

РАДІЄВІ ВОДИ

Радієві води – надзвичайно поширені, охоплюють величезні площі та потужні світи осадових порід по вертикалі. Для всієї цієї групи вод характерним є формування в закритих структурах (западинах, улоговинах, синеклізах тощо), що визначаються наявністю високо мінералізованих вод специфічного складу, слабким промиттям й відновним характером середовища. Найчастіше радієві води приурочено до нафтових родовищ.

Родовища радієвих вод характеризуються пластовою формою залягання й регіональною витриманістю поширення. Їх вік надзвичайно різноманітним. Ділянки живлення вод цього типу знаходяться на значній відстані від місця їх формування. За характером руху в породах – це напірні пластові й пластово-тріщинні води, що відрізняються застійним чи слабко рухливим режимом. Температура вод – різна й залежить від глибини залягання водоносного горизонту.

За хімічним складом радієві води належать до розсолів хлоридно-натрієво-кальцієвого типу, нерідко із граничною мірою насичення мінеральними солями (сотні грамів на літр) і підвищеним вмістом тяжких вуглеводнів.

Радієві води утворюються за рахунок радію, вилуженого із порід із нормальним розсіяним вмістом радіоактивних елементів унаслідок сприятливого хімічного складу й повільного руху води. На думку **Е. С. Щепотьєвої**, десорбція радію й переходу його із «капілярів» у розчин сприяє хлоридно-натрієво-кальцієвий тип вод, а **Н. В. Тагєєвої**, тут має місце явище катіонного обміну натрію на радій. Окрім того, ці води містять підвищену кількість його ізотопів ThX і MsThI.

Унаслідок дуже повільної циркуляції збагачення радоном цих вод не відбувається. Вміст радону завжди буває рівноважним із радієм або менше нього (тобто до 50 еман).

Уран наявний у радієвих водах у незначній кількості ($n \cdot 10^{-7}$ – $n \cdot 10^{-8}$ г/дм³), з огляду на те, що у відновному середовищі він знаходиться у формі

чотиривалентних сполук, що мають незначну розчинність у водах. Однак, як показують досліди В. В. Щербини, у тих випадках, коли ці чотиривалентні сполуки урану в сильно відновному середовищі вступають у взаємодію з нафтовими кислотами, утворювані при цьому солі чотиривалентного урану отримують здатність розчинятися в нафтових вуглеводнях.

Вміст радію в цьому типі вод цілком залежить від вмісту радіоактивних елементів (урану й радію). Найбільш високий вміст радію ($n \cdot 10^{-9}$ г/дм³) виявляється у водах метаморфічних сланців. Води піщаних порід містять радій кількістю $2 \cdot 10^{-10}$ г/дм³– $12 \cdot 10^{-10}$ г/дм³, а води карбонатних порід – $n \cdot 10^{-11}$ г/дм³.

Характерним є зниження вмісту урану у водах у процесі експлуатації свердловин.

УРАНОВІ ВОДИ ПОВЕРХНЕВИХ ВОДОЙМ

Води морів і океанів

У загальному балансі гідросфери морська та океанічна вода складає близько 99 %. За своїм хімічним складом морська вода належить до хлоридно-натрієво-магнієвого типу й характеризується мінералізацією, що в середньому становить 35 г/дм³. Біля екватора водна вища, у полярних широтах – нижча; нижчою вона є і в морях із великим річним стоком (Балтійське, Чорне, Карське, Біле та ін.). Середній хімічний склад морської води наведено в таблиці 7.

Таблиця 7

Середній хімічний склад морської води

Катіон	г/дм ³	% екв.	Аніон	г/дм ³	% екв.
Na	10,707	77,0	Cl	19,343	90,20
K	0,387	1,64	Br	0,066	-
Mg	1,317	17,90	SO ₄	2,688	9,26
Ca	0,419	3,46	HCO ₃	0,097	0,40

			CO ₃	0,006	-
--	--	--	-----------------	-------	---

Формула хімічного складу $Cl_{90}SO_{49}$

$Na_{77}Mg_{18}$

Окрім цих основних компонентів, у морській воді містяться всі елементи таблиці Д. І. Менделєєва, але у стані крайнього розсіяння. Із газів у морській воді містяться кисень (O₂) кількістю до 5 см³/л та вуглекислота (CO₂) – до 0,2 см³/л, а у придонній ділянці деяких морів і сірководень (H₂S); рН морської води становить 8,2–8,4.

