

С. В. Кушнір

## Бароосмос у морських глинистих осадах і глинистих породах

(Представлено академіком НАН України Є. Ф. Шнюковим)

Проведено поглиблений аналіз процесів у порових водах при ущільненні морських глинистих осаdkів. Визначено умови переходу від фільтраційного режиму витискування капілярних вод до бароосмотичного видавлювання їх молекул  $H_2O$  у систему осмотично зв'язаних вод. Уточнено умови початку руйнування шарів осмотично зв'язаних вод у відкритих системах. Запропоновано модель дифузійно-ультрафільтраційного механізму бароосмотичного процесу.

Ще в 70-х роках минулого століття вважалось, що в порових водах океанічних і морських глинистих осаdkів, де відсутні градієнти концентрації, тиску і температури, не існує ніяких причин для самочинної зміни їх концентрації. Допускалися лише окремі діагенетичні процеси, які могли дещо змінювати хімічний склад порових вод [1–3]. Однак глибоководне буріння в рамках програми “Гломар Челленджер” показало, що мінералізація деяких порових вод морських осаdkів може в 2–4 рази перевищувати мінералізацію морської води. Досліджуючи ці дані, В. Колодій виявив специфічну експоненціальну (?) залежність мінералізації порових вод від пористості осаdkів, яка в водонасичених глинах збігається з їх об'ємною вологістю ( $W_p$ ). Як видно з рис. 1, підвищену мінералізацію здатні проявляти лише ті осаdки, вологість/пористість яких нижча за 40% [4].

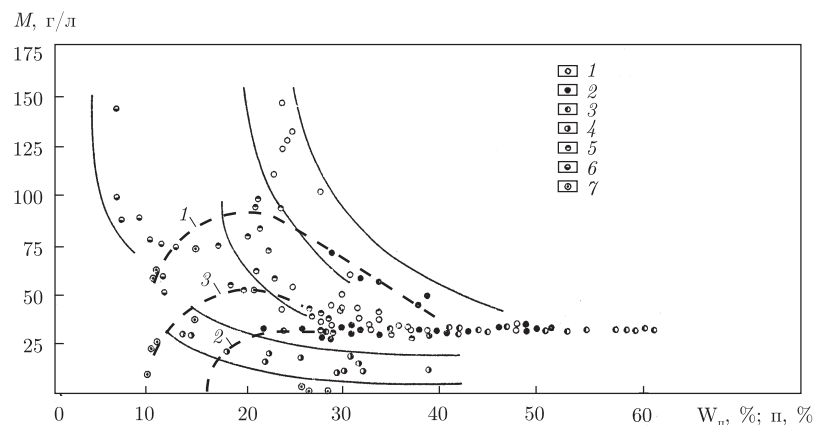


Рис. 1. Залежність мінералізації мулових і порових розчинів від природної вологості ( $W_p$ ) і пористості ( $n$ ) зразків (за [4] з доповненнями).

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

Пунктирні лінії — можливі зміни концентрації порових розчинів після переходу від фільтраційного до бароосмотичного режиму витискування вод при різній початковій вологості осаdkів (цифри на графіку): 1 —  $W_p = 40\%$ ; 2 —  $W_p = 20\%$ ; 3 —  $W_p = 27\%$

Пояснення цієї загадкової закономірності вдалося знайти лише недавно в рамках теорії бароосмосу [5]. Виявилось, що в тонкопористих середовищах морської води на достатніх глибинах мають властивість виштовхувати частину своїх молекул  $H_2O$  уверх по розрізу, намагаючись зрівняти свій осмотичний тиск ( $P_{осм} = 2,5$  МПа) з гідростатичним ( $P_{гидр}$ ) та досягти стану бароосмотичної рівноваги, коли  $P_{осм} = P_{гидр}$ . Отже, рушійною силою бароосмосу є різниця  $P_{гидр} - P_{осм} = P_{о.н.}$ , яку ми називаємо осмотичним напором  $H_2O$ . Стало зрозумілим, що самочинне бароосмотичне концентрування морської води можливе лише при  $P_{гидр} > 2,5$  МПа, тобто на глибинах понад 250 м, де пористість глинистих осадових порід зменшується якраз приблизно до 40%.

