

УДК 550.41:556.32

Святослав КУШНІР

**БАРООСМОС ЯК ПРОЦЕС  
САМОЧИННОГО КОНЦЕНТРУВАННЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД**

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів,  
e-mail: igggk@mail.lviv.ua

Запропоновано методику бароосмотичного аналізу гідрогеологічних даних, за якою визначають величини бароосмотичного напору  $H_2O$  в пластових (порових) водах і ступінь їхнього відхилення від стану бароосмотичної рівноваги на декількох водоносних горизонтах. Результати аналізу для 4-х свердловин із різних регіонів підтвердили існування вертикальних бароосмотичних потоків у глинистих товщах усіх розрізів і дозволили визначити їхні напрямки та виявити зони впливу особливих локальних гідрогеологічних процесів. Показано, що осмотична проникність різних глинистих товщ на глибинах до 700 м приблизно однакова. Розглянуто можливі геохімічні наслідки бароосмосу у відкритих та ізольованих гідрогеологічних структурах.

*Ключові слова:* підземні води, самочинне концентрування, бароосмос, бароосмотичний аналіз.

У глибинному концентруванні вод артезіанських басейнів можуть брати участь різні процеси дифузійної природи, але на глибинах до 1000–1500 м головну роль серед них повинен відігравати бароосмос через глинисті товщі під впливом градієнта “осмотичного напору” у пластових водах (Кушнір, 2008). Результатом бароосмосу в спокійних тектонічних умовах є повільне формування певної вертикальної гідрогеохімічної зональності (ВГХЗ) підземних вод, яку можуть деформувати лише локальні гідрогеологічні процеси (дифузія солей із соленосних відкладів, просочування поверхневих вод розломами, проникнення гідротермальних вод у зонах активного вулканізму і т. ін.). Ми розглянемо прояви бароосмотичного концентрування підземних вод на прикладах окремих гідрогеохімічних розрізів у різних геологічних структурах.

“Осмотичний напір” води ( $P_{o.n}$ ) – це специфічний тиск, який діє на молекули  $H_2O$  в розчинах і за наявності напівпроникної перегородки змушує їх рухатися або з розчину, або в розчин з навколишнього середовища. Величина “напору” у пластових водах вимірюється різницею між гідростатичним і осмотичним тиском у конкретній воді:  $P_{o.n} = P_{гiдp} - P_{ocm}$ . Залежно від цього отримаємо:

© Святослав Кушнір, 2009

ISSN 0869-0774. Геологія і геохімія горючих копалин. 2009. № 3–4 (148–149)

а)  $P_{o.n} = 0$  – молекули  $H_2O$  не зазнають напору, концентрація розчину з часом не змінюється, виникла бароосмотична рівновага;

б)  $P_{o.n} > 0$  – молекули води виштовхуються з розчину, він концентрується і  $P_{осм}$  збільшується;

в)  $P_{o.n} < 0$  – молекули води “всмоктуються” з навколишнього середовища, концентрація розчину і  $P_{осм}$  зменшуються.

Отже, у всіх випадках, коли  $P_{o.n} \neq 0$ , концентрація розчинів у пластових умовах мусить змінюватися самочинно доти, поки їхній осмотичний тиск не зрівняється з гідростатичним і не настане бароосмотична рівновага. Тому, опускаючись у глибини Землі, артезіанські води повинні змінювати концентрацію так, щоб їхній  $P_{осм}$  був якомога ближчим до  $P_{гiдр}$  у цьому водоносному горизонті. Але для реалізації цієї властивості підземних вод необхідно, щоб вони знаходилися в тонкопористому осаді або були відокремлені від сусідніх водоносних горизонтів пластами таких осадів (наприклад, глин), які за малої пористості мають властивості напівпроникних мембран. Оскільки глинисті мембрани не здатні повністю затримувати солі, осмотичний потік  $H_2O$  через глинисті товщі завжди несе з собою певну частку найбільш рухливих іонів розчину (Hanshaw, Coplen, 1973).

Якщо два водоносні горизонти (I і II) містять води з різними осмотичними напорами, градієнт цього напору в глинистому водотриві, який їх розділяє, буде таким:

$$\Delta P_{o.n} = P_{o.n}(I) - P_{o.n}(II) = [P_{гiдр}(I) - P_{гiдр}(II)] + [P_{осм}(II) - P_{осм}(I)].$$

Отже, фактичний тиск, що діє на молекули  $H_2O$  в розчині I, складається з суми градієнта гідростатичного тиску і оберненого градієнта осмотичного тиску. Якщо  $P_{осм}(II) < P_{осм}(I)$ , осмотична складова напору стає від’ємною величиною і градієнт  $\Delta P_{o.n}$  зменшується. Тому із розведенням розчину II за перегородкою швидкість бароосмосу повинна зменшуватися і найменшою буде за умови, що розчин II – чиста вода.

Для практичних досліджень ми розшукали серед літературних даних 4 свердловини з достатньо повними гідрогеохімічними характеристиками відповідних розрізів, які мають чітко виражені зони ВГХЗ (рис. 1–4). Щоб з’ясувати стан пластових (або порових) вод у цих зонах, проведемо їхній бароосмотичний аналіз (БОА), що ґрунтується на таких припущеннях:

1. Осмотичний тиск в усіх пластових водах за  $M < 100$  г/л можна оцінювати за величиною їхньої мінералізації за графіком для розчинів морської солі (Кушнір, 2008; рис. 2), приймаючи, що відсоткова концентрація  $C$  (%)  $\simeq 0,1 M$ .

