

Лекція

ХІМІЧНИЙ СКЛАД ПІДЗЕМНИХ ВОД

План лекції:

1. Поняття «хімічний склад» води.
2. Макрокомпоненти.
3. Другорядні компоненти.
4. Мікрокомпоненти.
5. Радіоактивні елементи.
6. Органічні речовини та мікроорганізми.
7. Розчинені у воді гази.
8. Колоїди та механічні суміші.

У природних умовах вода не зустрічається в хімічно чистому вигляді. В ній завжди присутня деяка кількість речовин, з якими вона стикається в процесі кругообігу. Тому природна вода, а тим паче підземна, завжди являє собою розчин дуже складного вмісту.

Під *хімічним складом* води розуміють весь комплекс газів, іонів, колоїдів мінерального та органічного походження, який в ній знаходиться у природних умовах. У підземних водах розчинена значна кількість різних речовин. У ній знайдено більш ніж 70 % хімічних елементів із 104, які відомі на Землі. Більша їх частина присутня в такій незначній кількості, що не впливає на властивості води.

Хімічний склад води з деякою умовністю можна поділити на 7 груп: макрокомпоненти (головні компоненти), другорядні компоненти, мікрокомпоненти, радіоактивні елементи, органічні речовини та мікроорганізми, розчинені у воді гази, колоїди та механічні суміші.

Сума всіх виявлених у воді хімічних елементів і сполук при хімічному аналізі визначає її *мінералізацію*.

Макрокомпоненти

Макрокомпоненти або головні компоненти хімічного складу води представлені аніонами та катіонами, які складають розчинні сполуки. Вони завжди присутні у воді і є основною частиною мінерального складу води: у прісній воді їх – 90-95 %, у високо мінералізованій – більше 99 %. Різке перевищення макроелементів у підземних водах пояснюється значним поширенням їх у гірських породах (високі кларки). Макрокомпоненти визначають тип хімічного складу води і найголовніші її властивості. Представлені вони вісьмома іонами, з яких чотири – позитивно заряджені (катіони) – Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ і чотири негативно заряджені (аніони) – Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} . Нижче наведена коротка характеристика основних макрокомпонентів хімічного складу води.

Аніони. *Хлоридний іон* (Cl^-) – звичайний складовий компонент мінерального залишку води. Він легко переноситься водою і зустрічається в підземних водах будь-якої мінералізації – від прісних до розсолів. Відносний вміст іона хлору у воді збільшується з ростом її мінералізації. Приблизно після мінералізації 5 г/дм^3 іон Cl^- стає першим переважаючим аніоном у воді і зберігається таким аж до розсолів. Вміст його у воді змінюється в широких межах – від одиниць до сотень г/дм^3 (рис. 1.1).

У земній корі міститься порівняно невелика кількість хлоридів – близько 0,2 % від її маси. Хлориди присутні в багатьох мінералах – содаліт, апатит, слюди тощо, але існуючі джерела не змогли б забезпечити такої кількості хлоридів, яка є в океанах від початку їх утворення. Вважається, що головним джерелом накопичення хлору є порівняно невелике, але постійне надходження його з вулканічних (фумарольних) газів.

Джерелом надходження хлору в підземні води є древні морські басейни, кам'яна сіль, яка залягає у вигляді пластів, штоків, а також розсіяна у вивітрілих магматичних породах. У водах неглибокого залягання основним джерелом неорганічного хлору є концентрація його при випаровуванні атмосферних опадів і розчинення сольового пилу атмосфери, особливо в аридних районах.

Причинами дуже вільної міграції іона хлору є:

- а) у нього практично відсутній бар'єр розчинності, оскільки з головними катіонами він утворює добре розчинні сполуки (NaCl , MgCl_2 , CaCl_2 , KCl);
- б) у хлор-іона немає біологічного бар'єра – рослини та мікроорганізми його не вживають, тварини хоча і використовують у вигляді NaCl , але не зв'язують його, а виділяють разом з екскрементами;
- в) іон-хлор мігрує в розчинах будь-якої концентрації у вигляді вільного іона;
- г) він належить до числа негативно гідратуючих іонів, оскільки розупорядковує структуру води і знижує структурний тиск розчину.

