три чітко виражених зони, які відрізняються характером обводнення.

*Перша* від поверхні зона – це зона аерації, яка не заповнюється водою, але є своєрідним “ситом”, через яке атмосферні опади проникають в зони, що залягають нижче. *Друга* зона – це зона періодичного насичення водою. Вона розташована між мінімальним рівнем підземних вод у посушливі періоди та найвищим рівнем, який встановлюється в багатоводні періоди. Ця зона періодично обводнюється та осушується. *Третя* зона, або зона повного насичення, розташована між водотривом і найнижчим рівнем ґрунтових вод (рис. 5.20) та характеризується постійним обводненням.

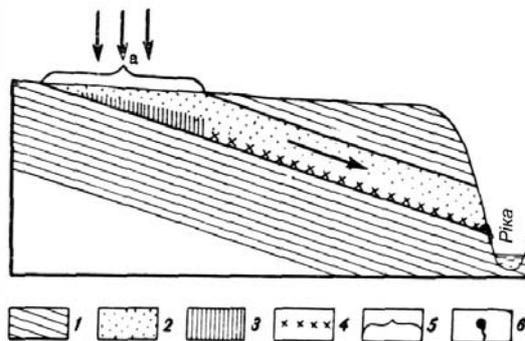


Рис. 5.21. Схема залягання міжпластових безнапірних вод.

1 – водонепроникні породи; 2 – водопроникні породи; 3 – ґрунтові води; 4 – міжпластові води; 5 – область живлення; 6 – низхідне джерело.

Окрім ґрунтових вод в земній корі мають місце також **безнапірні міжпластові води**, які відрізняються від перших тим, що знаходяться між двома водостійкими верствами (рис.

5.21). Живлення таких горизонтів відбувається не по всій площі поширення водоносного шару, а лише в місці виходу останнього на поверхню. Здебільшого такі води користуються розвитком в районах з розчленованим рельєфом і залягають вище базису ерозії. Вони не заповнюють повністю водоносного шару, не досягають водотривкої покрівлі і характеризуються вільною ненапірною поверхнею. Завдяки розкриттю водоносних та водотривких контактів на схилах ярів та долин рік такі води утворюють джерела і таким чином набувають проточних властивостей, а їх переміщення підпорядковується законам тяжіння.

Особливе місце серед підземних вод належить **напірним**, або **артезіанським водам**, які залягають між двома водотривкими верствами гірських порід нижче від базису ерозії.

Найсприятливішими для формування напірних вод є різноманітні прогини та западини в земній корі, а також райони з моноклінальним заляганням гірських порід. У першому випадку водоносні верстви прогнуті у вигляді мульди і областю живлення підземних вод є ділянки виходу на поверхню водоносного шару (рис. 5.22). Атмосферні опади, які проникають у водопроникні верстви шляхом інфільтрації та рухаються до середньої частини

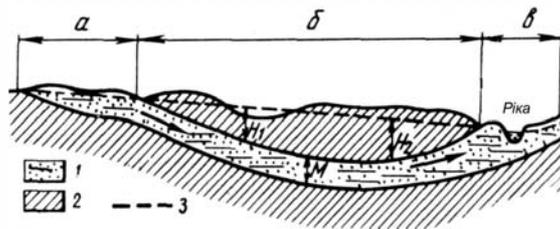


Рис. 5.22. Схема будови артезіанських басейнів при мульдоподібному заляганні порід

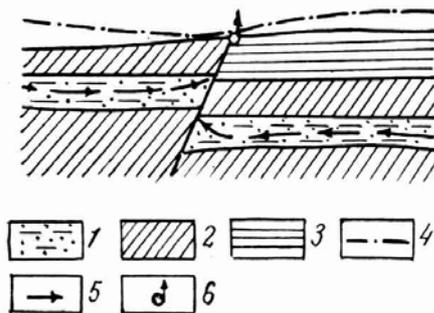
*а - область живлення; б - область напору; в - область розвантаження;  $H_{1,2}$  - висота напору;  $M$  - потужність артезіанського пласта.*