2. Середня температура пластових вод до глибини 1000 м становить 25 °С.

3. Гідростатичний тиск у пластових водах залежить тільки від глибини їхнього залягання і змінюється за градієнтом 1 МПа на 100 м.

4. Усі глинисті товщі мають більш-менш виражені властивості напівпроникних мембран.

Для кожного розрізу на кривій мінералізації в зонах ВГХЗ обиратимемо декілька вузлових точок і визначатимемо для них осмотичний напір води та ступінь відхилення від стану бароосмотичної рівноваги:  $\alpha_{осм} = \frac{P_{o.n}}{P_{гiдр}} \cdot 100$  %.

Очевидно, що поява бароосмотичного потоку молекул  $H_2O$  в розрізі наближає

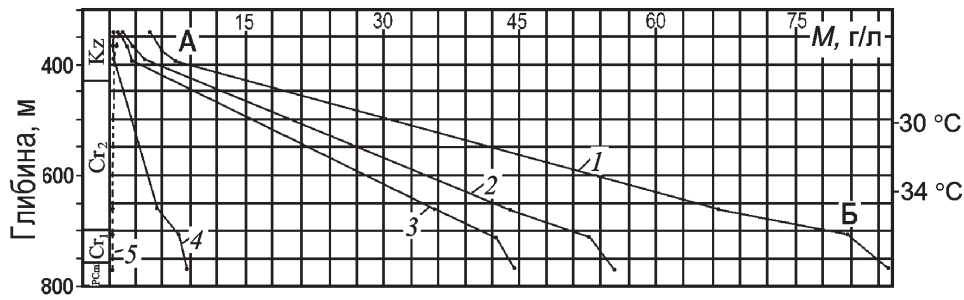


Рис. 1. Зміна хімічного складу підземних вод ( $C$ , г/л) за даними глибокої св. Чкалово (Бабинець, 1961, с. 309):

1 – мінералізація; 2 –  $\text{Cl}^-$ ; 3 –  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ; 4 –  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ; 5 –  $\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$ .

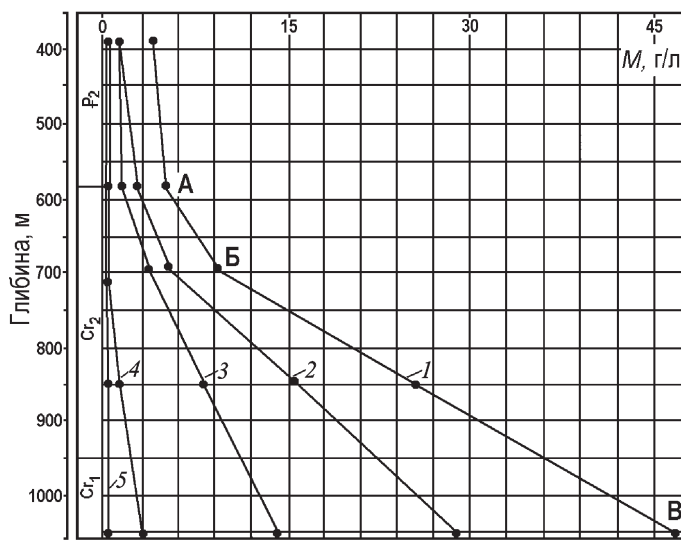


Рис. 2. Зміна хімічного складу підземних вод ( $C$ , г/л) за даними глибокої св. Олександрівка (Бабинець, 1961, с. 309). Умов. позначення див. рис. 1.

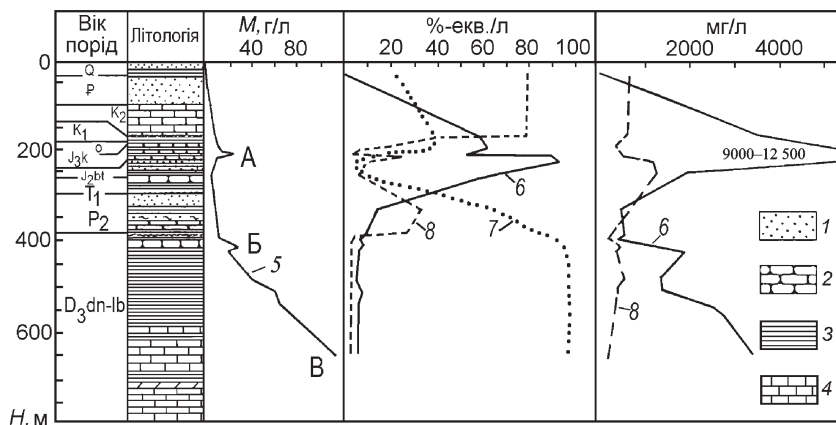


Рис. 3. Літолого-гідрохімічний розріз св. 4-К Давидівської площі (Кудельский и др., 1971):

1 – пісок; 2 – пісковик; 3 – глинисті відклади; 4 – вапняк. Характеристика порових розчинів: 5 – мінералізація; концентрація: 6 –  $\text{SO}_4^{2-}$ ; 7 –  $\text{Cl}^-$ ; 8 –  $\text{HCO}_3^-$ .

