

### *Ступінь розкриття геологічних структур*

За Н. К. Ігнатовичем, структурні елементи у гідрогеологічному відношенні класифікуються за ступенем розкриття; при цьому виділяються структури й елементи структур: розкриті, частково розкриті й закриті. За ступенем проточності (здатності до протікання) виділяються такі структури чи елементи структур: проточні, частково проточні, або слабо проточні, й непроточні; за ступенем промиття – промиті, частково промиті, або ті, що промиваються, і непромиті, або засолювані.

Ступінь розкриття та промиття геологічних структур або їх елементів має велике значення для збагачення підземних вод радіоактивними компонентами.

*Розкриті структури* або їх елементи об'єднують комплекси порід, що характеризуються: характеризуються:

- 1) заляганням вище місцевого базису ерозії;
- 2) виходами на земну поверхню чи перекриттям водопроникними породами;
- 3) високим гіпсометричним положенням;
- 4) значною еродованістю.

У гідрогеологічному відношенні розкриті структури характеризуються розвитком переважно зони інтенсивного водообміну. Формування підземного стоку відбувається за рахунок атмосферних опадів. На площі цих структур, що тривалий час вивітрюються, формуються в основному слабкомінералізовані води зі значними динамічними ресурсами. Статичні запаси вод цих структурних елементів є часто обмеженими.

Типовим прикладом розкритих структур є кристалічні масиви (Балтійський щит, Український масив та ін.) і центральні частини гірських складчастих споруд (Кавказ, Урал, Тянь-Шань, Алтай, Саяни та ін.). Якщо розглядати великий геоструктурний регіон, можна впевнитися, що розкриті структури частіше за все складають найбільш давні утворення.

Частково розкриті (напівзакриті) структури або їх елементи об'єднують комплекс порід, що характеризуються:

- 1) заляганням між місцевими й регіональними базисами ерозії або на брахіантикліналях і куполоподібних підняттях;
- 2) глибоким заляганням (частини порід) від поверхні землі та поганою фільтрувальною здатністю;
- 3) наявністю тектонічних порушень.

*Частково розкриті структури* займають значну групу периферійних частин великих тектонічних прогинів, депресій або схилів, піднять, валів. Ці структури характеризуються наявністю не лише зони інтенсивного водообміну, а нерідко – й зони надзвичайно ускладненого водообміну, яким відповідає певний геохімічний профіль підземних вод.

Місцями ці структури бувають менш еродованими та зруйнованими. Окрім того, в місцях перекриття давніх порід молодими осадами такі структури можуть виявитися менш вилуженими і, отже, за інших рівних умов відносно більш перспективними на уран. Тому води, приурочені до частково розкритих структур, будуть збагачуватися переважно радоном і радієм і меншою мірою ураном.

*Закриті структури* або їх елементи об'єднують комплекси порід, що відрізняються:

- 1) заляганням нижче регіонального базису ерозії;
- 2) суцільним перекриттям водотривкими (непроникними) породами.

Типовим прикладом закритих структур є тектонічні депресії (Підмосковна улоговина, Ферганська улоговина та ін. У гідрогеологічному відношенні вони характеризуються розвитком зони ускладненого, а в нижніх частинах розрізу – надзвичайно ускладненого водообміну. Тут формуються води підвищеної та високої мінералізації, збагачені радієм. Ці структури мають великі статичні та відносно невеликі динамічні запаси вод. Разом із цим кристалічні породи закритих структур можуть знаходитися в умовах безводного й маловодного режимів, що особливо сприяє збереженню

ураноносних покладів. У цьому випадку радіоактивні вод часто не утворюється.

Проточність (пропускна здатність) структур або їх окремих елементів обумовлюється наявністю регіонального підземного стоку, спрямованого від структурно та гіпсометрично піднятих районів до структурних депресій і морських океанічних западин. Якщо розглядати структури в масштабі геологічного часу, то всі вони тією чи іншою мірою будуть проточними. Практично ж ступінь проточності в одній і тій самій структурі є неоднаковою для різних комплексів порід; окрім того, проточність структур змінюється в часі.