Вміст радію в морській воді розподіляється нерівномірно по вертикалі: із глибиною водно значно підвищується (таблиця 8).

Таблиця 8

Розподіл радію в морській воді за глибиною
(за Івансом)

Глибина, м	Ra, 10 ⁻¹³ %
0	0,4
600	1,4
1300	2,9

Середній вміст радію в морській воді становить 1·10⁻¹³ г/дм³. Для різних морів та океанів це число коливається від 3·10⁻¹⁵ г/дм³ до 3·10⁻¹¹ г/дм³ (таблиця 9).

Таблиця 9

Середній вміст радію у водах морів і океанів земної кулі

Назва моря або океану	Місце взяття проби	Кількість визначень	Ra, 10 ⁻¹³ , г/дм ³	Автор і рік дослідження
Атлантичний океан	Береги Англії	–	23	Страт, 1906

Те саме	Береги Англії	–	6	Ів, 1907
Те саме	Береги Англії	6	9	Ів, 1909
Те саме	Мексиканська затока	–	17	Ллойд, 1915
Те саме	Гудзонова затока	16	450	Томпсон, 1932
Атлантичний і Тихий океани	–	20	284	Мілок, 1916
Те саме	–	14	0,8	Іванс, 1938
Тихий океан	Береги Каліфорнії та Аляски	58	50	Томпсон, 1932
Середземне море	–	11	255	Джолі, 1908
Північне море	–	4	10	Сатгерлі, 1916
Балтійське море	Береги Швеції	23	0,9	Файн, 1939
Баренцеве море	–	5	3,5	Бруновський, 1935
Різні моря й океани (Ірландське, Чорне, Середземне, Індійський та Атлантичний океани)	–	25	255	Джолі, 1901

Значно менше є даних про вміст урану в морській воді. За даними Карлика і Гернеггера по шести пробах, узятих у Балтійському морі біля берегів Швеції, вміст урану у воді коливається від $2,3 \cdot 10^{-7}$ г/дм³ до $3,6 \cdot 10^{-6}$ г/дм³, і в середньому дорівнює $2 \cdot 10^{-6}$ г/дм³. Вміст торію доходить до $4 \cdot 10^{-7}$ г/дм³.

Розглядаючи середні числа вмісту урану і радію в орській воді, помітили, що радіоактивна рівновага між ними ($5 \cdot 10^{-8}$) майже в 10 разів зсунена в бік урану, що скоріше пояснюється накопиченням радію в мулах при співкристалізації із CaCO_3 (таблиця 10).

Таблиця 10

Вміст радію в морських глинах і мулах
(за А. П. Виноградовим)

Назва мула	Кількість зразків	Ra, 10^{-13} %
Червона океанічна глина	49	15,85
Глибоководні глибігериновий і радіолярієвий мули	41	8,40

Вміст урану в мулах коливається від $0,65 \cdot 10^{-4}$ до $1,07 \cdot 10^{-4}$ %. Радіоактивну рівновагу у мулах зсунуто в бік радію (більше $1 \cdot 10^{-6}$).

Води річок

Води річок є основним джерелом надходження водорозчинних солей і мікроелементів (у тому числі й радіоактивних) у моря. Хімічний склад річкових вод повністю підпорядковується явищам кліматичної зональності, змінюючись від гідрокарбонатно-кальцієвого із мінералізацією $0,1-0,2$ г/дм³ у північних широтах, де опади перевищують над випаровуванням, до сульфатно-хлоридно-натрієво-кальцієвого із мінералізацією $1,5-2,0$ г/дм³ у посушливих районах, де випаровування переважає над опадами.

Вміст урану у річкових водах коливається від $2 \cdot 10^{-13}$ до $4 \cdot 10^{-12}$ г/дм³. Вміст урану у водах північних річок змінюється від $2 \cdot 10^{-7}$ до $2 \cdot 10^{-8}$ г/дм³, а у водах південних річок досягає $5 \cdot 10^{-5}$ г/дм³.

Води озер

Хімічний склад вод озер іще більшою мірою, ніж річкових, залежить від кліматичних умов району і ступеня проточності.