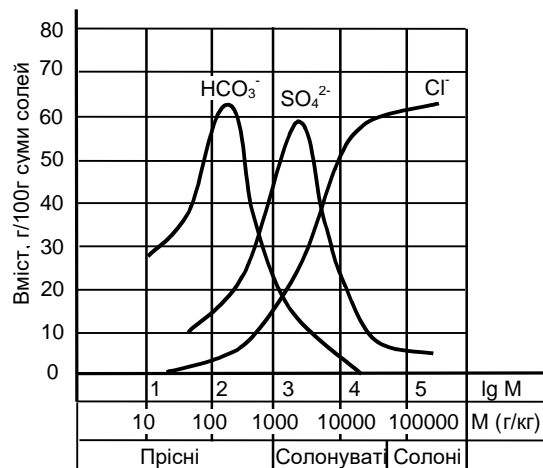


Рис. 1.1. Відносна роль головних аніонів у формуванні хімічного складу підземних вод різної мінералізації

Розупорядковуючий ефект сприяє високій рухливості Cl^- у розчині. Внаслідок зниження структурного тиску іони хлору легко утримуються в розчині на великих глибинах. Вирішальними у вільній міграції Cl^- є перші дві причини.

Сульфатні іони (SO_4^{2-}) розповсюджені в підземних водах значно менше, ніж хлор-іони. Вони є характерними для водоносних горизонтів, які залягають близько до поверхні землі. Приблизно до мінералізації 3-4 г/дм³ відносна частка SO_4^{2-} в розчині підвищується. Після чітко вираженого максимуму, коли сульфат-іон переважає у воді, його роль зменшується (рис. 9.1). Кількість сульфат-іона у воді коливається від одиниць до перших десятків г/дм³. Високі концентрації сульфат-іона характерні для підземних вод на ділянках сульфідних родовищ і у приповерхневих водах. Зустрічаються зовсім безсульфатні води. Вони характеризуються високою мінералізацією і розповсюджені переважно в районах нафтових родовищ.

Така особливість міграційних властивостей сульфат-іона пояснюється таким:

а) в іона SO_4^{2-} чітко виражений бар'єр розчинності – вміст його у воді лімітується присутністю іона Ca^{2+} , з яким сульфат-іон легко утворює слаборозчинну сіль CaSO_4 ;

б) у сульфат-іона простежується біохімічний бар'єр – за допомогою сульфатредуючих бактерій SO_4^{2-} відновлюється до сірководню H_2S ;

в) іон SO_4^{2-} – позитивно гідратуючий іон, який сприяє підвищенню структурного тиску розчину, тому він легко мігрує в поверхневих і приповерхневих водах;

г) знаходження SO_4^{2-} на великих глибинах ускладнене спільною дією біохімічного бар'єра та явищем додатної гідратації.

Основним джерелом іонів SO_4^{2-} у підземних водах є осадові породи, до складу яких входять гіпс і ангідрид, а також родовища сульфідів (галеніт, пірит). Значна кількість сульфідів і особливо сірководню виділяється при виверженні вулканів.

Гідрокарбонатні (HCO_3^-) і карбонатні (CO_3^{2-}) іони є похідними вугільної кислоти і перебувають з нею в рівноважному співвідношенні:



Ці іони у підземних водах зв'язані з іонами кальцію та магнію.

Зміна одного із членів цієї рівноваги тягне за собою зміну іншого, утворюючи карбонатну систему хімічної рівноваги. Іон HCO_3^- зустрічається у всіх природних водах, окрім кислих. Іони HCO_3^- та CO_3^{2-} переважають у водах із низькою мінералізацією. Прісні води – найчастіше гідрокарбонатні.