Епейрогенетичні коливання змінюють співвідношення ділянок живлення й підземного стоку: тектонічні порушення, що виникають тут, викликають міграцію підземних вод за переважними напрямками; у той же час стародавні шляхи циркуляції підземних вод часто поступово закриваються через випадіння по тріщинах геохімічних опадів. Звідси можна зробити висновок, що в наш час у зонах альпійської складчастості та тріщинуватості міцність структур і комплексів порід досягає більш значних глибин і є більш інтенсивною, ніж у зонах вариської чи іншої, більш давньої складчастості. Загалом розкриті структури є найбільш проточними, а закриті – найменш.

Проточність структур або їх елементів обумовлює їх промивність, але, звісно, «проточна» структура не означає «промита», позбавлена легкорозчинних солей або рудної мінералізації.

Найбільш промитими є розкриті проточні структури, особливо коли в їх будові більшу участь беруть магматичні й метаморфічні породи. Закриті й напівзакриті структури промиваються украй повільно, і зміни, що виникають унаслідок промивання, фіксуються лише в масштабах геологічного часу. Але ці структури за певних умов (наприклад, у передгір'ях, де розвинена міграція підземних вод від гір у зони депресій) отримують локальну проточність за окремими напрямками. Результатом такої проточності є промивність порід, яка призводить до того, що часто під мінералізованими водами без помітного

водотриву залягають слабо мінералізовані. Напіврозкрита проточна структура може бути також і непромитою. У платформних умовах, навпаки, комплекси бувають зазвичай значно промитими, тоді як комплекси, що лежать глибше, є непромитими й можуть містити в собі розсоли.

Промитість порід визначає збагачення підземних вод радіоактивними елементами і збереження або руйнування уранових концентрацій. У промитих водах уранову концентрацію зазвичай порушено й підземні води бідні на радіоактивні елементи, а в непромитих – навпаки.

Спираючись на вищезазначене, можна зробити такі висновки:

1. У зоні інтенсивного обміну в породах сприятливого петрографічного складу з нормальним вмістом радіоактивних елементів може відбуватися накопичення лише радону. Тому типові радонові води є характерними тільки для відкритих, добре промитих гідрогеологічних структур. При цьому накопичення у водах радону сильно залежить від швидкості руху підземних вод, а також від розмірів водоносних тріщин. Між дебітом вод і вмістом у водах радону в деяких районах спостерігається доволі гарно витримана обернена залежність.
2. У зоні надзвичайно ускладненого водообміну при тривалому (віковому) зіткненні з породами за певних фізико-хімічних обставин створюються умови для значного збагачення вод радієм. Такі умови спостерігаються лише в закритих, непромитих структурах осадових порід, або у давніх глибоко залеглих платформних відкладеннях, або в нафтових структурах. Відновне середовище, що панує в таких умовах, не створює передумов для збагачення вод ураном.
3. Не менш помітно може виявлятися значення гідрогеологічних обставин у випадку різкої зміни гідрогеологічних умов при проникненні радіоактивних вод із одної гідрогеологічної структури в іншу. За певних умов це може призвести до зміни самого типу радіоактивних вод. Так, наприклад, при зміні «застійного» водного режиму завдяки інтенсивній циркуляції збагачені радієм води

внаслідок адсорбційних процесів, що почалися, можуть зумовити створення інтенсивних еману вальних колекторів та утворення вод, збагачених не тільки радієм, а й радоном.

4. Іще більше значення мають сучасні й палеогідрогеологічні умови при формуванні радіоактивних вод у породах із концентраціями урану. Залежно від ступеня руйнації порід і вод, їх промитості, тривалості вилужування радіоактивних елементів підземними водами уран і радій, що з самого початку містилися у рудах, можуть бути тією чи іншою мірою вилуженими й винесеними за межі родовища. Залежно від гідрогеологічної структури родовища процеси вилужування можуть захоплювати родовище на ту чи іншу глибину, внаслідок чого сучасні процеси утворення радіоактивних вод можуть спостерігатися тільки в окремих, неповністю вилужених зонах родовища. Умови циркуляції підземних вод (глибина рівня, положення базису ерозії, інтенсивність водообміну, тріщинуватість порід і її характер) визначають створення в рудних родовищах і породах із підвищеним порівняно з кларком вмістом урану певної радіогідрогеохімічної зональності, що обумовлює різні умови міграції урану, радію та радону і формування різних типів радіоактивних вод.