Вміст радіоактивних елементів (урану і радію) у проточних озерах – незначний і приблизно дорівнює вмісту цих елементів у річковій воді. Навпаки, у водах безстічних озер, розташованих у зонах із посушливим кліматом і переважанням випаровування над опадами, вміст урану у водах може досягати значних величин – $4 \cdot 10^{-2}$ г/дм³. Такі озера при достатніх запасах води можуть бути цікавими для промисловості як джерело видобутку урану.

Вміст радію у воді таких озер унаслідок адсорбційних процесів є незначним ($n \cdot 10^{-12}$ г/дм³). Джерелом надходження урану в такі озера є річкові й підземні води, що живлять озеро. Основним процесом збагачення є концентрація радіонуклідів у процесі випаровування.

***УРАНОВІ ТА УРАНО-РАДІЄВІ ВОДИ
ОСАДОВИХ І МЕТАМОРФІЧНИХ ПОРІД,
ЗБАГАЧЕНИХ РОЗСІЯНИМ УРАНОМ***

Води цього типу поширені на території колишнього СРСР і приурочені до різних комплексів осадових і метаморфічних порід (залізисто-силікатних сланців, піщаників, збагачених рослинними рештками, сполуками міді, заліза та ін.). За характером циркуляції вони можуть бути пластовими і пластово-тріщинними, ґрунтовими й напірними. Хімічний склад їх є надзвичайно різноманітним: зустрічаються води як слабо мінералізовані гідрокарбонатно-кальцієві, так і високомінералізовані хлоридно-натрієво-кальцієві.

У зоні інтенсивного водообміну відбувається збагачення вод лише ураном; збагачення радієм не відбувається внаслідок слабкої мінералізації вод і швидкої їх циркуляції. У рідкісних випадках унаслідок утворення еманувальних колекторів відбувається деяке збагачення вод радоном (до 100 еман).

У більш глибоких частинах розрізу, в зоні ускладненого водообміну, відбувається збагачення вод не лише ураном, а й радієм. При цьому із глибиною вміст урану у водах зменшується, а радію – збільшується.

УРАНО-РАДОНОВІ ТА УРАНО-РАДОНО-РАДІЄВІ ВОДИ

Урано-радонові та урано-радоно-радієві води є найбільш цікавими з усіх радіоактивних вод. На відміну від вод радонових і радієвих, що мають регіональне поширення (перші приурочено до ділянок розвитку кислих магматичних порід, другі – до ділянки глибоких депресій, складених комплексом різних осадових порід), води цих типів, за невеликим винятком, мають вузько локальне поширення, будучи приурочені до різних родовищ уранових руд.

Так, як і самі рудні родовища, ці води приурочено до центральної та крайової зони гірських складчастих споруд (розкриті й напіврозкриті структури), де у минулий геологічний час відбувалося розвантаження ураноносних розчинів. У подальший час унаслідок тектонічних рухів гідрогеологічні умови крайової зони могли змінитися у бік створення як більш ускладнених, так і більш вільних умов для циркуляції сучасних підземних вод, а також створення окисно-відновних умов, що має надзвичайно важливе значення для збереження уранових родовищ, особливо осадового походження.

Унаслідок того, що формування радіохімічного складу ураноносних вод відбувається в зоні уранового зрудніння, води відрізняються украй високим вмістом усіх радіоактивних елементів (радону до 50000 еман, радію до $9 \cdot 10^{-9}$ г/дм³ і урану до $9 \cdot 10^{-2}$ г/дм³), але особливо характерним для вод цих типів є високий вміст урану, не властивий жодному іншому типу радіоактивних вод.

За умовами формування і радіохімічним складом у цих типах радіоактивних вод можна виділити дві групи:

1. Води зони окислення гідротермальних уранових родовищ;
2. Води зони окислення осадових уранових родовищ.

*ВОДИ ЗОНИ ОКИСЛЕННЯ
ГІДРОТЕРМАЛЬНИХ УРАНОВИХ РОДОВИЩ*

Води цієї групи приурочено до зони окислення гідротермальних родовищ урану. Унаслідок вилуження верхніх частин родовищ вони відкриваються головним чином завдяки гірським виробками і тільки в деяких випадках виходять на поверхню у вигляді джерел.

Води зони окислення гідротермальних родовищ є тріщин ними водами, приуроченими до масивів кислих магматичних та осадово-метаморфічних порід чи до їх контакту із осадовими. Циркуляція вод відбувається як безпосередньо в пустотах і тріщинах рудних тіл, так в зонах тектонічного подрібнення, із якими пов'язані рудні утворення. Значна частина вод, залежно від напрямку підземного стоку, може виходити за межі зони зрудніння, розтікаючись у верхніх частинах кори вивітрювання і сприяючи утворенню ореолу розсіяння родовища.