*1 - водоносні породи; 2 - водотривкі породи; 3 - н'єзометричні рівні водоносних горизонтів.*

мульди, заповнюють весь водоносний шар, знаходячись під впливом гідростатичного тиску. Якщо викопати колодязь або пробурити свердловину до водоносної верстви,

підземна вода, яка знаходиться під тиском, після її розкриття підніметься на певну висоту. Величина останньої залежить від висоти розташування області живлення по відношенню до рівня розкриття водоносного шару, а напірний рівень, тобто рівень, який визначає висоту, на яку піднялася вода в даному місці і вище якого вона вже піднятися не зможе, називається **п'єзометричним рівнем**. Він характеризується абсолютною відміткою, тобто висотою відносно рівня моря.

Підземні води можуть характеризуватися наявністю гідростатичного напору і у випадку моноклінального залягання гірських порід. Це можливе при фаціальному заміщенні проникних порід водостійкими. Вода, яка поступає з області живлення у водопроникні породи, переміщуючись по падінню верстви, досягає глин, які відіграють роль водотриву, при цьому вона накопичується у водоносному шарі під впливом гідростатичного тиску і набуває напірних властивостей. Якщо розкрити такий водоносний шар гірничою виробкою (колодязем або свердловиною), вода підніметься приблизно до висоти області живлення. Подібне накопичення напірних вод також можливе в районах розвитку тектонічних скидів, коли по площині зміщення водоносні верстви перегороджуються водотривкими породами (рис. 5.23).



**Рис. 5.23. Схема екранування напірного водоносного горизонту при тектонічному підкиді**

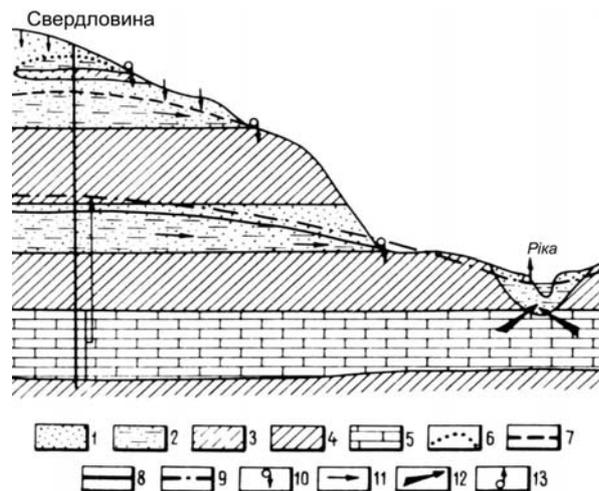
1 – водоносні породи; 2 – водотривкі породи; 3 – відносно водотривкі породи; 4 – п'єзометричний рівень; 5 – напрямок руху артезіанських вод; 6 – висхідне джерело

Режим артезіанських вод у порівнянні з ґрунтовими характеризується більшою стабільністю. Це пояснюється тим, що п'єзометричний рівень мало залежить від кліматичних сезонних коливань.

**Дренаж** (розвантаження) різних типів підземних вод відбувається через

низхідні, висхідні, ерозійні, субмаринні джерела, або шляхом штучного розкриття водоносних горизонтів свердловинами та колодзями (рис. 5.24).

**Джерела** – це природні виходи підземних вод на денну поверхню приурочені, здебільшого, до долин рік, балок, ярів, які прорізають водоносні горизонти, а також до берегів морів. Джерела, які живляться верховодкою та безнапірними міжпластовими ґрунтовими водами, називаються **низхідні**. Джерела, пов'язані з верховодкою, функціонують лише під час випадання та інфільтрації атмосферних опадів, а в посушливі періоди року вони пересихають. Більшість таких джерел приурочено до ерозійних урізів річкових долин і тому їх ще називають **ерозійними джерелами**. У випадку фільтраційної неоднорідності порід, що складають схили ярів, рік, балок, вода може стікати по контакту водоносного та водотривкого пластів, утворюючи **контактові джерела**. При ярусній будові схилів можливий вихід на поверхню декількох низхідних контактових джерел, приурочених до підосви водоносних горизонтів. Здебільшого джерела являють собою поодинокі розрізнені виходи підземних вод, проте іноді зустрічаються також протяжні лінійні виходи вод контактового типу.