#### *ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ГІРСЬКИХ ПОРІД І ПІДЗЕМНИХ ВОД*

Із фізичних властивостей гірських порід і підземних вод найбільше значення для збагачення підземних вод радіоактивними елементами мають еману вальна здатність гірських порід, їх адсорбційні властивості й температура підземних вод.

#### *Еманувальна здатність гірських порід.*

Еманування гірських порід – це процес міграції ізотопів еманаций, головним чином, радону. Так як радон є благородним газом і його адсорбція на породах – нехтовно мала, процес еманування визначається в основному

дифузією радону з «капілярів» гірської породи в навколишню газову й рідку фазу, підкорюється законам парціального тиску і цілком не залежить від хімічного складу підземних вод.

Унаслідок нехтовно малої дифузії атомів радону в твердих породах він може виділятися з порід у навколишнє середовище у двох випадках:

1. коли радій, із якого утворюється радон, розташовується на поверхні породи, що доторкається до води, а не в глибині капілярів, тобто коли він адсорбований на породі («еманувальні колектори»);
2. коли радон утворюється із радію, що знаходиться у глибині капілярів, але всю породу (а відповідно, і кристалічні ґратки мінералів, що входять у неї) дуже сильно зруйновано.

Еманування гірських порід характеризується або їх *еманувальною здатністю*, тобто кількістю радону, який виділяє 1 г породи за час, достатній для встановлення радіоактивної рівноваги, або *коефіцієнтом еманування* – відношенням кількості радону, що виділяється впродовж часу, достатнього для встановлення радіоактивної рівноваги, до всієї кількості радону, що знаходиться у рівновазі з радієм, який міститься в 1 г породи. Кількісно *еманувальна здатність* виражається у грамах радію, що знаходиться у рівновазі з радоном, який виділяється, а *коефіцієнт еманування* – у відсотках; чисельно він дорівнює відношенню еманувальної здатності до вмісту радію у породі.

На еманувальну здатність порід впливає цілий ряд факторів:

- Ступінь збереженості породи. За даними І. Є. Старика, зміна питомої поверхні суттєвої ролі при цьому не відіграє, оскільки еманування – процес, пов'язаний із дифузією (зміна питомої поверхні хлопіниту у 458 разів дала збільшення коефіцієнта еманування лише в 2,5 раза).
- Температура води чи повітря. При підвищенні температури еманувальна здатність порід різко зростає. За даними І. Є. Старика, еманування торбеніту при 20° складало 60 %, а при 60° складало 100 %.

- Вологість породи. Чим більш вологою є порода, тим меншим є її еманування.
- Тиск повітря. Чим більшим є тиск повітря, тим менше еманується порода.

Максимальну кількість радону, що виділяється із породи, можна приблизно визначити за формулою:

$$Q = \frac{RqP}{d} \cdot 10^3 \text{ кюри / л}$$

де  $k$  – коефіцієнт еманування;

$q$  – вміст радію в 1 г породи;

$d$  – щільність породи;

$p$  – пористість породи.

Характерно, що незважаючи на значні коливання значень коефіцієнта еманування для окремих зразків гірських порід і руд (від 0,01 до 100 %), середня величина еманування є доволі постійною. Так, для кислих магматичних порід середній коефіцієнт еманування коливається від 15 до 30 %, а для осадових і метаморфічних порід – від 10 до 25 %, більш високий коефіцієнт еманування (32 – 91 %) спостерігається, напевно, тільки в рудних утвореннях. Як правило, осадові й супергенні уранові мінерали мають більш пухку будову і внаслідок цього мають більший коефіцієнт еманування, ніж гіпогенні. Це відображено в таблиці 8.

#### *Адсорбційні процеси*

У зоні гіпергенезу надзвичайного розвитку набувають колоїди, поширені у верхній оболонці земної кори, що утворюються за рахунок розкладення гіпогенних матеріалів. Складні фізико-хімічні відносини твердої, рідкої й газоподібної фаз, зумовлені мінливістю основних факторів міграції елементів, створюють у цій зоні особливо сприятливі умови для утворення високодисперсних форм речовини.