Міграція іонів HCO_3^- та CO_3^{2-} ще більш ускладнена, ніж сульфат-іона. Максимум ролі цих іонів, коли вони є першими переважаючими аніонами, настає при мінералізації води 0,5 г/дм³. Потім відносна роль їх у розчині

різко падає. Вміст HCO_3^- у воді звичайно не перевищує перших десятків мг/дм^3 і лише в особливих випадках у поверхневих водах може досягати 10 г/дм^3 . Іон CO_3^{2-} присутній у воді ще в меншій кількості.

Причини ускладненої міграції іонів HCO_3^- і CO_3^{2-} такі:

а) у них чітко виражений бар'єр розчинності – солі, які утворюються з основними катіонами, слабо розчинні (максимальна розчинність CaCO_3 – $1,9 \cdot 10^{-4} \text{ г/дм}^3$);

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

в) схильність HCO_3^- і CO_3^{2-} до утворення іонних пар зі зростанням мінералізації розчину знижує концентрацію цих іонів;

г) обидва іони – позитивно гідратуючі, що підвищує структурний тиск і сприяє вільній міграції їх у приповерхневих підземних і поверхневих водах.

Джерелом HCO_3^- і CO_3^{2-} у природних водах є різні карбонатні породи: вапняки, доломіти, мергелі тощо та карбонатний цемент багатьох осадових порід.

Катіони. *Іони натрію* (Na^+) – за розповсюдженням у воді серед катіонів знаходяться на першому місці. Подібно хлор-іону, відносний вміст Na^+ зростає з підвищенням мінералізації води. Першим переважаючим катіоном він стає при мінералізації близько 1 г/дм^3 і залишається таким аж до розсолів. Лише в дуже міцних розсолах відносна роль Na^+ зменшується (рис. 1.2).

Вміст іона натрію у природних водах коливається від декількох мг/дм^3 до сотень г/дм^3 .

Характер вільної міграції іона натрію пояснюється таким:

а) в іона натрію практично відсутній бар'єр розчинності, з головними аніонами він утворює добре розчинні солі (Na_2CO_3 , Na_2SO_4 , NaCl тощо);

б) біохімічний бар'єр у Na^+ немає великого значення (живими організмами не утримується);

в) схильність до утримання іонних пар проявляється лише за високої мінералізації;

г) іон Na^+ – позитивно гідратуючий іон, з малою енергією гідратації, але оскільки Na^+ за високих концентрацій присутній у воді разом із Cl^- (негативно гідратуючий іон із дуже високою енергією гідратації), то сумарний ефект цієї пари – негативний (зменшується структурний тиск, розупорядковується структура води).

Джерелами надходження Na^+ у воду є продукти вивітрювання вивержених порід – алюмосилікатів (альбіт, плагіоклаз тощо). Іншим важливим джерелом Na^+ служать поклади його солей, головним чином кам'яної солі, і розсіяні у породах і ґрунтах його сполуки (галіт, мірабіліт тощо). Особливо великий

вміст натрію у ґрунтових водах посушливих областей, де солі натрію часто приводять до засолення ґрунтів і утворення солончаків.

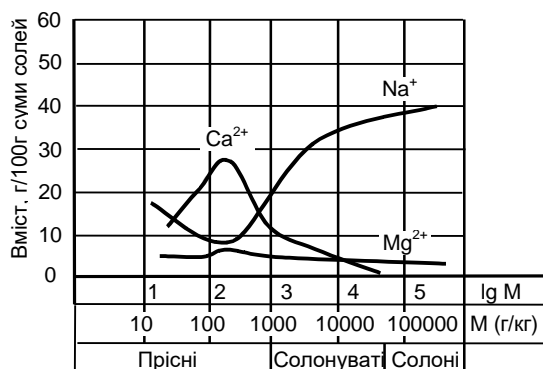


Рис. 1.2. Відносна роль головних катіонів у формуванні хімічного складу підземних вод різної мінералізації

Іони калію (K^+) розповсюджені так само широко, як і Na^+ . Солі калію (KCl , K_2SO_4 , K_2CO_3 тощо) мають дуже високу розчинність, але, на відміну від іона натрію, відносна роль K^+ у воді знижується зі зростанням її мінералізації. Найбільш різко це відбувається в інтервалі до 3 г/дм^3 (рис. 9.2).