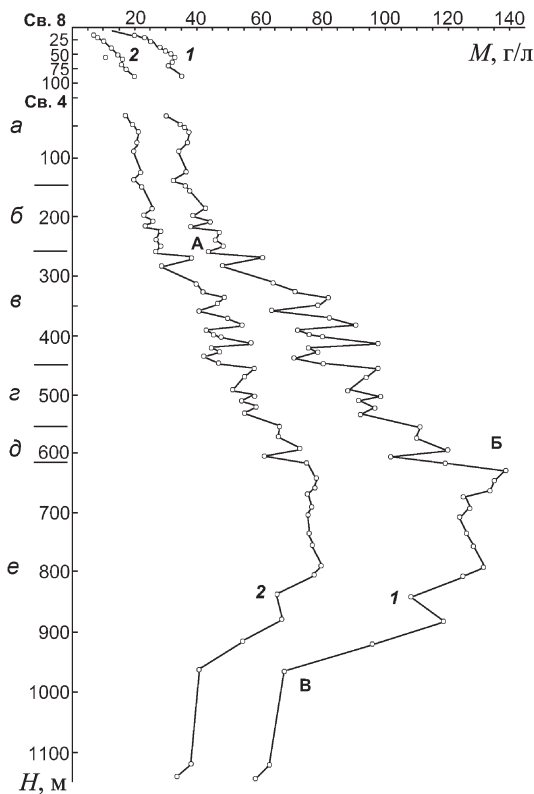


Рис. 4. Мінералізація (1) і вміст хлору (2) у порових водах четвертинних і пліоценових відкладів (св. 8 і 4) Південного Каспію (Пушкіна, 1965). Відклади: а – четвертинні; б – верхній апшерон; в – середній апшерон; г – нижній апшерон; д – акчагил; е – продуктивна товща.

пластові води різних горизонтів до стану бароосмотичної рівноваги, але швидкість цього наближення буде найбільшою на початку цього потоку, біля джерела, з якого дифундують молекули  $H_2O$ . Тому величина  $\alpha_{осм}$  у напрямку потоку повинна зростати.\* При цьому стан із  $\alpha_{осм} = 0$  (за  $P_{о.н} = 0$ ) у певному водоносному горизонті зовсім не означає, що осмотичний потік по розрізу припинився; він може зупинитися лише тоді, коли всі водоносні горизонти досягнуть бароосмотичної рівноваги.

На рис. 1, 2 зображені гідрохімічні розрізи двох глибоких свердловин на території Присиваського артезіанського басейну. Уся осадова товща (св. Чкалово) складається з пластів глин і пісковиків (див. рис. 1). Енергійне концентрування пластових вод спостерігається з глибини 400 м (точка А,  $M = 7$  г/л,  $25^\circ C$ ), розвивається з постійною швидкістю ( $\sim 23$  г/л на 100 м) до глибини 700 м (точка Б,  $M = 81$  г/л;  $34^\circ C$ ), а далі дещо сповільнюється. Знаходимо параметри пластових вод у вузлових точках:

$$\begin{aligned} \text{Точка А: } P_{г\text{ідр}} &\simeq 4 \text{ МПа; } C = 0,7\%; P_{осм} \simeq 0,5 \text{ МПа;} \\ P_{о.н} &= 4 - 0,5 = 3,5 \text{ МПа; } \alpha_{осм} = 3,5/4 \cdot 100 = 88\%. \\ \text{Точка Б: } P_{г\text{ідр}} &\simeq 7 \text{ МПа; } C = 8,1\%; P_{осм} \simeq 6,5 \text{ МПа;} \\ P_{о.н} &= 7 - 6,5 = 0,5 \text{ МПа; } \alpha_{осм} = 7\%. \end{aligned}$$

Одержані результати дозволяють стверджувати, що осмотичний потік води рухається тут знизу догори, причому в точці Б вода вже близька до стану бароосмотичної рівноваги.

\*Судити про напрямок бароосмотичного потоку  $H_2O$  за величинами  $\Delta P_{о.н}$  поки що не можна, оскільки  $P_{о.н}$  і  $P_{г\text{ідр}}$  визначаються з великою похибкою; у величині  $\alpha_{осм}$  ці похибки значно компенсуються.

Розріз св. Олександрівка з глибини 400 м складають значно потужніші пласти глин і мергелів (див. рис. 2). Помітне концентрування підземних вод починається на глибині 580 м (точка А,  $M = 5$  г/л), але постійний високий ріст мінералізації (11 г/л на 100 м) встановлюється лише із 700 м (точка Б,  $M = 9$  г/л) і залишається таким до кінця розрізу при 1050 м (точка В,  $M = 46$  г/л). Температури невідомі, але, судячи з геотермічного профілю Присиваського басейну (Бабинець, 1961, с. 155), навіть внизу свердловини вони не перевищують 38 °С. Отже, геотермічний градієнт явно менший, і це може пояснити, чому значне концентрування починається тут на більших глибинах і проходить удвічі повільніше, ніж у розрізі св. Чкалово (див. рис. 1). Параметри вод у вузлових точках св. Олександрівка:

$$\text{Точка А: } P_{\text{гідр}} \simeq 5,8 \text{ МПа; } C = 0,5 \%; P_{\text{осм}} \simeq 0,3 \text{ МПа;}$$

$$P_{\text{о.н}} = 5,8 - 0,3 = 5,5 \text{ МПа; } \alpha_{\text{осм}} = 95 \%.$$

$$\text{Точка Б: } P_{\text{гідр}} \simeq 7 \text{ МПа; } C = 0,9 \%; P_{\text{осм}} \simeq 0,6 \text{ МПа;}$$

$$P_{\text{о.н}} = 7 - 0,6 = 6,4 \text{ МПа; } \alpha_{\text{осм}} = 91 \%.$$

$$\text{Точка В: } P_{\text{гідр}} \simeq 10,5 \text{ МПа; } C = 4,6 \%; P_{\text{осм}} \simeq 3,5 \text{ МПа;}$$

$$P_{\text{о.н}} = 10,5 - 3,5 = 7 \text{ МПа; } \alpha_{\text{осм}} = 67 \%.$$

Як бачимо, в усіх точках існують високі осмотичні напори води (але низькі їхні градієнти), а ступінь відхилення вод від стану бароосмотичної рівноваги з глибиною явно зменшується. Це узгоджується з напрямком осмотичного потоку знизу догори, але з набагато меншою швидкістю, ніж у водах розрізу св. Чкалово (див. рис. 1).

На рис. 3 зображено літолого-гідрохімічний розріз Давидівської площі (св. 4-К) із північної частини Прип'ятського нафтогазоносного басейну. На кривій мінералізації виділяються два невеликі максимуми – точки А (220 м,  $M = 23$  г/л) та Б (440 м,  $M = 25$  г/л), після яких починається крутий, майже прямовисний підйом ( $\sim 42$  г/л на 100 м) через глинисту товщу до точки В (640 м,  $M = 100$  г/л). Характеристики вод у вузлових точках такі:

$$\text{Точка А: } P_{\text{гідр}} \simeq 2,2 \text{ МПа; } C = 2,3 \%; P_{\text{осм}} \simeq 1,6 \text{ МПа;}$$

$$P_{\text{о.н}} = 2,2 - 1,6 = 0,6 \text{ МПа; } \alpha_{\text{осм}} = 27 \%.$$

$$\text{Точка Б: } P_{\text{гідр}} \simeq 4,4 \text{ МПа; } C = 2,5 \%; P_{\text{осм}} \simeq 1,8 \text{ МПа;}$$

$$P_{\text{о.н}} = 4,4 - 1,8 = 2,6 \text{ МПа; } \alpha_{\text{осм}} = 59 \%.$$

$$\text{Точка В: } P_{\text{гідр}} \simeq 6,4 \text{ МПа; } C = 10 \%; P_{\text{осм}} \simeq 8,5 \text{ МПа;}$$

$$P_{\text{о.н}} = 6,4 - 8,5 = -2,0 \text{ МПа; } \alpha_{\text{осм}} = -31 \%.$$

У розрізі всі води досить близькі до стану бароосмотичної рівноваги, але в точці В несподівано з'явився негативний осмотичний напір. Припустимо, що це пов'язано із впливом вищої ніж 25 °С температури на цій глибині. Проте перерахунок осмотичних тисків для  $t = 60$  °С показав майже таку саму картину відхилень від бароосмотичної рівноваги:

Точка А	Точка Б	Точка В
$P_{\text{осм}} \simeq 1,7 \text{ МПа,}$	$P_{\text{осм}} \simeq 2,0 \text{ МПа,}$	$P_{\text{осм}} \simeq 9,5 \text{ МПа,}$
$P_{\text{о.н}} = 0,5 \text{ МПа,}$	$P_{\text{о.н}} = 2,4 \text{ МПа,}$	$P_{\text{о.н}} = -3,0 \text{ МПа,}$
$\alpha_{\text{осм}} = 23 \%;$	$\alpha_{\text{осм}} = 55 \%;$	$\alpha_{\text{осм}} = -45 \%.$

Із цього доходимо висновків:

– результати бароосмотичного аналізу мало залежать від вибору середньої температури для конкретного гідрогеологічного розрізу;

– аномально високий осмотичний тиск вод у точці В можна пояснити лише локальним підтоком глибинних розсолів у вапнякові товщі.

Параметри точок А і Б засвідчують, що в цьому випадку осмотичний потік  $H_2O$  спрямований згори донизу, тобто, тут відбувається розсолонення пластових вод по розрізу, що, судячи з величин  $\alpha_{осм}$ , тривало вже дуже довго. Причиною такого руху слід вважати стан вод у точці В, де виник своєрідний “вакуум” для молекул  $H_2O$ .