Два явища колоїдальних частинок мають особливо велике геохімічне значення: заряд частинок і значна величина поверхні порівняно з об'ємом.

Заряди всіх частинок одного й того самого колоїду у цьому середовищі є однаковими. Знак заряду колоїдальних частинок може змінюватися при переході від одного розчинника до другого, а також при зміні кислого середовища на лужне, й навпаки.

Таблиця 8

Еманування гірських порід і руд

Порода або руда	Кількість зразків	Коефіцієнт еманування		
		Мін.	Макс.	Середн.
Магматичні гірські породи				
Гнейси і граніто-гнейси	1311	20,0	26,5	22,0
Граніти і гранодіорити	2	5,0	24,1	17,0
Гранітні пегматити	2	-	-	28,0
Кварцеві порфіри	27	4,0	5,0	4,5
Трахіліпарити		5,6	-	15,1
Осадкові гірські породи				
Кварцити	8	13,0	30,0	20,6
Піщаники	14	0,9	12,2	10,7
Аргіліти	5	-	-	21,5
Мергелі	4	-	-	12,7
Вапняки	19	0,9	25,0	11,2
Вуглисті сланці	-	-	-	17,7
Уранові руди й мінерали				
Хлопінит	-	-	-	0,17
Циркон	16	3,5	92,3	0,07
Граніт із торбернітом	15	3,5	92,3	43,8
Граніт із отенітом	5	0,2	20,0	14,4
Граніт із черню	6	22,0	70,0	44,2



Ураноносний лимоніт	104	2,4	70,0	15,7
Сидерит із настураном	17	1,1	32,2	8,0
Диктіонемовий сланець	15	-	-	24,0
Вапняк із карнотитом	22	1,5	74,1	34,0
Вапняк із черню	7	2,1	62,5	26,3
Карнотитовий піщаник	20	1,7	59,2	34,4
Ураноносне вугілля	5	36,8	91,2	75,6

У таблиці 9 наведено позитивні й негативні колоїди, які найбільш поширені в земній корі.

Таблиця 9

Найпоширеніші колоїди в земній корі

Позитивні колоїди	Негативні колоїди
Fe(OH) <sub>3</sub> ; Al(OH) <sub>3</sub> ; Cr(OH) <sub>3</sub> ; Ti(OH) <sub>4</sub> ; Zr(OH) <sub>4</sub> ; Ce(OH) <sub>4</sub> ; Cd(OH) <sub>2</sub>	Глинисті колоїди
	Гумусові речовини
	SiO <sub>2</sub> ; MnO <sub>2</sub> ; SnO <sub>2</sub> ; V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ; Sb <sub>2</sub> S <sub>3</sub> ; PbS;
	As <sub>2</sub> S <sub>3</sub> та ін. сульфіди; Au; Ag; Pt

Найпоширеніші колоїди в зоні гіпергенезу, за винятком Fe(OH)<sub>3</sub> і Al(OH)<sub>3</sub>, мають негативні заряди і тому здатні сорбувати катіони з розчинів.

Колоїди мають надзвичайно велику питому поверхню, яка, як відомо, сильно зростає з підвищенням дисперсності речовини (таблиця 10).

Таблиця 10

Залежність питомої поверхні речовини

від ступеня її дисперсності

Ребро кубика, см	Кількість кубиків	Загальна поверхня, см
1	1	6
1·10 <sup>-1</sup>	10 <sup>3</sup>	6·10

$1 \cdot 10^{-2}$	$10^6$	$6 \cdot 10^2$
$1 \cdot 10^{-3}$	$10^9$	$6 \cdot 10^3$
$1 \cdot 10^{-4}$	$10^{12}$	$6 \cdot 10^4$
$1 \cdot 10^{-5}$	$10^{15}$	$6 \cdot 10^5$
$1 \cdot 10^{-6}$	$10^{18}$	$6 \cdot 10^6$

Отже, у випадку колоїдів ми повинні очікувати особливо різкого прояву поверхневих вил. На відміну від грубодисперсних кристалічних систем, де тільки незначна частина йонів знаходиться в поверхневому шарі та які внаслідок цього є не зовсім урівноваженими, у колоїдних системах кількість таких йонів сильно зростає та їх особливості проявляються настільки різко, що їх легко можна виявити.