**Рис. 5.24. Схематичний гідрогеологічний розріз частини річкової долини (за П.П.Климентовим).**

1 – піски; 2 – піски водоносні; 3 – супіски; 4 – глини; 5 – тріщинуваті вапняки; 6 – рівень верховодки; 7 – рівень ґрунтових вод; 8 – рівень міжпластових безнапірних вод; 9 – рівень артезіанських вод; 10 – низхідні джерела; 11 – напрямок руху безнапірних вод; 12 – дренаж артезіанських вод; 13- висхідні джерела.

**Висхідні джерела** – це джерела, які живляться напірними водами і завдячують своїм походженням гідростатичному тиску. Їхні виходи приурочені до країв областей артезіанських басейнів, або зон розвитку тектонічних порушень, де спостерігаються у вигляді фонтануючих струменів води. Це можуть бути ерозійні джерела напірних вод, або джерела, що проклали собі шлях через відносно слабопроникні відклади, які перекривають водоносний горизонт.

На дні багатьох морів, особливо в області шельфу та континентального схилу, також поширені висхідні струмені підземних вод, які називаються **субмаринними джерелами**.

Всі джерела характеризуються здатністю віддавати певну кількість води за одиницю часу, що називається **дебітом** джерел, який здебільшого вимірюють у літрах на добу (л/доб.). Дебіт низхідних джерел ґрунтових вод непостійний в часі і змінюється залежно від кліматичних умов. У сухі роки та місяці він зменшується, у вологі – збільшується. Найбільш широко поширені мало- та середньодебітні джерела з витратами води до 1 л/добу та 1-10 л/добу відповідно, високодебітні джерела з витратами води 10 і більше літрів на добу, здебільшого, приурочені до піщано-гравійно-галечникових відкладів та сильно тріщинуватих і закарстованих вапняків і, зазвичай, такі джерела дають початок рікам.

Вивчення джерел підземних вод та спостереження за їх режимом (змінюю дебіту і якості води в часі) має велике значення, так як дозволяє судити про **баланс** підземних вод на певній ділянці земної поверхні. Баланс залежить від притоку води у водоносний горизонт, тобто від інтенсивності живлення останнього та від витрат води. Приток води здійснюється наступними шляхами: 1) інфільтрації атмосферних опадів; 2) конденсації пари та проникнення конденсаційної води на

глибини; 3) просочування води рік та поверхневих водоймищ у водоносні горизонти; 4) надходження седиментогенних вод в глибокі артезіанські горизонти.

Витрати води відбуваються через: 1) вихід води на поверхню землі, що призводить до виникнення джерел; 2) підземне живлення відкритих водоймищ та рік; 3) випаровування води, яка піднімається по капілярах до поверхні землі; 4) випаровування через транспірацію, тобто через фізіологічний процес випаровування води рослинами; 5) штучний видобуток води людиною.

Природні води характеризуються властивістю розчиняти гірські породи, мінерали, гази та інші речовини. Навіть дощова вода буває не ідеально чистою. На шляху до поверхні землі вона поглинає пил, який знаходиться в повітрі у завислому стані та різні гази і випадає вже до деякої міри мінералізованою. Підземні води, рухаючись по порожнинах та порах гірських порід, взаємодіють з ними і також змінюють свій склад та властивості. Відбувається процес вилуговування деяких порід або мінералів, розчинення їх і збагачення мінеральними солями підземних вод. Таким чином, усі природні води в тій чи іншій мірі містять певну кількість розчинених в них солей, загальний вміст яких прийнято називати **загальною мінералізацією** води, яка вимірюється в г/л або мг/л.

Згідно з класифікацією, розробленою В.І. Вернадським, усі природні води за ступенем загальної мінералізації поділяються на чотири групи:

- **прісні**, з загальною мінералізацією до 1 г/л;
- **солонуваті**, мінералізація яких становить від 1 до 10 г/л;
- **солоні**, мінералізація яких коливається в межах від 10 до 50 г/л;
- **рони**, або сильно мінералізовані води з загальною мінералізацією вище 50 г/л.