Рис. 4 характеризує порові води четвертинних і верхньопліоценових відкладів Південного Каспію. Концентрування вод у четвертинних глинистих відкладах в обох свердловинах спостерігається вже з перших замірів на глибині приблизно 20 м із швидкістю  $\sim 20$  г/л на 100 м. Але з глибини  $\sim 75$  м концентрування сповільнюється, щоб із 250 м (точка А,  $M - 44$  г/л) знову розвинутися до попередньої швидкості. На глибині 630 м води досягають максимальної солоності (точка Б,  $M - 136$  г/л), після чого вона швидко зменшується до  $\sim 64$  г/л на глибині 970 м (точка В). Отже, маємо приклад зміни характеру вертикальної гідрогеохімічної зональності від прямої до оберненої. Розглянемо характеристики вод у виділених вузлових точках:

$$\text{Точка А: } P_{гидр} \simeq 2,5 \text{ МПа; } C = 4,4 \text{ \%}; P_{осм} \simeq 3,4 \text{ МПа}; \\ P_{о.н} = 2,5 - 3,4 = -0,9 \text{ МПа; } \alpha_{осм} = -36 \text{ \%}.$$

$$\text{Точка Б: } P_{гидр} \simeq 6,3 \text{ МПа; } C = 13,6 \text{ \%}; P_{осм} \simeq 11,8 \text{ МПа}; \\ P_{о.н} = 6,3 - 11,8 = -5,5 \text{ МПа; } \alpha_{осм} = -87 \text{ \%}.$$

$$\text{Точка В: } P_{гидр} \simeq 9,7 \text{ МПа; } C = 6,4 \text{ \%}; P_{осм} \simeq 3,6 \text{ МПа}; \\ P_{о.н} = 9,7 - 3,6 = 6,1 \text{ МПа; } \alpha_{осм} = 63 \text{ \%}.$$

Негативний осмотичний напір вод у точках А і Б можна вважати ознакою того, що відповідні водоносні відклади піднялися відносно недавно на значну висоту (або відповідно знизився рівень води в Каспійському морі) і тепер відбувається розсолонення порових вод бароосмотичним потоком води згори донизу ( $\alpha$  у точці А ближче до нуля, ніж у точці Б). Але в точці В уже бачимо позитивний напір, через який порові води віддають частину  $H_2O$  догори розрізом, прискорюючи тим самим наближення вод точки Б до бароосмотичної рівноваги. Проте цей висновок буде правильним лише тоді, коли пластовий тиск у водах зони точки Б дорівнюватиме гідростатичному. Насправді він, мабуть, значно більший, оскільки в нижче розташованому продуктивному горизонті (зона “е”), за З. В. Пушкіною (Пушкіна, 1965), пластові тиски на 6–7 МПа перевищують  $P_{гидр}$  (зона АВПТ). Тому, до прикладу, якщо в зоні Б подібне збільшення досягне 5,5 МПа, виникне бароосмотична рівновага ( $P_{пласт} = P_{осм}$ ) і бароосмотичний потік  $H_2O$  до зони Б припиниться. Отже, зафіксований на рис. 4 концентраційний профіль А–Б цілком може бути картиною, “замороженою” з часу виникнення цього АВПТ.

Подібної неоднозначності немає в інтерпретації кривих росту мінералізації в обох свердловинах на глибинах 20–75 м. Тут явно відбувається інтенсивне розсолонення порових вод осмотичним потоком молекул  $H_2O$  із вод Каспійського моря, яке має  $M - 13,1$  г/л і, за нашими обчисленнями,  $P_{осм} = 0,95$  МПа. При цьому об’єктом розсолонення є порові води з мінералізацією 35–40 г/л, сформовані в минулому разом з ранньочетвертинними осадами. Усе це засвідчує, що в нафтогазоносних провінціях, де поширені води з АВПТ, застосовувати бароосмотичний аналіз потрібно дуже обережно.

Зазначимо, що концентрація вод на відрізку А–Б (див. рис. 4) надзвичайно мінлива: мінералізація вод сусідніх проб може відрізнятися на 5–10 г/л у більший чи менший бік. З. В. Пушкіна (Пушкіна, 1965) вважає, що це пов'язано із шаруватістю осадів і появою фільтраційного ефекту. Але експериментальні дані (Пушкіна, 1965) засвідчують, що стрибкоподібна зміна концентрації в цьому розрізі спостерігається лише для  $H_2O$ ,  $Cl^-$  і  $Na^+$ ; вміст  $Ca^{2+}$  і  $Mg^{2+}$  в інтервалі А–Б зростає значно повільніше, ніж  $Na^+$ , і без стрибків. Це узгоджується з нашим висновком про розсолонення розрізу осмотичним потоком  $H_2O$ , що несе із собою певну частку найбільш рухливих іонів  $Cl^-$  і  $Na^+$ , через пласти тонкопористих осадів (порід) з різними адсорбційними і осмотичними характеристиками, у яких колись була сформована нормальна структура вертикальної гідрогеохімічної зональності. Зміна напрямку осмотичного потоку зумовила перетворення первинного плавного профілю концентрації порових вод у зубчастий, де вищі концентрації належать високопористим пластам.

