

Мікрокомпоненти

Під мікрокомпонентами розуміють хімічні елементи та сполуки, вміст яких у підземних водах не перевищує 10 мг/дм^3 (іноді їх вміст досягає 100 мг/дм^3). 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 бромиду може досягати 10 г/дм^3 .

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 (кюрі 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 100^0C , 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 (Fe²⁺, Mn²⁺, Cu²⁺, S²⁻, 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 400⁰ С. Вміст CO₂ в підземних водах зменшується зверху вниз, але межа його розповсюдження значно нижча, ніж у O₂. Концентрація CO₂ у воді коливається від 0 до 25 мг/дм³, на родовищах мінеральних вод вона сягає 2-3 г/дм³ (див. табл. 1).

Таблиця 1.

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

°С	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 H₂S у підземних водах коливається частіше від 0 до 50 мг/дм³ і лише в межах газонафтових родовищ досягає 1000-2000 мг/дм³. 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*10⁻⁴ до 1*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 CH₄ в підземних водах досягає 50 см³/дм³.

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 SiO₂ 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).

ОБРОБКА ТА СИСТЕМАТИЗАЦІЯ РЕЗУЛЬТАТІВ ХІМІЧНОГО АНАЛІЗУ ПІДЗЕМНИХ ВОД

Хімічні дослідження води проводяться для визначення хімічних властивостей та хімічного складу підземних та будь-яких інших вод.

У практиці гідрогеологічних робіт хімічні аналізи проводяться для вирішення таких основних завдань: 1) вивчення закономірностей розповсюдження та формування підземних вод різного складу; 2) оцінка хімічного складу та фізичних властивостей підземних вод для питного, технічного, сільськогосподарського, лікувального та інших видів використання; 3) використання хімічного складу підземних вод як пошукового критерію на родовищах корисних копалин; 4) оцінка підземних вод як хімічної сировини для видобутку корисних хімічних компонентів (йод, бром, бор).

Типи хімічних аналізів води

Хімічні аналізи підземних вод поділяються на такі типи: польові, скорочені, повні та спеціальні.

Польовий хімічний аналіз виконується в польових умовах за допомогою похідної лабораторії, при цьому визначають органолептичні властивості, рН, Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, CO₃²⁻, NO₃⁻, Ca²⁺, Fe²⁺, Fe³⁺, CO₂, H₂S, O₂, розрахунком знаходять Na⁺, K⁺, Mg²⁺, усуну жорсткість, суму мінеральних речовин. Польові аналізи проводяться зазвичай у великій кількості з метою отримання попередньої характеристики складу підземних вод району, що вивчається.

Скорочений хімічний аналіз виконується у стаціонарних умовах і визначає: рН, Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, Fe²⁺, Fe³⁺, NH₄⁺, NO₂⁻, H₂S, CO₂, H₂SiO₃, окислювальність, обчислюванням визначають Na⁺ + K⁺, жорсткість загальну, усуну. Скорочений аналіз проводиться в стаціонарних лабораторіях із застосуванням більш точних методів. Виконуються вони при масових визначеннях в періоди пошуків підземних вод для отримання попередньої порівнювальної характеристики декількох водоносних горизонтів.

Повний хімічний аналіз включає визначення органолептичних властивостей, рН, Eh, Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, CO₃²⁻, NO₃⁻, Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Fe²⁺, Fe³⁺, NH₄⁺, NO₂⁻, CO₂, H₂S, H₂SO₂, окислювальність, загальну та усуну жорсткість, CO₂ агресивну. Повні аналізи проводяться в стаціонарних лабораторіях при детальному вивченні водоносних горизонтів.

Спеціальний хімічний аналіз проводиться за необхідності визначення мікрокомпонентів або інших речовин, які не встановлюються при повному аналізі. Такі аналізи проводяться по особливому завданню відповідно до цільового призначення досліджень.