На практиці як питна вода використовуються прісні води з мінералізацією до 1 г/л; слабкосолонуваті води можуть використовуватися для централізованого водопостачання, а

також для зрошення полів; солоні – для виготовлення мінеральних вод, а ропи використовуються виключно в медицині.

Загальний хімічний склад підземних вод визначається вмістом в них найбільш поширених у природі аніонів, таких як  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$  та катіонів –  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ . Співвідношення зазначених шести іонів визначають основні властивості підземних вод – лужність, солоність та жорсткість (рис. 5.25). В залежності від аніонного складу розрізняють три типи води: 1) гідрокарбонатні; 2) сульфатні; 3) хлоридні та ряди гідрокарбонатно-сульфатних, хлоридно-сульфатних і вод більш різноманітного складу. За співвідношенням з катіонами вони можуть бути кальцієвими, магнієвими, натрієвими або змішаними кальцієво-магнієвими, кальцієво-натрієвими, тощо. При характеристиці гідрохімічних типів води на перше місце ставляться аніони, які переважають у загальному складі води. Так, наприклад, прісні води, здебільшого, гідрокарбонатно-кальцієві, або гідрокарбонатно-кальцієво-магнієві, а солонуваті – сульфатно-кальцієво-магнієві.

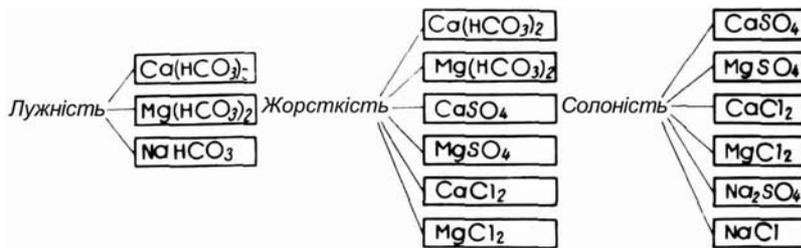


Рис. 5.25. Поєднання хімічних елементів, які визначають властивості води.

У артезіанських басейнах має місце певна **вертикальна гідрогеохімічна зональність**, обумовлена різними гідродинамічними особливостями, вираженими через інтенсивність водообміну. Так, верхня зона, в якій відбувається інтенсивний водообмін характеризується відносно прісним складом води. Для середньої зони з уповільненим водообміном

переважають солонуваті води кальцієво-натрієвого складу з мінералізацією до 4,5 г/л, а більш глибока третя зона, водообмін в якій дуже уповільнений, характеризується наявністю хлоридних вод, мінералізація яких досягає 250-300 г/л. У таких водоносних горизонтах окрім основних аніонів і катіонів, присутні також йод, бром, стронцій, літій та деякі радіоактивні елементи.

В природі, окрім вертикальної, існує і **широтна зональність ґрунтових вод**, обумовлена змінами кліматичних умов та характером розчленування рельєфу земної поверхні. Враховуючи зазначені фактори та особливості формування ґрунтових вод і їх хімічний склад, виділяється дві широтних зони. *Перша* приурочена до районів північної частини півкулі Землі з гумідним кліматом та невисокими плюсовими середньорічними температурами. Це здебільшого води вилуговування та виносу солей, які формуються в умовах, що забезпечують перевагу підземного стоку над випаровуванням. При просуванні з півночі на південь змінюється глибина залягання ґрунтових вод і їх мінералізація від дуже прісних з мінералізацією 0,2-0,5 г/л, до прісних, мінералізація яких складає 0,5-1,0 г/л, і солоних у південних районах, де мінералізація перевищує 10 г/л.

*Друга* зона, або зона континентального засолення, приурочена до аридних (посушливих) областей – це сухі степи, напівпустелі та пустелі, де випадає незначна кількість атмосферних опадів і порівняно високі температури, що сприяють інтенсивному випаровуванню вологи. Відповідно такі зони характеризуються незначним підземним стоком та формуванням солонуватих і солоних вод, а в деяких випадках і ропи.