На рис. 1–3 подібної мінливості не було видно, мабуть, через дуже малу кількість аналізів. Водночас загальний характер збільшення мінералізації вод з глибиною в глинистих товщах на всіх рисунках однотипний – вона зростає, зазвичай, за лінійним законом, особливо на глибинах понад 400 м. Це дозволяє припускати, що в глинистих водотривах завжди встановлюються певні стаціонарні бароосмотичні потоки, швидкість яких визначається градієнтами осмотичного напору води. Для перевірки цього припущення ми зіставили швидкості концентрування вод ( $V$ ) (див. рис. 1–4) з градієнтами осмотичного напору води ( $\Delta P_{o.n}$  на 100 м) для відповідних глибин (табл. 1). Як бачимо, динаміка росту мінералізації вод дійсно залежить від  $\Delta P_{o.n}$ , навіть при розсолоненні розрізу (див. рис. 3, 4). При цьому пропорційність  $V$  і  $\Delta P_{o.n}$  порушується лише в тому випадку, коли глибина залягання глинистих товщ перевищує 700 м і їхня осмотична проникність значно зменшується через сильніше пресування (див. рис. 2). Виявлена залежність між  $V$  і  $\Delta P_{o.n}$  є прямим доказом реальності вертикальних бароосмотичних потоків у розглянутих розрізах і засвідчує, що осмотична проникність різних глинистих товщ на глибинах до 700 м приблизно однакова.

Зіставимо результати БОА розрізів (див. рис. 4) з літогенетичною зональністю, виявленою на св. Аляти-море в тому самому регіоні (табл. 2). Бароосмотичні процеси, що розвиваються тут на глибинах 20–75 м та 250–630 м, мусять відбуватися в слабко- і середньоущільнених осадах, де вільна вода вже відсутня. Отже, в осмотичному масопереносі молекул  $H_2O$  бере участь практично лише осмотично зв'язана вода (вода дифузної частини подвійно-

Таблиця 1. Динаміка концентрування підземних вод у зв'язку з осмотичним напором води

Свердловина, інтервал	Глибина, м	Швидкість концентрування ( $V$ ), г/л на 100 м	Градієнт осмотичного напору води, $\Delta P_{o.n}$ на 100 м
св. Чкалово, А–Б	400–700	23	1,0
св. Олександрівка, Б–В	700–1050	11	0,17
св. 4-К, Б–В	440–640	42	2,3
св. 8 і 4, А–Б	250–630	20	1,2

Т а б л и ц я 2. Літогенетична зональність глинистих осадів св. Аляти-море (Филатов, 1976, с. 157)

Зона	I	II	III	IV
Глибина, м	0–9	9–90	90–600	600–1200
Зміна пористості, %	66→43	43→38	38→35	35→21
Зміна вологості, %	76→26	26→21	21→17	17→8
Стан вологи внизу відповідної зони	Переважає вільна вода	Вільна вода відсутня	Осмотично зв'язана вода*	Гігроскопічно зв'язана вода

\*Наша оцінка.

го електричного шару біля поверхні глинистих часток), що відрізняється відносно високою рухливістю. Сильно адсорбована гігроскопічна волога, мабуть, не бере участі в низькотемпературних осмотичних процесах.

Розглянемо тепер деякі відомі гідрогеохімічні факти, які, на нашу думку, мають пряме відношення до бароосмосу:

1. Вивчаючи порові води молодих і давніх морських осадів, В. Колодій (Колодій, 1976) виявив характерну картину залежностей (рис. 5). Як бачимо, осади з пористістю вище ніж 40 % містять води з мінералізацією приблизно 35 г/л, що відповідає концентрації солей у морській воді. За меншої пористості концентрація порових вод зростає і в деяких випадках навіть перевищує 100 г/л. Автор вважає, що тут проявляється специфічний фільтраційний ефект, який затримує солі в осаді при його ущільненні. На нашу думку, ця картина прямо вказує на бароосмотичне концентрування вод морської генези, що, за нашими розрахунками, може починатися лише на глибинах понад 250 м, де  $P_{\text{гідр}} > 2,5$  МПа, і, згідно з Гедбару, глинисті осади в пластових умо-

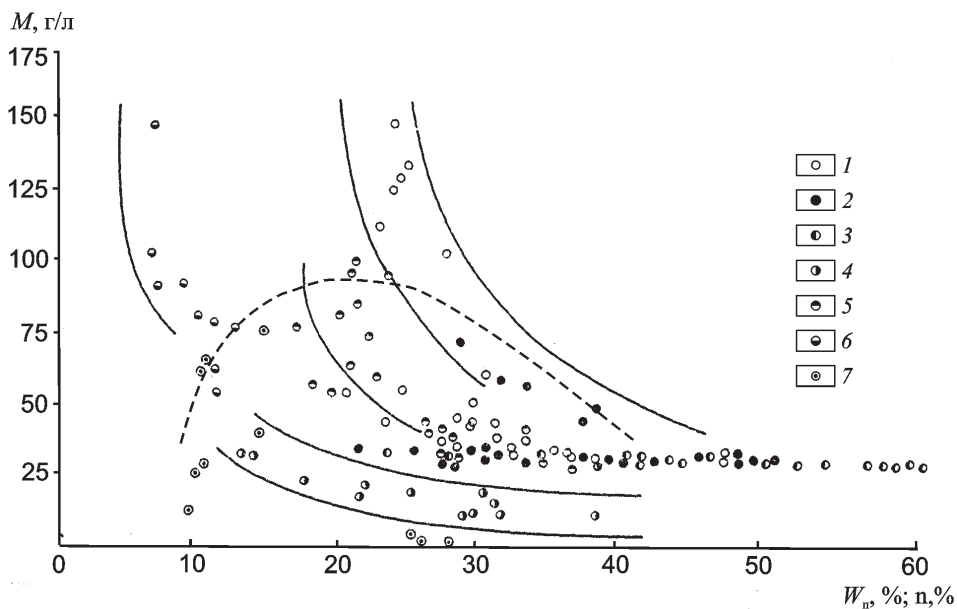


Рис. 5. Залежність мінералізації мулових і порових розчинів від природної вологості ( $W_p$ ) і пористості ( $n$ ) зразків (Колодій, 1976).