Оскільки тріщинуватість магматичних порід із глибиною різко зменшується, ці води зазвичай характеризуються порівняно невеликою глибиною циркуляції й низькою температурою, внаслідок чого вони належать до типу ґрунтових вод. Разом із тим по зонах тектонічних порушень у межі родовищ на велику глибину проникають, з одного боку, атмосферні води, багаті на кисень, а з другого боку, води суттєво іншого характеру – тріщинно-напірні, що можуть мати підвищену температуру і характеризуватися застійним режимом. У зв'язку з цим форма родовищ радіоактивних вод, що утворюються в межах рудної зони, може бути різною. У випадку глибинних тріщинних вод – це будуть динамічні жилоподібні та штокоподібні тіла зон деформацій, а у випадку тріщинних і тріщинно-пластових вод – динамічні лінзоподібні тіла зон зрудніння. При цьому завжди будуть спостерігатися переходи одних форм в інші.

Витрати вод, що омивають уранові родовища, коливаються в широких межах (від 0,1 до 1000,0 м³/год) і повністю залежать від ступеня рясноводності (тріщинуватості) порід, їх умов живлення і кліматичних особливостей району. Температура вод тісно пов'язана із коливаннями температури повітря, вирівнюючись із глибиною.

Води, що омивають уранові родовища в наш час, формуються за рахунок атмосферних опадів. Супутниками гіпогенних уранових мінералів зазвичай є сульфідні, інтенсивне скупчення яких і визначає склад вод.

Рудникові води являють собою своєрідний тип підземних вод, пов'язаний із сульфідними родовищами. Характерною особливістю цих вод є наявність у них вільної сірчаної кислоти, що утворюється при окисленні сульфідів. Завдяки цьому вони більш агресивні порівняно з водами інших типів і значно впливають на розчинення, перенесення і концентрацію важких металів.

Надзвичайно характерною є зміна сульфідних родовищ у зоні гіпергенезу. Тут велику роль відіграє вільний кисень і найважливішими реакціями є реакції окислення сульфідних мінералів. Оскільки утворення сульфідних родовищ відбувається у відновному середовищі за наявності вільного кисню і вуглекислоти сульфідні мінерали є нестійкими і замінюються більш стійкими: сульфатами, карбонатами й окислами.

Сірчана кислота, що утворилася як один із продуктів окислення піриту й халькопіриту, є надзвичайно сильним реагентом і в свою чергу сприяє переходу сульфідів у сульфати й утворенню кислих вод (із рН < 7,0).

Швидкість окислення сульфідів залежить від багатьох чинників: температури середовища, хімічного й газового складу вод, величини поверхні зіткнення сульфідів із водами, швидкості циркуляції води, розчинності сульфатів. Швидкість окислення сильно залежить також від присутності інших сульфідів, оскільки за наявності в системі двох сульфідів утворюється гальванічна пара. Дослідження показали також дуже велику окисню дію сульфату окису заліза.

Сульфати, що утворюються внаслідок окиснення сульфідів, мають меншу енергію кристалічних ґраток, відповідно, вони характеризуються більшою розчинністю. У таблиці 11 наведено розчинність деяких сульфатів.

Таблиця 11

Розчинність сульфатів важких металів у водах

Сульфат	Розчинність, г/дм ³	Сульфат	Розчинність, г/дм ³
ZnSO ₄	531.2	CuSO ₄	172.0
MnSO ₄	393.0	Ag ₂ SO ₄	7.7
FeSO ₄	157.0	PbSO ₄	0.041

Розчинність деяких відповідних сульфатів – мала і змінюється від $0,552 \cdot 10^{-6}$ до $70,6 \cdot 10^{-6}$ моль.

Сульфатна стадія зміни для більшості важких металів не є кінцевою: у зоні окислення із бігом часу малостійкі сульфати переходять у більш стійкі карбонати й окисли. Через велику розчинність сульфатів вони лише у деяких випадках перебувають у твердих фазах, для більшості важких металів сульфатна стадія – це стадія міграції елементів у рідкій фазі.

Інтенсивність міграції для більшої частини важких металів залежить від кислотності середовища. У таблиці 12 наведено граничні значення рН, за яких важкі метали можуть знаходитися в розчині не гідролізуючись.