Форми вираження результатів хімічних аналізів

Раніше результати аналізів виражали у вигляді гіпотетичних солей (NaCl, CaSO₄ та ін.). Поширеним був метод вираження хімічного складу води в окисно-ангідридній формі (Na₂O, CaO, SO₃, N₂O₅ та ін.). З часом від таких форм вираження відмовилися, оскільки розчинені у воді солі розпадаються на іони, які взаємодіють між собою і з молекулами води, і в розчині встановлюється певна іонна рівновага, яка не залежить від складу первісних солей. Хімічним аналізом первісний склад солей, що були розчинені у воді, визначити неможливо. Окисна й ангідридна форми вираження не відповідають фактичному стану розчинених у воді речовин. Крім того, цей метод не дає дійсного уявлення про кількість розчинених у воді речовин.

На сьогодні хімічний склад води виражається в іонній формі. Вміст іонів у підземних водах зазвичай представляють у ваговій, еквівалентній та відсотково-еквівалентній формах.

Вагова форма є основною формою вираження результатів аналізу води. Вона є вихідною для отримання інших форм вираження хімічного складу води. Вміст макрокомпонентів подається в мг/дм³, г/дм³ для прісних і солонуватих вод, у г/кг або г/100 г води – для солоних вод та розсолів; розмірність г/кг часто позначається символом ‰ (проміле).

Проте не всі сполуки в природних водах дисоційовані на іони; деякі сполуки перебувають у воді у недисоційованому та колоїдному стані. До останніх належать сполуки тривалентного заліза, алюмінію та кремнію. Їх позначають у формі окислів Fe₂O₃, Al₂O₃, SiO₂. Результати розчинених у воді газів (CO₂, H₂S, O₂ та ін.) також записують їх справжніми формулами, а вміст виражають у мг/дм³.

Міліграм-еквівалентна форма використовується, щоб мати уявлення про кількісні співвідношення між іонами, оскільки різні сполуки в розчині вступають у реакцію в чітко виражених еквівалентних співвідношеннях. Для розрахунку вміст іону в мг/дм³ ділять на еквівалентну вагу, яка дорівнює іонній вазі, поділеній на валентність іону, або помножують на коефіцієнт, який визначається оберненим до еквівалентної ваги числом (табл. 10.1). Наприклад, 240,15 мг/дм³

$$\text{SO}_4^{2-} = 240,15 : 96,06/2 = 5 \text{ мг-екв/дм}^3.$$

Процент-еквівалентна форма використовується для зіставлення вод різної мінералізації та визначення співвідношення іонів у 1 дм³ води. Для розрахунку суми аніонів (катіонів) у мг-екв, яка міститься в 1 дм³ води, беруть за 100 ‰; визначають відсотковий вміст кожного аніона (катіона) у мг-екв по відношенню до цієї суми.

Таблиця 2.

Коефіцієнти для переведення міліграмів у міліграм-еквіваленти найбільш поширених іонів

Катіони	Еквівалентна вага	Перерахунковий коефіцієнт	Аніони	Еквівалентна вага	Перерахунковий коефіцієнт
H ⁺	1,008	0,99206	Cl ⁻	35,475	0,02820
K ⁺	39,096	0,02558	Br ⁻	79,916	0,01251
Na ⁺	22,997	0,04348	I ⁻	126,92	0,00788
NH ₄ ⁺	18,040	0,05543	NO ₃ ⁻	62,008	0,01613
Li ⁺	6,940	0,14409	NO ₂ ⁻	46,008	0,02174
Ca ²⁺	20,040	0,04990	SO ₄ ²⁻	48,08	0,02082
Mg ²⁺	12,160	0,08224	HCO ₃ ⁻	61,018	0,01639
Fe ²⁺	27,925	0,03581	CO ₃ ²⁻	30,005	0,03333
Fe ³⁺	18,617	0,05371	PO ₄ ³⁻	31,660	0,03159
Al ³⁺	8,990	0,11124	HPO ₄ ²⁻	47,994	0,02084
Mn ²⁺	27,465	0,03641	H ₂ PO ₄ ⁻	96,996	0,01031
			S ²⁻	16,030	0,06238
			HS ⁻	33,068	0,03024
			HSiO ₃ ⁻	77,068	0,01298
			SiO ₃ ²⁻	38,030	0,02630

Систематизація результатів хімічного аналізу води

Систематизації результатів хімічного аналізу води частіше проводиться з використанням графічних способів. Це може дати наочне уявлення про гідрохімічний тип води, а інколи і про походження підземних вод та умови їх формування.