Дії поверхневих сил слід приписати передусім явища адсорбції, тобто поглинання колоїдною речовиною із розчину тих речовин, що зменшують поверхневу енергію колоїду, й абсорбції, тобто поглинання речовин всією масою колоїду, а не лише його поверхнею. Обидва ці явища називаються сорбцією. Причина сорбції полягає в ненасиченості електростатичних зв'язків йонів. Закон адсорбції сформулював О. Хан: «Цей іон при будь-якому розведенні буде адсорбуватися осадом, якщо заряд поверхні є протилежним за знаком заряду йона, який адсорбується і якщо адсорбована сполука є важкорозчинною в цьому розчиннику».

Радіоактивні елементи (уран і радій), що знаходяться у природних водах у малих концентраціях (особливо радій), інтенсивно адсорбуються різними колоїдами.

Радій добре адсорбується глинистими й органічними речовинами (глини, торф, вугілля), а також залізисто-марганцевими відкладеннями. На це вказує різке збагачення радієм осадів, що відкладаються поряд із радіоактивними джерелами, і надлишковий вміст радію в породах деяких родовищ урану (таблиця 11).

Вміст радію в воді та відкладеннях  
мінеральних джерел (за А. М. Овчинниковим)

Джерело	Характер відкладень	Ra в воді, 10 <sup>-10</sup> %	Ra у відкладеннях, 10 <sup>-8</sup> %	Ra відкладень Ra води
Малаківка	Залізистий осад	0,07	15,3	21000
Ямкун	Травертин	0,01	1,4	14000
Залізноводськ	Травертин	0,21	0,46	220
Залізноводськ	Залізистий осад	0,15	6,0	4000
П'ятигорськ	Травертин	0,003	0,18	6000
П'ятигорськ	Марганцевий осад	0,003	41,00	1350000
П'ятигорськ	Залізистий осад	0,003	8,1	270000
Обершлем	Глинистий осад	0,06	283,0	471700
Вишневогорськ	Торф	0,001	0,2	20000
Баку	Залізистий осад	0,9	0,78	87
Ухта	Залізистий осад	7,48	40,00	240

До процесів адсорбції дуже близько прилягають процеси спів осаду, характерні для елементів із близькими йонними радіусами. За даними О. Хана, серед великої кількості неорганічних і органічних солей арію, що вивчалися, не було знайдено жодної, яка б не захоплювала із собою аналогічні сполуки радію. Більш того, не відомо жодного випадку, коли радієва сіль не входила до відповідної барієвої солі. Це дозволяє зробити важливий висновок про те, що при випадінні із підземних вод барієвих сполук (наприклад, у вигляді BaSO<sub>4</sub>) неминуче збідніння вод радієм унаслідок його осаду на поверхні водопровідних тріщин.

Другим явищем, надзвичайно важливим із точки зору утворення радіоактивних вод, є процес спів осаду малої кількості радію з карбонатами кальцію. Природно припустити, що саме цим пояснюється зазвичай спостережуване збагачення осадів вуглекислих джерел – травертинів –

радієм, що призводить у деяких випадках до утворення високоактивних радонових вод.

Необхідно разом із тим відзначити, що, на противагу вказаним процесам, карбонат кальцію не захоплює в осад уран, так само, як при осадженні гіпсу та галоїдів лужних матеріалів не відбувається співосаду радію.

Не лише радій, а й уран можуть інтенсивно адсорбуватися глинистою та органічною речовиною, а також гідрооксидами заліза й марганцю. На це вказує утворення родовищ ураноносного вугілля і сланців, ураноносних «залізних капелюхів», у яких уран мінералогічно не виражено. Адсорбційні процеси сприяють видаленню радіоактивних елементів із розчинів, порушенню радіоактивної рівноваги між радієм і ураном як у породах, так і у водах. У випадку адсорбції радію створюються «еманувальні колектори», що додатково збагачують підземні води радоном.