Особливе місце серед підземних вод посідають **мінеральні води**, до яких відносяться води з активними властивостями, що мають активний вплив на організм людини і використовуються з лікувальною метою. Вони можуть бути різними за температурою, мінералізацією та вмістом лікувальних хімічних компонентів. Серед них виділяються холодні води з температурою до 20 °С, теплі, або субтермальні, температура яких коливається в межах від 20 до 37 °С, термальні з температурою 37-42 °С та гарячі, або

гідротермальні, температура яких вища 42 °С. За складом, властивостями та лікувальним значенням розрізняють декілька груп мінеральних вод, серед яких найбільш відомими є вуглекислі, сірководневі та радіоактивні води, що користуються широким застосуванням у медицині.

Підводячи ризику під короткою характеристикою загальних особливостей підземних вод слід зазначити, що вони займають дуже важливе місце в природі та житті людини, в зв'язку з чим ЮНЕСКО вважає однією з найважливіших проблем сьогодення забезпечення людства прісною водою, її охорону та раціональне використання. Проте, окрім дуже важливої функції забезпечення життя на Землі, підземні води проводять також і велику геологічну роботу, яка проявляється в карстових та зсувних процесах.

**Карст** – це особливий процес розчинення, або вилугування, тріщинуватих розчинних гірських порід підземними та поверхневими водами, в результаті якого на поверхні Землі утворюються різноманітні западини, а на глибині – порожнини, канали та печери.

До розчинних порід, які піддаються карстуванню належать солі, гіпси, вапняки, доломіти та крейдянні відклади. Відповідно з цим, розрізняють соляний, гіпсовий та карбонатний карст, а необхідною умовою його розвитку є:

- наявність розчинних порід;
- тріщинуватість порід, що забезпечує проникнення в них води;
- розчинна властивість води.

Залежно від форми проявлення розрізняють два типи карсту: поверхневий, або відкритий, та покритий карст. **Поверхневий карст** проявляється безпосередньо на поверхні землі, що призводить до суттєвих змін у рельєфі. До поверхневих карстових форм рельєфу відносяться:



*Рис. 5.26. Карри і понори на нижньому плато Чатирдагу в Криму.*

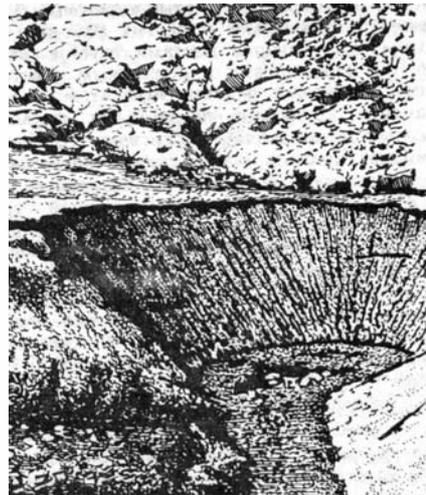
1) **карри**, які являють собою незначні заглиблення у вигляді вибоїн, промоїн та борозн глибиною від декількох сантиметрів до 1-2 м (рис. 5.26);

2) **понори**, якими називаються вертикальні, або похилі порожнини значної глибини, що поглинають поверхневі води;

3) **карстові вирви**, або лійки. Останні є найпоширенішими

серед зазначених форм і залежно від умов розвитку поділяються на: а) вирви поверхневого вилуговування, пов'язані з розчинною дією метеорних вод; б) вирви провальні, які утворюються внаслідок обвалення склепінь підземних карстових порожнин.