Якщо припустити, що з початком бароосмосу в глинах фільтрація припиняється повністю, то крива самочинної зміни концентрації залишкових порових вод повинна мати вигляд параболи 1 (див. рис. 1) з максимумом близько  $W_{п} \sim 20\%$ , де починається витискування майже прісної осмотично зв'язаної води [5]. Точки цієї кривої відповідають мінералізації залишкових капілярних вод, які досягли стану бароосмотичної рівноваги при відповідних ущільнювальних тисках. Проте автору [5] так і не вдалося пояснити, чому більшість порових вод морських осадових порід з  $W_{п} < 40\%$  при ущільненні продовжувала зберігати фільтраційний режим зневоднення майже до  $W_{п} \sim 27\%$ , а фігуративні точки багатьох проб розташувались нижче нашої прогнозної кривої.

Аналізуючи можливі причини значного розширення області фільтраційного режиму витискування порових вод, можна стверджувати, що головним є вплив домішок тонкозернистого піску і карбонатного матеріалу, які завжди сповільнюють ущільнення і містять набагато менше адсорбованої води. Очевидно, що якби ці домішки розширили область фільтрації до  $W_{п} = 20\%$ , то при подальшому ущільненні із глин виділялась би вже вода нижчої від 35 г/л мінералізації по кривій типу 2 (див. рис. 1). Але в більшості глин, як видно, фільтрація закінчується при  $W_{п} > 27\%$ , тому в них все ж таки пройшло бароосмотичне концентрування по значно нижчих параболах типу 3, які і пояснюють існування всіх фігуративних точок між кривими 1 і 2.

Проведений аналіз дає право стверджувати, що в процесі ущільнення морських глинистих осадових порід вони повинні проходити такі етапи зневоднення:

- 1) фільтраційний режим витискування капілярних порових вод без зміни їх концентрації до  $W_{п} \sim 40\%$ ;
- 2) бароосмотичний режим видавлювання молекул  $H_2O$  при  $W_{п} < 40\%$  з максимальним концентруванням залишкових порових вод близько  $W_{п} \sim 20\%$  до  $\sim 90$  г/л;
- 3) у випадку піскуватих і карбонатних глин область фільтрації може розширюватись до  $W_{п} \sim 27\%$ . Глини з  $W_{п} \sim 20\%$  при ущільненні виділяють вже осмотично зв'язану воду, тому концентрація залишкових порових вод повинна зменшуватись;
- 4) адсорбована вода із глин може виділятися лише при підвищених температурах у режимі поверхневої дифузії.

Проведений аналіз має в основному теоретичний характер, а локалізація початку витискування осмотично зв'язаної води при  $W_{п} = 20\%$  взагалі є поки-що лише прогнозом. Подивимось, як все це узгоджується з важливішими експериментальними роботами з ущільнення глин, в яких, на наш погляд, є ознаки бароосмосу.

1. В роботі [7] наведено результати досліджень на унікальній установці для вивчення переносу води через фільтрувальні диски із Na-каоолініту в розчинах 0,001 NaCl при різних градієнтах тиску (гідралічного напору), концентрації та електричного потенціалу. Результати вимірювання водопровідності  $K_{п}$  наведені на рис. 2, з якого видно, що з ущільненням

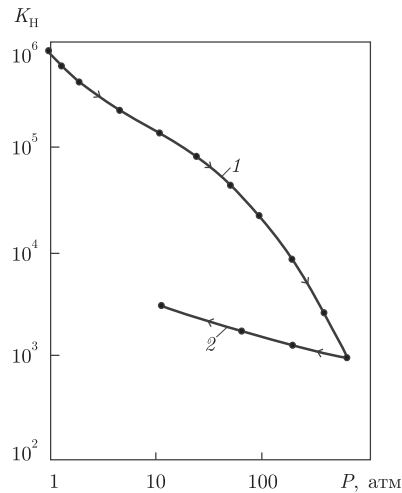


Рис. 2. Зміна “водопровідності” ( $K_n$ ) На-каолініту при ущільненні (1) і розуцільненні (2) пласта висотою 7,6 м (25 футів) [12].