Кількість K^+ у воді зазвичай не перевищує $4-5 \text{ г/дм}^3$ і становить $4-10 \%$ від вмісту натрію.

Особливості міграції K^+ у воді пояснюються таким:

а) іон калію має чітко виражений біохімічний бар'єр – інтенсивно споживається і зв'язується живою речовиною (накопичується в листі, насінні, плодах рослин, посилює водоутримуючі здібності протоплазми, у тварин входить до складу крові, молока тощо);

б) у K^+ добре виражений сорбційний бар'єр – легко переходить в адсорбційний стан, а потім і кристалічну ґратку глини.

Основним джерелом надходження K^+ у воду є вивітрілі силікати (ортоклаз, мікроклін, мусковіт тощо).

Іони кальцію (Ca^{2+}) мігрують у природних водах подібно іону HCO_3^- . Відносна роль іона Ca^{2+} серед інших катіонів максимальна при мінералізації води близько $0,5 \text{ г/дм}^3$ (див. рис. 9.2). З подальшим зростанням мінералізації його значення падає. Вміст Ca^{2+} у природних водах змінюється від декількох м/дм^3 до перших сотень г/дм^3 .

Особливості міграції Ca^{2+} пояснюються таким:

а) у Ca^{2+} виражений бар'єр розчинності (утворює слабкорозчинні солі $CaCO_3$, $CaSO_4$), у зв'язку із чим він легко мігрує лише в розбавлених розчинах;

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

в) у Ca^{2+} дуже виражений біохімічний бар'єр – він є головним елементом живої речовини (входить до тканин вищих рослин, крові, відіграє важливу роль у будові скелета);

г) іон кальцію схильний до утворення іонних пар зі зростанням мінералізації;

д) Ca^{2+} – позитивно гідратуючий іон, що підвищує структурний тиск та упорядковує структуру води.

Джерелом іона Ca^{2+} у воді є вапняки, доломіти, гіпси, ангідрити, продукти вивітрювання кальцієвмісних силікатів.

Іони магнію (Mg^{2+}) розповсюджені в земній корі подібно до іону кальцію. Розчинність його солей вища, ніж у Ca^{2+} , але в хімічному складі природних вод іон Mg^{2+} відіграє підпорядковану роль. Іони магнію присутні майже у всіх природних водах, але ніколи не домінують (рис. 9.2).

Причинами міграційних властивостей Mg^{2+} є:

а) у Mg^{2+} чітко проявляється біохімічний бар'єр – магній поглинається та засвоюється рослинними організмами (бере участь у фотосинтезі, білковому обміні);

б) у Mg^{2+} добре виражений сорбційний бар'єр – легко переходить в адсорбційний стан, а потім у кристалічну гратку глинистих мінералів;

в) іон Mg^{2+} схильний до утворення іонних пар, що утруднює його міграцію зі зростанням мінералізації;

г) Mg^{2+} – позитивно гідратуючий іон, що проявляється у значному підвищенні структурного тиску розчину, тому його міграція на великих глибинах утруднена.

Надходить іон Mg^{2+} у воду при вилуговуванні доломітів, мергелів і продуктів вивітрювання основних (габро) та ультраосновних (дуніт, перидотит) порід.

Із співвідношення міграційних кривих аніонів та катіонів видно, що переважаючими компонентами є:

а) у прісних водах – іони HCO_3^- і Ca^{2+} ;

б) у солонуватих водах – SO_4^{2-} і Ca^{2+} або SO_4^{2-} і Na^+ ;

в) у солоних та розсільних водах – Cl^- і Na^+ .

Другорядні компоненти

До другорядних компонентів належать ті, які характеризуються або високим кларком і низькою розчинністю, або низьким кларком і доброю розчинністю солей. На відміну від головних компонентів, вони присутні у природних водах у підпорядкованій кількості. До другорядних прийнято відносити: азотні сполуки (NH_4^+ , NO_3^- , NO_2^-), двоокис кремнію (SiO_2), залізо (Fe), алюміній (Al). Вони майже завжди присутні у воді, але вміст їх невеликий, бо одна з визначальних їх ознак пригнічена.