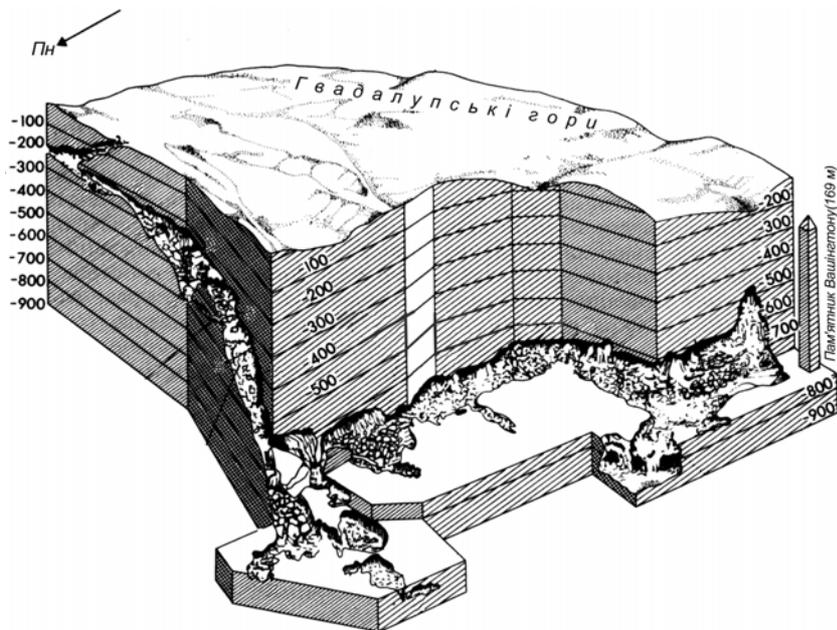
Найбільшими за розмірами поверхневими карстовими формами є **карстові улоговини** (рис. 5.27), **колодязі** та **шахти**, глибина яких може досягати більше ніж 1000 м, а до найбільших підземних форм належать **карстові печери**, які являють собою систему горизонтальних або похилих розгалужених каналів з великими залами та гротами (рис. 5.28). На дні печер можуть бути



*Рис. 5.27. Карстова улоговина Бештекне в Криму.*

озера, або протікати підземні потоки, які сприяють не тільки хімічному вивітрюванню шляхом вилуговування легкорозчинних порід, але й ерозії (розмивання) стінок каналів та печер. Наявність постійного потоку в печерах нерідко пов'язане з поглинанням вод поверхневого річкового стоку.

Окрім руйнівної дії, підземні води сприяють також утворенню певних гірських порід і відкладів. Так, наприклад, у печерах можна виділити декілька генетичних типів відкладів: 1) нерозчинні продукти, або залишкові (після розчинення) утворення, які дістали назву *терра-росса* (червона земля); 2) обвальні накопичення, які є продуктами обвалення склепінь карстових порожнин; 3) алювіальні відклади, що утворюються підземними ріками; 4) озерні відклади; 5) хомогенні утворення, до яких належить вапняковий туф (*травертин*); 6) натічні форми, серед яких найбільш поширеними є *сталактити*, що ростуть від покрівлі печери донизу, та *сталагміти*, які ростуть навпаки, знизу догори (рис. 5.29).



*Рис. 5.28. Блок-діаграма Карлсбадської печери в штаті Нью-Мексіко (за М.М.Світінгом).*

**Покритий карст** відрізняється від поверхневого тим, що закарстовані утворення перекриваються нерозчинними або слабо розчинними гірськими породами. Форми поверхневого вилугування тут відсутні і процес відбувається на глибині. При формуванні покритого карсту здебільшого на поверхні утворюються карстові **суфозійні** тарілкоподібні форми, виражені в просіданні земної поверхні, а також неглибокі понори. На контакті із закарстованими породами відбувається процес переміщення матеріалу з порід які перекривають карст, у розташовані нижче карстові порожнини і, таким чином, утворюються вирви просідання.



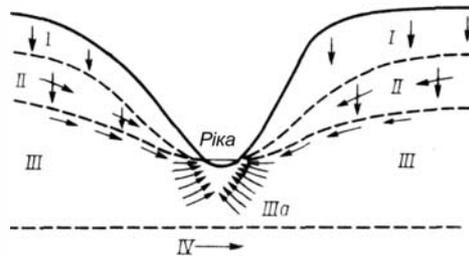
а



б

**Рис. 5.29. Сталактити (а) і сталагміти (б) в Новоафонській печері на Кавказі.**

Ступінь закарстованості масивів розчинних порід залежить від гідродинамічних умов. Враховуючи характер руху та режим підземних вод, Д.С.Соколов виділив декілька гідродинамічних зон (рис. 5.30): I – зона аерації, де інфільтраційні води, з якими пов'язано формування поверхневих карстових форм, характеризуються низхідним рухом; II – зона сезонного коливання рівня тріщинно-карстових вод, для якої характерне горизонтальне переміщення мас води при високому її рівні, та вертикальний рух, що спричиняє направлене вилугування порід – при низькому рівні; III – зона повного насичення, яка знаходиться в сфері дії дренажу гідрографічної мережі, що прорізає масив порід, які піддаються карстуванню. Ця зона має найбільше значення при розвитку підземних карстових печер та каналів.