$K_n$  виражена в галонах через квадратну милю за добу ( $1 \text{ галон/миля}^2 = 1,46 \cdot 10^{-6} \text{ дм}^3/\text{м}^2$ )

глини  $K_n$  змінюється по складній кривій, яка має точку перегину близько 30 атм. Ольсен вважав, що вся крива характеризує фільтраційні властивості зразка, оскільки напрям осмотичних потоків був протилежним, але підкреслив, що величини  $K_n$  виявились чомусь надто високими.

З такою трактовкою погодитися не можна, тому що фільтрація через глину, як вже відзначалось, можлива лише до певного ступеня ущільнення. За Мухінім [1, с. 87], наприклад, у пластових умовах фільтрація припиняється на глибині 300 м, тобто при ущільнювальному тиску понад 3 МПа. Тому при більших ущільненнях мусить вступити в дію вже бароосмотичний механізм переносу  $\text{H}_2\text{O}$ . У такому випадку крива на рис. 2 повинна описувати два різних процеси: до 30 атм — фільтраційний, понад 30 атм — бароосмотичний, які підпорядковуються різним закономірностям і мусять мати різну форму. Отже, якщо до 30 атм крива  $K_n$  практично повторює класичну криву фільтраційних властивостей глин [1], то після 30 атм дістає опуклу форму з прискореним зниженням. Цю другу частину кривої слід віднести до бароосмотичного процесу, який, до речі, і повинен бути спрямованим проти звичайного (капілярного) осмосу [6]. Прискорене зменшення бароосмотичної проникності На-каолініту при сильному ущільненні можна пояснити зменшенням загальної поверхні його порового простору.

Рис. 2 підтверджує, що система водонасиченої глини має явно виражені пружні властивості. При знятті високого тиску вона розуцільнюється і починає втягувати в себе воду назад. Очевидно, що цей процес всмоктування води також мусить мати бароосмотичну природу. Це означає, що при повторних опусканнях і підняттях глинистих пластів на значні глибини вони справді можуть відмиватись від солей. Але виконувати цю промивку можуть не лише прісні інфільтраційні води [1], а й маломінералізовані пластові води суміжних водонесних горизонтів. Зазначимо, що заміряні Ольсеном величини капілярно-осмотичного переносу води при низьких ущільнювальних тисках становили лише 2–4% від величини  $K_n$ , але при максимальних тисках перевищували 90%  $K_n$  і зростали однаково з  $K_n$  при розуцільненні глин. Це може означати, що механізми капілярно-осмотичної та бароосмотичної провідностей дуже близькі або навіть ідентичні.

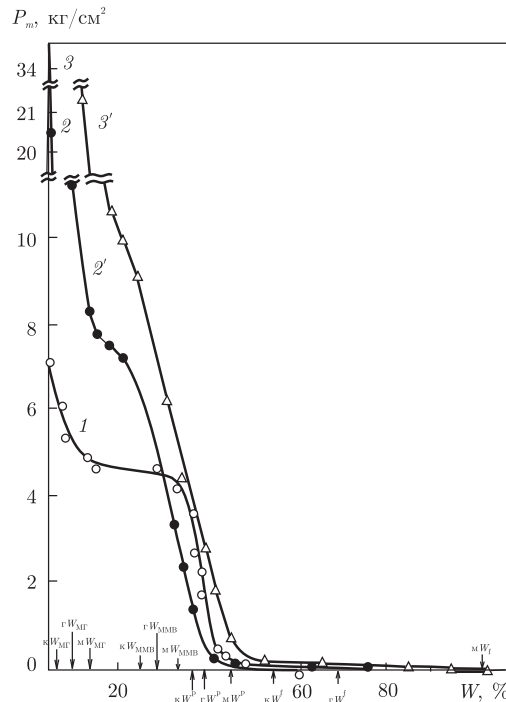


Рис. 3. Залежність граничної напруги зміщення ( $P_m$ ) від вологості для Na-каолініту (1), Na-гідрослюда (2, 2') і Na-монтморилоніту (3, 3').  
Буква перед  $W$  означає: к — каолініт, г — гідрослюда, м — монтморилоніт [13]