Азотні сполуки надходять у воду внаслідок мікробіологічних процесів та діяльності людини. Іони амонію (NH_4^+) утворюються при розкладанні білка

тварин і рослин під дією бактерій-амоніфікаторів. У природних водах вміст амонію звичайно не перевищує 0,01-0,1 мг/дм³ і лише у водах нафтових родовищ сягає 100-200 мг/дм³. Іон NH₄⁺ – нестійкий. У присутності кисню під впливом бактерій-нітрифікаторів амоній переходить у нітрит (NO₂⁻), а потім у нітрат (NO₃⁻). Вміст NO₃⁻ і NO₂⁻ у природних водах не перевищує 0,01-0,5 мг/дм³ і лише в ґрунтових водах у районах, де в ґрунти вносяться азотні добрива, вміст NO₃⁻ може досягати 2-3 г/дм³.

Оскільки азотні сполуки – продукт розкладання білків, які є сприятливим середовищем для розвитку хвороботворних бактерій, вони служать показником забруднення підземних вод. Іони NH₄⁺ і NO₂⁻ свідчать про "свіже" забруднення, іони NO₃⁻ про "старе", а за наявності аміаку та азотної кислоти про небезпечне "свіже" забруднення. Вміст NO₃⁻ у питних водах не повинен перевищувати 45 мг/дм³ (викликає захворювання крові у дітей і тварин), наявність NH₄⁺ і NO₂⁻ не допускається взагалі, у крайньому випадку – лише сліди. При значному вмісті нітритів воду не можна використовувати і для ряду технічних процесів – бродіння, фарбування тканин тощо.

Залізо широко розповсюджене у природній воді у двовалентному (Fe₂⁺) і тривалентному (Fe₃⁺) станах. Закисле залізо (Fe₂⁺) легко мігрує в кислих водах і дуже слабо у прісних, іон нестійкий і легко переходить в окисне залізо (Fe₃⁺), яке мігрує у воді дуже слабо. Природні води – найчастіше нейтральні, тому вміст заліза в них звичайно не перевищує перших одиниць мг/дм³. Тільки в сильно кислих водах він досягає 100 мг/дм³. Залізо в невеликих кількостях – корисний компонент, оскільки бере участь у кровотворенні, але вміст його в питних водах не повинен перевищувати 0,3 мг/дм³.

Марганець мігрує в підземних водах у вигляді Mn²⁺, MnSO₄. Іноді його концентрація досягає 75 мг/дм³ (у глибоких водоносних горизонтах). У підземних водах він поширений всюди, часто разом із залізом.

Алюміній в земній корі є одним із найпоширеніших елементів. Однак у підземних водах він відрізняється малою рухливістю і тому зустрічається в мікрокількостях.

Кремній є самим розповсюдженим елементом у земній корі. Але у зв'язку зі слабкою розчинністю силікатних мінералів і солей кремнію його вміст в підземних водах, як правило, відносно незначний, і переважно – у вигляді двоокису кремнію.

Мікрокомпоненти

Під мікрокомпонентами розуміють хімічні елементи та сполуки, вміст яких у підземних водах не перевищує 10 мг/дм³ (іноді їх вміст досягає 100 мг/дм³). Звісно вказані кількісні межі є умовними, оскільки у природних умовах іноді зустрічаються води, вміст мікрокомпонентів в яких перевищує в сотні разів ці межі. Так, у деяких високомінералізованих розсолах концентрація броміду може досягати 10 г/дм³.

До мікрокомпонентів відносять такі елементи: J, Br, Li, B, F, Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, As, Mo, Ba, та такі рідкісні, як Rb, Au, Hg. Мікрокомпоненти не

визначають хімічний тип підземних вод, але надають їм деяких специфічних властивостей.