Збільшення рН, тобто нейтралізація кислих вод, призводить до осаду металів із сульфатних розчинів. За **А. А. Сауковим**, це осадження може бути викликати:

1. взаємодією розчинів із твердими тілами;
2. взаємодією розчинів із розчинами;
3. взаємодією розчинів із газами;
4. гідролізом;
5. адсорбцією;
6. зміною електрохімічного потенціалу середовища.

Граничні значення рН для гідролізу важких металів

Елемент	рН	Елемент	рН	Елемент	рН	Елемент	рН
Zn ⁴⁺	2,0	U ⁶⁺	4,2	Pb ²⁺	6,0	Mn ²⁺	8,8
Sn ⁴⁺	2,0	Zn ²⁺	5,2	Ni ²⁺	6,7	Mg ²⁺	10,8
Fe ³⁺	2,3 (до 6,6)	Cu ²⁺	5,4	Co ²⁺	6,8		
Th ⁴⁺	3,5	Fe ²⁺	5,5	Hg ²⁺	7,3		
Al ³⁺	4,1						

Таким чином, низхідні води, зустрічаючи сульфідне зрудніння й викликаючи перехід сульфідів у розчинні сульфати, збагачуються останніми. Порівняно зі звичайними ґрунтовими водами, що циркулюють у зоні окислення сульфідних родовищ, мінералізовано значно більше, не кажучи про вміст важких металів. Особливо високою є мінералізація кислих вод (3–5 г/дм³); у міру переходу від кислих вод до лужних зменшується вміст у воді як сульфат-іона, так і деяких катіонів.

Характер рудничних вод не є постійним для будь-яких природних умов, на нього впливає цілий ряд факторів:

- 1) тип сульфідної мінералізації (форма і мінеральний склад рудних тіл);
- 2) кількість і склад підземних вод, що надходять у межі місця народження підземних вод;
- 3) стадія окислення родовища;
- 4) петрографічний склад рудовмісних порід.

У процесі гіпергенезу гіпогенні уранові мінерали (настуран $UO_2 \cdot nUO_3$), як нестійкі у термодинамічних умовах поверхневої зони, зазнають значних змін.

Геохімія урану в зоні гіпергенезу визначається:

- 1) ступенем стійкості первинного уранового мінералу;

2) кліматичними умовами району (температура, опади);

3) гідрогеологічними умовами району (ступінь розкриття структури, тріщинуватість порід, їх рясноводність);

4) палеогідрогеологічними умовами району (коливання базису денудації, ступінь промитості порід, хімічний склад вод та ін.);

5) літологічним складом порід та їх структурою.

Завдяки процесам окислення сульфідів, що дуже часто є супутниками гіпогенних мінералів урану, води збагачуються сульфатними сполуками, які різко збільшують кислотність вод ураном і радієм. Уран у цих водах, як зазначає В. В. Щербина, знаходиться у формі сірчаноокислих сполук типу UO_2SO_4 , внаслідок чого в таких умовах висока сульфатність вод зазвичай парагенетично пов'язана із високим вмістом у воді урану.

Сірчаноокислі сполуки – нестійкі: вони частково надходять у зону цементації, де відновлюються до погано розчинних сполук типу уранових черней. Або переходять у верхній частині родовища у більш стійкі, тобто менш розчинні, карбонати, арсенати, фосфати й силікати й адсорбуються гідроокислами заліза й марганцю, або, нарешті, разом із водою вибувають за межі родовища.

При штучному відкритті вод гідротермальних родовищ урану за допомогою гірських робіт та активному дренажу, з одного боку, відбувається посилення процесів окиснення, і відповідно, розчинення сульфідів і гіпогенних уранових мінералів, а з іншого боку – утворення великих воронкоподібних депресій, внаслідок чого до гірських виробок спрямовуються не лише води самих рудних тіл, а й води порід, що містять зрудніння (особливо при великій тріщинуватості й рясно водності). Ці води характеризуються вже суттєво іншим хімічним складом: вони належать до гідрокарбонатно-кальцієвого типу, що відрізняється малою мінералізацією і лужним характером. Унаслідок цього відбувається змішання вод, що призводить до додаткового випадіння сульфатів урану із розчину.