Осади: 1 – Середземного моря і Мексиканської затоки; 2 – Атлантичного океану; 3 – Тихого океану; 4, 5 – Каспійського моря; 6 – Дніпровсько-Донецької западини; 7 – Криму.



вах ущільнюються саме до пористості близько 40 % (Филатов, 1976, с. 156). Цей висновок можна перевірити за фактичними глибинами відбору відповідних проб.

2. Існують артезіанські басейни зі сповільненим водообміном, які не мають видимої зони розвантаження вод (Климентов, Богданов, 1977, с. 25). Щоб пояснити повільний рух пластових вод у глибину, гідрогеологи ще донедавна дотримувалися сумнівної концепції “розсіяного розвантаження” через водотривкі глинисті товщі. Штучність такого пояснення зникає, якщо визнати, що це розвантаження здійснюється природним способом за механізмом бароосмосу, який виводить із глибинних вод значну частину майже чистої води. Це зменшує об’єми пластових вод, забезпечує їхнє концентрування і одночасно приводить до руху верхніх вод пластом. Отже, від ідеї про “розсіяне розвантаження” відмовлятися не варто.

3. Непрямим доказом існування осмотичних потоків  $H_2O$  догори розрізами навіть у нафтоносних басейнах можуть слугувати й дані про характер розподілу ізотопу  $O^{18}$  у нафтових водах різної мінералізації на нафтових родовищах США, пов’язаних з морськими відкладами (Дегенс, 1967, рис. 44). На діаграмі  $M - \delta O^{18}$  фігуративні точки розташовуються не на прямих лініях (це ознака простого змішування різних вод), а на плавних кривих, опуклість яких спрямована в бік меншої мінералізації. Це можна пояснити лише дифузійним потоком глибинних молекул  $H_2O^{18}$  догори розрізом (а з ними і звичайних молекул  $H_2O^{16}$ ), а цей потік у глинистих товщах мусить мати осмотичну природу.

4. Бароосмотичні потоки  $H_2O$  можуть впливати і на метаморфізацію підземних вод, яка, зазвичай, здійснюється шляхом різних діагенетичних процесів хімічної природи (Дегенс, 1967). Якщо осмотичний потік спрямований догори розрізом, разом з ним піднімається й частина найбільш рухливих іонів розчину ( $Cl^-$  і  $Na^+$ ). Тому частка  $NaCl$  у загальній мінералізації глибинних вод повинна зменшуватися і розсоли нижніх водоносних горизонтів будуть поступово змінювати склад із  $Na-Ca(Mg)-Cl$  на  $Ca(Mg)-Na-Cl$ , а це спостерігається дуже часто (Бабинець, 1961; Филатов, 1976; Крайнов, Швець, 1992; Кирюхин и др., 1989). Якщо ж осмотичний потік спрямований донизу, частка  $NaCl$  у розчинених солях нижніх горизонтів повинна зростати. Не виключено, що ці відмінності можна буде використати як геохімічні показники руху осмотичних потоків у конкретних розрізах.

Незвичні ефекти може викликати бароосмос в ізольованих водоносних системах, що не мають гідравлічного зв’язку з водами артезіанських басейнів. Якщо осмотичний потік спрямований у таку систему, у ній неминуче буде зростати внутрішній тиск, поки не досягне рівня  $P_{осм}$  у цих водах. Такі тиски можуть бути дуже високими: для 20-процентного розчину морських солей, наприклад, за  $t = 40$  °C,  $P_{осм} = 24$  МПа (Хорн, 1972, с. 395), що на глибині 1000 м більш ніж удвічі перевищує  $P_{гідр}$ . Отже, до низки відомих причин появи надгідростатичних тисків у підземних водах можна додати ще одну – осмотичне розсолонення міцних розсолів. Коли ж бароосмотичний потік спрямований за межі ізольованої системи, пластовий тиск у ній мусить зменшуватися; утворюється локальна депресія, у яку можуть втягуватися рідкі і газоподібні продукти катагенетичного перетворення керогену з навко-

лишніх глинистих товщ. Ізольована система може стати колектором для нафти або газу. Реальні прояви цих теоретичних прогнозів необхідно шукати в матеріалах комплексного дослідження свердловин під час буріння.