Одним із найпростіших є *графік-прямокутник* (рис. 3)

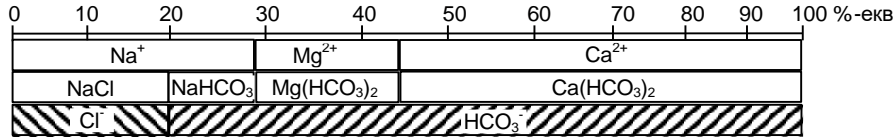


Рис. 3. Графік-прямокутник хімічного складу підземних вод

Він має вигляд горизонтальних прямокутних смуг, на яких у масштабі у відсотково-еквівалентній формі відкладається вміст катіонів – у верхній смузі, аніонів – у нижній, гіпотетичних солей – у середній смузі.

Всі іони розміщуються в порядку зменшення їх реактивної сили (K⁺, Na⁺, Mg²⁺, Fe²⁺, Mn²⁺, H⁺; NO₃⁻, Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, CO₃²⁻, OH⁻).

Графічно відобразити одиничні аналізи (особливо на картах, розрізах) можна за допомогою *кола-діаграми* (рис. 10.2 а).

Діаметр кола в масштабі відповідає величині мінералізації води. Горизонтальною лінією коло поділяється на дві частини. У верхній частині по секторах відкладаються у масштабі катіони зліва направо у порядку Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺; у нижньому – також зліва направо, аніони: CO₃²⁻, HCO₃⁻, SO₄²⁻, Cl⁻.

Циклограму зображують також у вигляді двох кіл, один в одному (рис. 4). У зовнішньому колі від горизонтальної лінії вправо відкладають катіони, у внутрішньому – аніони.

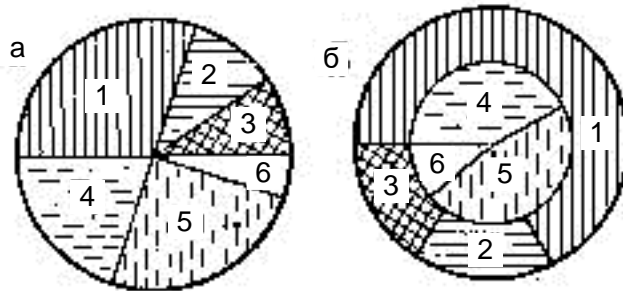


Рис. 4. Коло-діаграми хімічного складу води: 1 – Ca²⁺, 2 – Mg²⁺, 3 – Na⁺ + K⁺; 4 – CO₃²⁻ + HCO₃⁻, 5 – SO₄²⁻, 6 – Cl⁻

Для систематизації великої кількості аналізів використовується *графік-квадрат* М.І. Толстіхіна (рис. 10.3). Кожна сторона квадрата поділяється на 100 частин. Усі іони відкладаються у відсотках-еквівалентах у порядку, як зазначено на рис. 5. Хімічний аналіз води зображується на графіку точкою з координатами, які відповідають вмісту аніонів (Na⁺ + K⁺, Ca²⁺ + Mg²⁺) та катіонів (HCO₃⁻ + CO₃²⁻, Cl⁻ + SO₄²⁻). Для знаходження місця води в тій чи іншій частині квадрату кожному зі 100 мілких квадратиків присвоєно порядковий номер.