Висока сульфатність рудничних вод за наявності в породах баритових жал, наявність у породах залізисто-марганцевих і глинистих відкладень створюють сприятливі умови для адсорбції радію на стінках водопровідних тріщин і тим самим збідніння спочатку сильно збагачених радієм вод. Це обумовлює окрему міграцію урану і радію, порушення рівноваги між ними як у водах, так і в породах.

Значний вміст у породах радію, вторинна його адсорбція на стінках водопровідних тріщин, висока еману вальна здатність рудних утворень та еманувальних колекторів, інтенсивний водообмін – усе це створює сприятливі умови для посиленого збагачення вод радоном (50000 еман). Характерним є те, що у водах гідротермальних родовищах урану надзвичайно висока концентрація радону у водах нерідко поєднується із їх дуже великим дебітом.

Таким чином, при формування цього типу радіоактивних вод відбувається ряд складних, протилежно спрямованих процесів: безпосереднє розчинення уранових мінералів, перевідкладення уранових сполук, вилужування радію та його подальша адсорбція, еманування.

Із усього вище написаного стає зрозумілим, що цілий ряд чинників – форма, розміри, мінералогічний склад рудного тіла (в тому числі і вміст урану і радію в рудах), глибина його ерозії, інтенсивність і характер процесів вивітрювання, тріщинуватість і рясноводність порід, а також глибина і характер розкриття родовища гірськими виробками визначають особливості радіохімічного складу окремих гідротермальних родовищ урану.

Виходячи за межі родовища, підземні води утворюють ореол розсіяння урану і за сприятливих рельєфних умов можуть виклинюватися, виходячи на поверхню землі. Радіохімічний склад вод джерел, що виходять у межах гідротермального родовища, відображає специфічні риси вод зони зрудніння. Відмінність полягає в тому, що вміст урану і радону в них знижено, а радій унаслідок адсорбції зазвичай відсутній.

ВОДИ ЗОНИ ОКИСЛЕННЯ ОСАДОВИХ УРАНОВИХ РОДОВИЩ

Води осадових родовищ урану (урано-ванадатів, ураноносного вугілля і сланців) є тріщинно-пластовими водами, приуроченими до зони уранового зрудніння. Залежно від місцевих структурних особливостей вони можуть бути як ґрунтовими, так і артезіанськими. Для осадових родовищ урану характерним є приурочення до крайової зони гірських споруд, ускладненої вторинними тектонічними порушеннями. Унаслідок цього вказаний тип родовищ радіоактивних вод являє собою або лінзовидні та пластовидні тіла моноклінальних структур, або лінзовидні тіла дрібних антиклінальних структур.

Залежно від умов циркуляції, сольового складу порід і ступеня їх промиття хімічний склад вод осадових родовищ урану вирізняється різноманіттям. Зустрічаються як сильно мінералізовані (до десятків грамів на літр) води хлоридно-натрієво-кальцієвого типу, так і прісні гідрокарбонатно-кальцієві.

Для родовищ урано-ванадатів, збережність яких протягом тривалого часу визначається умовами азидного клімату і сприятливими структурними особливостями, характерною є слабка рясноводність порід (дебіт джерел не перевищує часток літра на секунду) і внаслідок цього їх слабке промиття. Тут зустрічаються як високо мінералізовані хлоридно-натрієві води, так і води нафтового типу зі значним вмістом сірководню (в бітумінозних вапняках).

Родовища ураноносного вугілля також приурочені до ділянок із азидним кліматом і також слабо обводнені, але води, що циркулюють у них, мають інший характер. Це головним чином слабо кислі сульфатно-натрієво-кальцієві води з мінералізацією 2–5 г/дм³, що утворилися внаслідок окиснення тонко розсіяного у вугіллі піриту, розчинення вторинного гіпсу й обмінних реакцій між водами й породами.

Нарешті, для родовищ ураноносних сланців унаслідок інтенсивної циркуляції вод вміщувальними породами, характерні гідрокарбонатно-

кальцієвий тип вод і невелика мінералізація. Іноді місцями зустрічається підвищений вміст сульфатів (наявність піриту).