Зауважимо, що не можна ототожнювати бароосмос із давно відомим зворотним осмосом. Дійсно, в обох процесах рушійною силою є різниця  $P_{\text{гдр}} - P_{\text{осм}}$ . Але теорія зворотного осмосу враховує лише один варіант цієї різниці, де  $P_{\text{гдр}} - P_{\text{осм}} > 0$ , що є необхідною умовою появи зворотноосмотичного потоку молекул  $\text{H}_2\text{O}$ , який, за визначенням, завжди мусить бути спрямований проти нормального капілярного осмосу (КО) у будь-якій природній чи штучній мембранній системі (Дытнерский, 1978). Отже, зворотний осмос є лише одним із видів бароосмосу, який охоплює весь спектр можливих значень  $P_{\text{о.п}}$  у підземній гідросфері, а його потоки, як зазначалося вище, можуть спрямовуватися як проти КО, так і збігатися з КО-потоками.

Проведений аналіз зон ВГХЗ на різних свердловинах підтверджує реальне існування бароосмотичних потоків у підземній гідросфері і показує, що на основі теорії бароосмотичного концентрування підземних вод можна оцінювати їхнє відхилення від стану бароосмотичної рівноваги, визначати напрямки осмотичних потоків по розрізу, а також виявляти зони впливу особливих локальних гідрогеологічних процесів. Тому подібні дослідження необхідно продовжувати, звертаючи при цьому особливу увагу на точне визначення не лише концентрації і складу вод, але й їхньої температури та пластового тиску.

*Бабинец А. Е.* Подземные воды юго-запада Русской платформы. – Киев : Изд-во АН УССР, 1961. – 378 с.

*Дегенс Э. Т.* Геохимия осадочных образований. – М. : Мир, 1967. – 299 с.

*Дытнерский Ю. И.* Обратный осмос и ультрафильтрация. – М. : Химия, 1978. – 351 с.

*Кирюхин В. А., Никитина Н. Б., Судариков С. М.* Гидрогеохимия складчатых областей. – Л. : Недра, 1989. – 253 с.

*Климентов П. П., Богданов Г. Я.* Общая гидрогеология. – М. : Недра, 1977. – 357 с.

*Колодий В. В.* Условия формирования высокоминерализованных подземных вод седиментационного генезиса // Геология и геохимия горючих ископаемых. – 1976. – Вып. 47. – С. 63–68.

*Крайнов С. Р., Швец В. М.* Гидрогеохимия. – М. : Недра, 1992. – 463 с.

*Кудельский А. В., Козлов М. Ф., Матвеева Л. И.* О природе поровых растворов Давыдовской площади (Припятская впадина) // Гидрогеологические критерии оценки перспектив нефтегазоносности. – Минск : Наука и техника, 1971. – С. 272–280.

*Кушнір С. В.* Про причини глибинного концентрування вод артезіанських басейнів у зоні гіпергенезу (фізико-хімічний аналіз) // Доп. НАН України. – 2008. – № 7. – С. 111–117.

*Пушкина З. В.* Поровые воды глинистых пород и их изменения по разрезу // Постседиментационные изменения четвертичных и плиоценовых отложений Бакинского архипелага : Тр. Ин-та геологии АН СССР. – М. : Наука, 1965. – Вып. 115. – С. 160–203.

*Филатов К. В.* Основные закономерности формирования химического состава подземных вод и поисковые признаки нефтегазоносности. – М. : Недра, 1976. – 304 с.

Хорн Р. Морская химия (структура воды и химия гидросферы). – М. : Мир, 1972. – 398 с.

Hanshaw B. B., Copley T. B. Ultrafiltration by a compacted clay membrane II. Sodium ion exclusion at various ionic strengths // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1973. – Vol. 37. – N 10. – P. 2311–2327.

Стаття надійшла  
01.09.08

**Svyatoslav KUSHNIR**

### **BAROOSMOSE AS A PROCESS OF SPONTANEOUS CONCENTRATION OF UNDERGROUND WATERS**

Methods of barosmotic analysis (BOA) of hydrogeological data for individual boreholes were developed, by which one can determine values of “osmotic pressure of H<sub>2</sub>O” ( $P_{o.p} = P_{hyd} - P_{osm}$ ) in edge (porous) waters and deflection of these waters from a state of barosmotic equilibrium ( $\alpha = (P_{o.p} / P_{hyd}) \cdot 100 \%$ ) in separate points of control.

The employment of methods of BOA for four boreholes from different regions has shown that revealed vertical hydrogeochemical zonation (VHZ) really is caused by barosmose throughout clay units. According to values of the gradient  $P_{o.p}$  and signs of a the direction of osmotic flows of H<sub>2</sub>O (upwards or downwards the section) and zones of the influence of unusual local hydrogeological processes deforming the normal structure of VHZ were established. It appears that the velocity of barosmotic concentration (dilution) of underground waters at depths of about 700 m is directly proportional to the gradient  $P_{o.p}$ ; this testifies to that osmotic permeability of different clay units at these depths is approximately the same.

It was also demonstrated that a number of known, but not very comprehensible hydrogeological facts are explained on the basis of the theory of barosmose: a) increase of concentration of porous waters of marine sediments with decrease of their porosity below 40 %; b) “Dispersed unloading” of edge waters of artesian basins deprived of visible zones of unloading; c) change in chemical composition of underground brines with depths according to the scheme of Na-Ca(Mg)-Cl → Ca(Mg)-Na-Cl.

The special features of barosmose in open and isolated hydrogeological structure were considered. It was shown that in close systems barosmose can cause both the rise of over-hydrostatic pressures and the transformation of structures into oil- and gas-reservoir rocks.