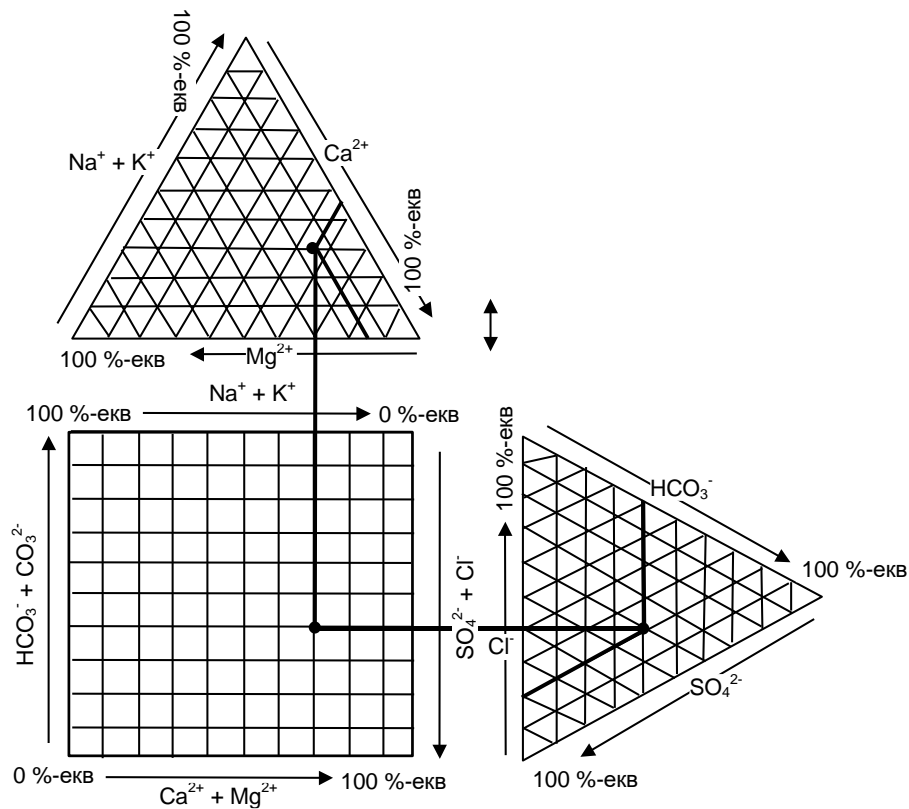
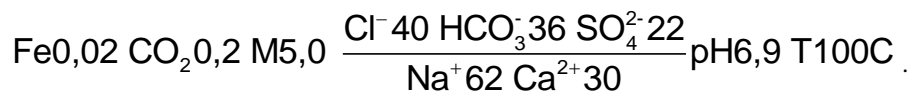


Рис. 5. Графік-квадрат М.І. Толстїхіна, поєднаний із трикутниками

Недолїком графіка є те, що не можна визначити окремо води хлоридні та сульфатні, кальцієві та магнієві. Цей недолїк відсутній при відображенні хїмічних аналізів у вигляді сполучених графіків квадрата та двох трикутників. На трикутниках кожний хїмічний аналіз відображається у вигляді двох точок: одна – на першому трикутнику, з координатами, що відповідає вмісту катїонів, і друга – на іншому, що відповідає вмісту аніонів (див. рис. 5).

На практиці хїмічний склад підземних вод найчастїше виражається формулою М.Г. Курлова. Ця формула являє собою дріб, у чисельнику якого показаний вміст у відсотках-еквівалентах аніонів, а в знаменнику – катїонів у порядку зменшення їх кількості, вміст менший 10 %-екв не позначається. Ліворуч від дробу в грамах на 1 дм³ позначаються: 1) вміст деяких елементів і газів (г/дм³), кількість яких перевищує допустиму норму (Fe, J, CO₂); 2) загальна мінералізація (г/дм³). У правій частині формули мають бути вказані значення рН, температура води у °С. Наприклад:



В найменуванні складу води за М.Г. Курловим включаються аніони та катїони, вміст яких перевищує 25 %-екв. Причому, спочатку називаються аніони, потім – катїони у спадному порядку. В наведеному прикладі найменування складу води буде: залїзиста, вуглекисла, хлоридно-гїдрокарбонатна натрієво-кальцієва.