Усі осадові родовища урану утворились у результаті відновлення його із розчинів, що містять важкі метали, і насамперед залізо. Унаслідок цього пірит є парагенетичним супутником первинних сполук урану. Це визначає і сприятливі умови для формування радіоактивних вод. Доволі гарна розчинність осадових руд, особливо в сірчанокиислому середовищі, сприяє переходу в розчин як урану, так і радію. Вміст цих радіоактивних елементів у водах осадових родовищ – значна (урану до $7,5 \cdot 10^{-3}$ г/дм³, радію до $2,2 \cdot 10^{-9}$ г/дм³). Від вод гідротермальних родовищ ці води відрізняються більшим вмістом радію (висока мінералізація вод, менша кількість адсорбентів) і меншим вмістом радону. Вміст радону у водах осадових родовищ урану не перевищує, як правило, 200–300 еман. У рідкісних випадках досягає 3000 еман. Це пов'язано з дуже повільною циркуляцією підземних вод мережею дрібних, не пов'язаних між собою тріщин.

РАДОНО-РАДІЄВІ ВОДИ

Вище було розглянуто формування підземних вод зони окислення гідротермальних і осадових родовищ урану. Ці води, збагачені всіма трьома радіоактивними елементами, розкривають лише гірські виробки. Практично неможливим при розвідуванні й експлуатації родовища є дослідження радіохімічного складу підземних вод, що циркулюють зоною первинних руд. Оскільки при розкритті рудних тіл одразу ж починаються процеси окиснення. Унаслідок цього про радіохімічний склад вод зони первинних руд можна говорити лише теоретично.

Спускаючись униз, розчини, насичені сульфатами важких металів (у тому числі й урану), утворюють зону цементації, або зону вторинного збагачення. Її утворення спричинено в основному обмінними реакціями між низхідними сульфатними розчинами і первинними сульфідними рудами. При цьому вільний кисень туди вже не доходить, але є вільний сірководень:

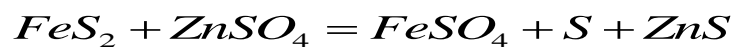
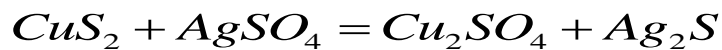


Відповідно, тепер панує відновне середовище. Після витрати вільної H_2SO_4 розчини перестають бути кислими й починається відкладення сульфідів і сульфосолей за законами реакцій обміну.

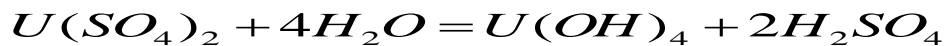
Послідовність випадіння мінералів підпорядковується емпірично встановленому ряду Шюрмана:



Тут сульфід металу, що стоїть вище, буде метасоматично заміщувати сульфід металу, що стоїть нижче, наприклад:



Сульфати урану в цій зоні переходять у малорозчинні уранові черні ($UO_2 \cdot 2UO_3 \cdot nH_2O$):



Унаслідок відновного характеру середовища уран у цих сполуках частково знаходиться у чотиривалентній формі, яка важко розчиняється в підземних водах.

У зоні цементації тип вод повністю визначається стадією окиснення сульфідного родовища й умовами циркуляції самих вод. На формування того чи іншого типу вод впливають такі фактори:

- 1) розчинення сульфатів зони цементації;
- 2) процеси змішання низхідних сульфатних кислих вод із гідрокарбонатними водами рудовмісних порід;
- 3) процес відновлення сульфатів із утворенням вільного сірководню;

Унаслідок цього на початковій стадії окиснення родовища, при інтенсивному русі вниз кислих сульфатних розчинів, у зоні цементації будуть циркулювати сульфатні води із $\text{pH} < 7,0$. На кінцевій стадії окиснення родовища – гідрокарбонатні води, сильно збагачені сірководнем.

Унаслідок слабкої міграційної здатності урану у відновних умовах підземні води в зоні цементації будуть збагачуватися переважно радієм і в результаті еманування руд – радоном. Радіоактивну рівновагу у водах буде зсунуто в бік радію.

Зазвичай глибина зони цементації визначається глибиною, до якої можуть просочуватися кислі розчини, збагачені ураном. Нижче йде зона первинних сульфідних та уранових руд. У зоні первинних руд, очевидно, будуть циркулювати гідрокарбонатні води, збагачені лугами.

Перехід урану в розчин відбуватиметься незначною мірою внаслідок слабкої розчинності настурану у відновному середовищі. Тому в основному в розчин буде переходити радій (унаслідок процесів вилужування). Окрім того, внаслідок процесів еманування уранових руд підземні води будуть збагачуватися радоном. У той час як у рудах спостерігатиметься радіоактивна рівновага, в підземних водах її буде різко зсунуто в бік радію.