Встановлено, що значна кількість із них має великий вплив на життєдіяльність людини, тварин і рослин (J, F, B, Co, Cu, Zn тощо). У деяких місцях перевищення або нестача мікрокомпонентів у воді призводить до захворювань. Такі хвороби називають **геохімічними ендеміями**. Найбільш відомим із таких захворювань є ендемічний зоб (захворювання щитовидної залози), обумовлений нестачею йоду (J) в зовнішньому середовищі.

Висока концентрація у воді фтору (F) приводить до захворювання ендемічним флюорозом (захворювання зубів та кісткового скелета). У питній воді вміст фтору не повинен перевищувати $1,5 \text{ мг/дм}^3$ при оптимальній нормі його $0,8-1,0 \text{ мг/дм}^3$. Захворювання флюорозом починається за наявності у воді фтору кількістю $4-6 \text{ мг/дм}^3$.

Деякі мікрокомпоненти (B, J, Sr) використовуються для визначення умов формування підземних вод. Так, у ґрунтових водах співвідношення B і Cl становить близько $2 \cdot 10^{-4}$, у розсолах нафтових родовищ – $0,02$, у термальних водах – до $0,1$.

Великий вміст деяких мікрокомпонентів у підземних водах дозволяє використовувати останні як мінеральну сировину для видобутку корисних компонентів (J, B, Br, Zn). Крім того, підвищений вміст мікрокомпонентів у підземних водах є пошуковим критерієм на рудні корисні копалини.

Радіоактивні елементи

Відмінною ознакою радіоактивних елементів є нестійкість їх ядер, у результаті чого відбувається їх постійний розпад з утворенням інших елементів, а також виділення радіоактивного випромінювання.

Серед природних ізотопів виділяють первинні та вторинні. Перші містяться в первісних породах Землі і характеризуються тривалим періодом напіврозпаду (K^{40} , Rb^{27} , Th^{232} , U^{235} , U^{238}), до вторинних належать Ra^{226} , Ra^{228} , Rn^{222} .

Концентрації радіоактивних компонентів виражаються як у ваговій формі (мг/дм^3 , г/дм^3 , г/кг), так і в одиницях радіоактивного випромінювання (кюри тощо).

Уран зустрічається у всіх підземних водах у мікрокількостях – $1 \cdot 10^{-6}-1 \cdot 10^{-7} \text{ г/дм}^3$ і лише на уранових родовищах концентрація його збільшується до $5 \cdot 10^{-4} \text{ г/дм}^3$. У питних водах вміст урану не повинен перевищувати $5 \cdot 10^{-5} \text{ г/дм}^3$. Наявність у воді U^{238} свідчить про небезпеку хімічної токсичності.

Радій є другорядним елементом: Ra^{226} – продукт розпаду U^{238} , Ra^{228} утворюється від Th^{232} . Радій добре сорбується глинистими породами та каолінами, тому рухливість його в гідросфері дуже мала. У глибоких горизонтах та на родовищах урану концентрація радію сягає $1 \cdot 10^{-9} \text{ г/дм}^3$. У питних водах допускається вміст радію до $1 \cdot 10^{-11} \text{ г/дм}^3$. Ra^{226} вважається найтоксичнішим з усіх неорганічних речовин.

Радон – це радіоактивний газ, продукт еманції радію. Має 12 короткоживучих ізотопів, з яких найбільш розповсюджений Rn^{222} , що утворюється від розпаду Ra^{226} . Період напіврозпаду Rn^{222} – 3,8 доби.

Зустрічається радон у підземних водах, які контактують із радіоактивними породами (у тектонічних розломах кристалічних порід, на уранових родовищах). Вміст Ra^{222} тут коливається від одиниць до декількох тисяч еман.

Калій-40 становить близько 0,012 % природного калію, але забезпечує майже весь радіоактивний фон підземних вод. У питних водах кількість його не перевищує $3 \cdot 10^{-4}$ мг/дм³. Вміст K^{40} у питних водах не вважається небезпечним для здоров'я людини.