**Рис. 5.30. Гідродинамічні зони в карстовому масиві (за Д.С.Соколовим)**

I – зона аерації; II – зона сезонного коливання рівня підземних вод з періодичною зміною горизонтального і вертикального руху підземних вод; III – зона насичення водою, що знаходиться в сфері дренажу долини ріки; IIIa – сфера розвантаження підземних вод на дні долини; IV – зона глибокої циркуляції підземних вод поза дренажем гідрографічної мережі. Стрілки вказують напрямок руху води.

Вивчення карсту має велике практичне значення при вирішенні цілої низки народногосподарських задач. Так, наприклад, неврахування карстових явищ при будівництві залізничних доріг може призвести до деформації. При розробці корисних копалин велике значення має правильна оцінка притоку потужних карстово-тріщинних

вод у гірничі виробки, необхідна для попередження і ліквідації обводнення та затоплення останніх. При гідротехнічному будівництві карстові підземні канали можуть бути основною причиною витoku води з водосховищ. Окрім цього карстові явища можуть стати також причиною руйнування промислових та житлових споруд, у зв'язку з чим проектування будівництва останніх не може обійтися без спеціального вивчення карсту і є обов'язковою умовою при проведенні інженерно-геологічних досліджень в районах зведення новобудов.

З діяльністю підземних та поверхневих вод пов'язані також різноманітні зміщення гірських порід до виникнення яких причетні сили гравітації. Підземні води, в даному випадку, відіграють основну роль при формуванні так званих *зсувних процесів*, основним проявом яких є формування зсувів.

**Осуви** – це відрив та переміщення по схилу великої маси гірських порід під впливом сили тяжіння. Найпростіший осув зображений на рисунку 5.31, де

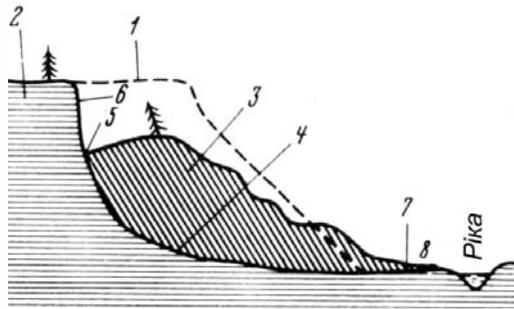


Рис. 5.31. Схема зсувного схилу

1 – первинне положення схилу; 2 – непорушений схил; 3 – осувне тіло; 4 – поверхня ковзання; 5 – тилловий шов; 6 – уступ; 7 – підшова осуву; 8 – джерело.

пунктиром показано первинне положення схилу та будова його одноактного осуву. Поверхня, по якій відбувається відрив маси гірських порід та їх осування, називається **поверхнею ковзання**, породи, які осунулися, називаються **тілом**

**осуву**, а місце поєднання тіла осуву з корінним уступом – **тиловим швом осуву**. Вихід поверхні ковзання в нижній частині схилу називається **підшовою осуву**. В

ряді випадків осуви характеризуються складною будовою. Вони можуть бути представлені серією блоків, зсунутих донизу (рис. 5.32). Такі осуви ще називаються **деляпсивними** (лат. “деляпсу” –

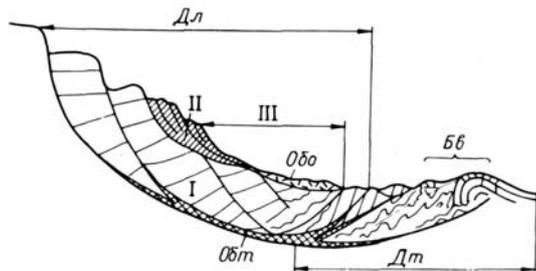


Рис. 5.32. Схема будови складного осуву (за С.В. Шанцером)