Наразі в формулі показують всі аніони та катїони, вміст яких перевищує 1 %-екв. Це дає можливість більш чїтко представити умови формування хїмічного складу підземних вод. За пропозицією А.М. Овчинникова та інших вчених назву хїмічного складу води необхідно проводити, ставлячи першими аніони та катїони, що знаходяться в *підпорядкованій кількості* і вміст яких – більше 25 %-екв. Тобто назва води з наведеного приклада буде: залїзиста, вуглекисла, гїдрокарбонатно-хлоридна кальцієво-натрієва.

Класифікація підземних вод за хїмічним складом

Класифікації підземних вод за хїмічним складом розроблялися і розробляються

багатьма вченими. Але загальної (універсальної) класифікації немає, бо природна вода є дуже складною системою, яка вміщує в собі багато різних компонентів: макрокомпоненти, мікрокомпоненти, розчинені у воді гази, органічні речовини, мікроорганізми, радіоактивні елементи тощо. Відсутність єдиної класифікації компенсується багатьма різними схемами щодо цільового призначення, конкретних груп природних вод чи окремих районів. Це класифікації за мінералізацією, жорсткістю, радіоактивністю тощо.

Розробкою класифікацій займалися В.І. Вернадський, С.О. Щукарєв, М.М. Славянов, О.О. Альохін, М.Г. Курилов, Г.М. Каменський тощо.

Дуже зручною для гідрогеологічної практики є класифікація С.О. Щукарєва. Він розділив води на класи за вмістом шести основних іонів Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} . У різних комбінаціях катіонів та аніонів утворюється 49 класів. Цю класифікацію дещо доповнив, систематизував і вдосконалив М.М. Славянов. Він склав дуже зручну наочну таблицю (табл. 10.1), в якій вода першого класу є гідрокарбонатною кальцієвою, 19-го класу – гідрокарбонатно-сульфатно-хлоридною кальцієво-магнієвою тощо (спочатку записуються аніони, потім катіони: всі за вмістом %-екв розподіляються у спадному порядку). За загальною мінералізацією кожний клас поділяється на групи: А – до $1,5 \text{ г/дм}^3$, В – $1,5-10 \text{ г/дм}^3$, С – $10-40 \text{ г/дм}^3$, Д – понад 40 г/дм^3 .

Таблиця 3

Класифікація підземних вод за хімічним складом (за М.М. Славяновим)

Іони, яких у розчині понад 25 %-екв	HCO_3^-	$\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$	$\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-$	$\text{HCO}_3^- + \text{Cl}^-$	SO_4^{2-}	$\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-$	Cl^-
Ca^{2+}	1	8	15	22	29	36	43
$\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$	2	9	16	23	30	37	44
Mg^{2+}	3	10	17	24	31	38	45
$\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+}$	4	11	18	25	32	39	46
$\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$	5	12	19	26	33	40	47
$\text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$	6	13	20	27	34	41	48
Na^+	7	14	21	28	35	42	49

Дуже широкого використання набула класифікація О.О. Альохіна. У цій класифікації за переважаючими аніонами (у мг-екв) вода поділяється на три класи: клас С – гідрокарбонатних вод (переважають $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$), клас S – сульфатних вод (переважає SO_4^{2-}) і клас Cl – хлоридних вод (переважає Cl^-). Кожний клас за переважанням того чи іншого катіона поділяється на три групи: Ca (кальцієву), Mg (магнієву), Na (натрієву). Кожну групу, залежно від співвідношення між іонами, поділяють на 4 типи:

- I – $\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$;
- II – $\text{HCO}_3^- < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} < \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$;
- III – $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$;
- IV – $\text{HCO}_3^- = 0$.