Тритій (H^3) і радіовуглець (C^{14}) утворюються у верхніх шарах атмосфери під дією космічного випромінювання. Період напіврозпаду H^3 – близько 12,5 років. Наявність H^3 у підземних водах атмосферного походження використовується для визначення їх віку, умов руху та формування. Радіовуглець (C^{14}) мігрує в підземних водах у вигляді $C^{14}O^2$. Період напіврозпаду C^{14} – $5,5 \cdot 10^3$ років. За співвідношенням C^{14}/C^{12} визначають вік органічних залишків або карбонатних сполук, а також підземних вод, в яких розчинені карбонатні мінерали.

Органічні речовини та мікроорганізми

У підземних водах з органічних речовин найчастіше зустрічаються гумінові кислоти, бітуми, феноли, жирні кислоти, нафтенати та ін. Джерелами надходження органічних речовин у підземні води є атмосферні та поверхневі води, ґрунти, поклади нафти, вугілля, торфу тощо.

Загальна кількість органічних речовин у воді визначається за значеннями окислювальності (кількості кисню чи марганцевокислого калію ($KMnO_4$), яка витрачається на окислення органічної речовини). При цьому вважається, що 1 мг кисню чи 4 мг $KMnO_4$ відповідають 21 мг органічної речовини.

Органічні речовини у воді на невеликій глибині тваринного походження та продукти лугової та лісової рослинності. Представлені вони складними гуміновими сполуками у вигляді колоїдних розчинів і надають воді жовтуватого кольору.

Мікроорганізми в підземних водах представлені різними бактеріями, які належать до числа одноклітинних, рідше багатоклітинних. Вірогідною межею розповсюдження їх у підземній гідросфері є межа температур вище $100^{\circ}C$, яка найчастіше відмічається на значних глибинах (4-5 км) від денної поверхні. Найбільш густо населена бактеріями верхня ґрунтова зона глибиною від 0,5 до 1,5 м, де життєдіяльність мікроорганізмів відбувається в окислювальному середовищі (аеробні бактерії). На значних глибинах також присутні бактерії, життєдіяльність яких відбувається у відновлювальному середовищі (анаеробні бактерії).

Бактерії беруть активну участь у формуванні хімічного складу води, переробляючи в процесі своєї життєдіяльності органічні та неорганічні сполуки. Найчастіше – це залізобактерії, сіркобактерії, бактерії-нітрифікатори тощо. Деякі бактерії нешкідливі для організму, деякі – хвороботворні.

Розчинені у воді гази

З газів, які присутні в підземних водах, найбільш поширені: кисень (O_2), вуглекислий газ (CO_2), сірководень (H_2S), метан (CH_4), азот (N_2) тощо. Гази у воді знаходяться в розчиненому стані. При зменшенні тиску вони переходять у вільний стан і виділяються з води. Ці гази набагато змінюють деякі якості і хімічну активність води; деякі газові компоненти визначають лікувальні властивості мінеральних вод, посилюють властивості підземної води як розчинника гірських порід, надають воді агресивних властивостей щодо бетону і металів тощо.

Особливо важливими компонентами, які й визначаються під час дослідження підземних вод, є вуглекислий газ, сірководень і кисень.

Неглибокі горизонти підземних вод, як правило, характеризуються вуглекисло-азотно-кисневим газовим складом. З глибиною газовий склад підземних вод змінюється. Газовий склад є регіональною "похідною" загально геологічних і тектонічних умов.

Кисень – переважно атмосферного походження, тому міститься, в основному, у водах приповерхневої частини земної кори (у зоні аерації, ґрунтових та артезіанських водоносних горизонтах, які залягають неглибоко). Іноді тектонічними зонами розломів у гірсько-складчастих областях разом із водами атмосферного походження кисень проникає на більші глибини – сотні і тисячі метрів. Розчинність кисню у воді зменшується з підвищенням температури (табл. 9.1).