ДЛ – деляпсивна частина осуву; Дт – детрузивна частина осуву; Гп – горби випинання; Збт – осувні брекчії тертя; Вбз – відкладені осувні брекчії; I – осуви першого ступеню; II – осуви другого ступеню; III – потоковий осув третього ступеню

падіння, ковзання). Їх нижня частина здебільшого представлена роздробленими та перем'ятими, в результаті тиску розташованих вище блоків, які рухаються, породами. Ця частина осуви називається *детрузивною* (лат. "детрузіо" – зіткнення). Місцями під тиском осувних мас на прилеглих частинах річкових долин утворюються горби випинання.

До основних факторів, які сприяють виникненню осувних процесів, належать: 1) значна крутизна берегових схилів та утворення тріщин бортового відриву; 2) підмивання берега рікою, або абразія моря, що збільшує напружений стан схилу та порушує існуючу рівновагу; 3) випадання великої кількості атмосферних опадів і збільшення ступеню обводнення порід схилів, як поверхневими, так і підземними водами; 4) вплив підземних вод, який визначається суфозією та гідродинамічним тиском; перша призводить до розпушування водоносного шару, що відповідно спричиняє осування розташованої вище частини схилу; другий проявляється при зміні рівня води в ріках при повенях, коли води рік інфільтруються в борти долин та піднімають рівень підземних вод. Спад паводкових вод у ріках відбувається відносно швидко в порівнянні з пониженням рівня підземних вод. В результаті такого розриву між рівнями річкових та підземних вод під впливом гідродинамічного тиску з боку останніх (підземних вод) відбувається видавлювання присхилової частини водоносного шару і, як наслідок, осування порід, які залягають вище.

До виникнення осувів може призвести також похиле залягання верств гірських порід у бік моря або ріки, особливо якщо в складі товщі є глини, які під дією води та процесів вивітрювання набувають пластичних властивостей. Осуви гірських порід можуть бути також спричинені і діями людини. Це штучне підрізання схилів, збільшення їхньої крутизни, додаткове навантаження на схили, спричинене будівництвом різних споруд, руйнування пляжів, тощо.

Таким чином, як впливає із зазначеного вище, серед численних факторів, які сприяють осувним процесам, головна роль належить підземним водам. Слід також зазначити, що осуви

наносять велику шкоду народному господарству, в зв'язку з чим вивчення закономірностей їх виникнення має велике значення при розробці низки заходів, спрямованих на боротьбу з ними, а також при прогнозуванні їх розвитку.

Боротьба з осушувальними процесами може проводитися різними методами залежно від причин, які призводять до осувоутворення. В окремих випадках це можуть бути заходи, спрямовані на виположування схилів, в інших – будівництво біля підніжжя схилів бетонних стін, заглиблених в непорушені корінні породи та засипання між стінкою і схилом піщано-гравійного матеріалу, який добре пропускає воду. Призначення піщано-гравійних перегородок полягає в тому, щоб вони перегороджували та відводили підземні води, що поступають зі схилів. При захисті берегів, які інтенсивно руйнуються та підмиваються рікою або морем, будуються так звані спрямовуючі греблі, хвилелом, тощо. В районах, де головною причиною виникнення осувів є зволоження схилів поверхневими водами, застосовуються дренажні канали.

### **Запитання для самоперевірки**

1. *Охарактеризуйте генетичні типи підземних вод.*
2. *Як діляться підземні води за гідродинамічними характеристиками?*
3. *Наведіть хімічну характеристику підземних вод.*
4. *За яких умов утворюються артезіанські води ?*
5. *Що таке карст і які існують поверхневі та глибинні карстові форми ?*
6. *Охарактеризуйте механізм утворення каррів і каррових вирв.*
7. *Що таке осуви?*
8. *Охарактеризуйте фактори, що спричиняють осувоутворення*