Таким чином, унаслідок процесів гіпергенезу в межах уранового родовища утворюється своєрідна геохімічна зональність, причому певним геохімічним зонам відповідає свій специфічний тип радіоактивних вод.

Найвища зона вилужування гідрогеологічно відповідає зоні аерації, а гідродинамічно – зоні дренажу. Ця зона лежить вище рівня ґрунтових вод і містить воду тільки в період просочення атмосферних опадів. У верхніх, приповерхневих частинах ця зона майже завжди відмивається від урану, а в нижніх частинах вона складається із арсенатів, фосфатів і силікатів урану. Радіоактивну рівновагу в рудах майже завжди зсунуто в бік радію, тому води збагачуються переважно ураном і радоном (урано-радонові води). Зона окиснення, що залягає нижче, гідрогеологічно відповідає зонам коливання рівня підземних вод і насичення, а гідродинамічно – зоні інтенсивного

водообміну. Як уже вказувалось, для цієї зони характерним є наявність сульфатних, нерідко кислих вод із підвищеною мінералізацією.

Розчинення уранових сполук призводить до різкого збагачення цих вод ураном і радієм, а висока еманувальна здатність рідних утворень – і радоном (урано-радоно-радієві води). Рівновага між ураном і радієм ($Ra / U = 3.4 \cdot 10^{-7}$), що спочатку спостерігалась у водах, нерідко порушується, по-перше, внаслідок адсорбції радію на стінках водопровідних тріщин. По-друге, через адсорбцію сульфідів (залізисті й марганцеві руди) на продуктах окиснення, що призводить до створення високоеманувальних колекторів.

Зони цементації й первинних руд, що залягають нижче, геологічно відповідають зоні насичення підземних вод, а гідродинамічно – зоні ускладненого й надзвичайно ускладненого водообміну. Тут формуються води, збагачені радієм і радоном (радоно-радієві води). Радіоактивну рівновагу між ураном і радієм зсунуто в бік радію.

Розглянута вище зональність радіоактивних вод у межах уранових родовищ, описана достатньо схематично. У природних умовах вона може постійно порушуватись.

Як говорилося раніше, всі родовища уранових вод приурочено до центральних і крайових зон гірських складчастих споруд, що характеризуються сильним розвитком диз'юнктивних тектонічних порушень типу скидань і розломів.

Ця обставина створює сприятливі умови для виведення вод із зони надзвичайно ускладненого водообміну на поверхню землі. Саме ці умови й характерні для утворення мінеральних джерел (термальних і вуглекислих), виходи яких завжди приурочено дол. Ділянок молодих тектонічних рухів альпійського віку.

При розгляді радіохімічного складу термальних і вуглекислих вод звертає на себе увагу аномальна радіоактивність цілого ряду джерел: висткий вміст радію ($n \cdot 10^{-11} - n \cdot 10^{-10}$ г/дм³) і радону (більше 400 еман). До 50-х рр. минулого століття води цих джерел відносились або до радонових, або до

радоно-радієвих типів. Їх формування пояснювалося вилужуванням радію агресивною вуглекислою і створенням потужних еманувальних колекторів унаслідок його подальшої адсорбції.

Однак **А. Н. Токарєв і А. В. Щербаков** мали проти такого припущення кілька заперечень:

- Усі мінеральні джерела характеризуються доволі швидкою циркуляцією вод (висхідні тріщинні води). Як відомо, дифузія радію із «капілярів» у воду відбувається вкрай повільно. Тому навіть наявність значної кількості вуглекислоти не може створити умов для значного збагачення вод радієм.
- При розгляді різних типів радіоактивних вод було показано, що значне збагачення радоном і радієм спостерігається у водах, пов'язаних із родовищами уранових руд. Унаслідок цього води високоактивних мінеральних джерел були позитивно віднесені до вод зони первинних руд. І відновлення уранових родовищ. Підтвердженням цього є наявність у районі деяких таких джерел або сульфідного зрудніння чи ураноносного вугілля.

Це питання є надзвичайно важливим і потребує додаткового дослідження.

Гідрогеологічні умови формування, хімічний і газовий склад вод мінеральних джерел, пов'язаних із зонами відновлення уранових родовищ, аналогічні умовам формування і складу звичайних термальних і вуглекислих вод, і їх описано в розділі, присвяченому радоновим водам глибоких тектонічних тріщин.