Вміст кисню в підземних водах змінюється від 0 до 15 мг/дм³. Кисень є окислювачем для речовин зі змінною валентністю (Fe^{2+} , Mn^{2+} , Cu^{2+} , S^{2-} , HS , органічних речовин та ін).

Вуглекислий газ надходить у підземні води з повітря атмосфери, виникає при біохімічних і хімічних процесах, які проходять у товщах земної кори, а також при вулканічних та метаморфічних процесах. При метаморфізації вуглекислота з гірських порід виділяється внаслідок дії на них температури близько 400⁰С. Вміст CO_2 в підземних водах зменшується зверху вниз, але межа його розповсюдження значно нижча, ніж у O_2 . Концентрація CO_2 у воді коливається від 0 до 25 мг/дм³, на родовищах мінеральних вод вона сягає 2-3 г/дм³ (див. табл. 9.1).

Таблиця 1.1. Розчинність кисню та вуглекислого газу у воді при нормальному атмосферному тиску залежно від температури

°C	Кисень		Вуглекислий газ	
	мг/дм ³	см ³ /дм ³	мг/дм ³	см ³ /дм ³
0	14,56	10,19	3343	1713
10	11,25	7,87	2316	1194
15	10,06	7,04	1916	1019
20	9,09	6,36	1689	878

Сірководень накопичується у воді переважно внаслідок відновлення сульфідів під дією десульфатуючих анаеробних бактерій, в умовах високих

тиску та температури і при вулканічних процесах. Кількість H_2S у підземних водах коливається частіше від 0 до 50 мг/дм^3 і лише в межах газонафтових родовищ досягає $1000\text{-}2000 \text{ мг/дм}^3$. Сірководень, розчинений у воді, служить відновлювачем для всіх рудоутворювальних елементів зі змінною валентністю, які містяться в розчині.

Водень накопичується в підземних водах у процесі дисоціації води, при розкладанні органічних речовин, вулканічних процесах, а також при гідролізі солей важких металів (сульфатів заліза, міді). Концентрація іонів водню в підземних водах змінюється від $1 \cdot 10^{-4}$ до $1 \cdot 10^{-9}$.

Метан у підземних водах утворюється в результаті біохімічних процесів при розкладанні органічних речовин у нафтогазових та вугільних районах, у районах боліт і торф'яних озер. Вміст CH_4 в підземних водах досягає $50 \text{ см}^3/\text{дм}^3$.

Азот і шляхетні гази (гелій, неон, аргон, криптон, ксенон) є інертними газами. У підземних водах вони атмосферного, біогенного та радіогенного походження. За вмістом деяких із них (гелій, аргон) визначають вік підземних вод глибоких горизонтів. Частку азоту визначають за аргоновим коефіцієнтом:

$$a = \frac{Ar \cdot 100}{N_2} \cdot 1,18.$$

Вона змінюється від часток до цілої одиниці; якщо його значення наближається до одиниці, то в газовій фазі перевищує азот атмосферного походження.

Колоїди та механічні домішки

Колоїди та механічні домішки в підземних водах зустрічаються дуже рідко. Розміри їх часток у десятки разів перевищують розміри часток істинних розчинів. У підземних водах зустрічаються переважно колоїди алюмінію, заліза, кремнезему. У колоїдних частках SiO_2 нараховується, наприклад, декілька сотень молекул. Колоїди мають велику питому внутрішню поверхню часток і електричний заряд, що сприяє активній сорбції інших часток. Заряди часток одного і того самого колоїду однакові, тому вони можуть тривалий час міститися в розчині, не злипаючись, доки зовнішній вплив не зніме заряду.

Частки механічних домішок дуже великі (більше 100 мк) і можуть знаходитися у воді, яка рухається зі значною швидкістю (карстові води).

Питання для самоконтролю:

1. Які сполуки входять до складу макрокомпонентів?
2. Чим пояснюються висока міграційна властивість іонів Cl^- та Na^+ у підземних водах?
3. Які властивості надають воді мікрокомпоненти?
4. Чим спричинена радіоактивність підземних вод?
5. Назвіть джерела надходження газів у підземних водах.