2. На зміну механізму виділення порових вод при ущільненні глин саме при пористості в 40% вказує і графік рис. 3, узятий з роботи [8], де вивчався вплив вологості на міцність глинистих структур. Як видно, при втраті води внаслідок ущільнення міцність глин зростає ступінчато. Перша ступінь починається якраз при  $W_{II} = 40\%$ , що відповідає для всіх трьох глин стану верхньої границі пластичності ( $W_p$ ). Друга ступінь фіксується аж при  $W_{II} \sim 10\%$ , що відповідає стану максимальної гігроскопічності ( $W_{Mr}$ ). Між цими ступенями є більш або менш сильно виражений перегиб, який у випадку Na-каолініту навіть перетворився в обширне плато. Автори [8] пояснювали цю ступінчастість тим, що на першому етапі (до  $W_{II} = 40\%$ ) при ущільненні виділялась осмотично зв'язана вода, а при  $W_{II} < 40\%$  — капілярна вода. Таке пояснення суперечить природі названих видів порової води.

На наш погляд, при ущільненні пастоподібних глин до  $W_{II} = 40\%$  із них виділялась лише дуже слабкозв'язана капілярна вода. Під кінець цього етапу глина втратила пластичність і вступив в дію бароосмотичних механізм витискування. При цьому концентрація залишкових порових вод зростала і це сформувало першу ступінь зміцнення. З початком видавлювання осмотично зв'язаних вод концентрування порових вод сповільнюється (у випадку каолініту навіть зупиняється), а це сповільнює (або і зупиняє) наростання міцності. Після витискання осмотично зв'язаних вод у глинах залишається лише сильнозв'язана адсорбована вода, яка вже практично не заважає злипанню окремих часточок глин і швидкому зміцненню структури.

Витискування осмотично зв'язаних вод з різних глин починається при різних ущільненнях: для Na-каолініту — при  $\sim 30\%$ , для Na-гідрослюда і Na-монтморилоніту — близько 20% (рис. 3). Оскільки в морських глинах основним компонентом завжди є гідрослюда, для них

початок руйнування шару осмотично зв'язаних вод можна прийняти при  $W_{II} = 20\%$ , як це ми і передбачали.

**3.** Як уже відзначалось, у бароосмотичному процесі особливе значення має вологість глин у 20% за об'ємом, яка відповідає середньому значенню нижньої границі пластичності глин  $W_p$ . Нижче цієї границі повинно починатись руйнування шарів осмотично зв'язаних вод, що призведе до помітного зменшення мінералізації витискуваних порових вод (при більшій вологості цього ефекту можна і не помітити). Справедливість цього висновку підтверджують дані роботи В. Колодія [9, с. 106], де якраз і досліджувались порові води глинистих порід з вологістю  $W_{II} \leq 20\%$  (табл. 1).

Як видно, порові води всіх зразків глин мають у 2–3 рази меншу від морської води мінералізацію. При цьому на других стадіях видавлювання вона в зразках із св. 201 продовжує зменшуватись, а в св. 207 — практично не міняється (можливо, через дещо більшу засоленість глини). Таке “опріснення” вод є прямим доказом справедливості відповідного положення теорії бароосмосу і показує, що появу маломінералізованих вод на багатьох газових родовищах зовсім не обов'язково пов'язувати лише з утворенням конденсаційних вод з мігруючих глибинних газів, як це робить більшість геологів [9, 10].

Особливої уваги заслуговують зміни хімічного складу отриманих порових вод. Із табл. 1 видно, що концентрація окремих компонентів у послідовно відпресованих пробах I та II змінюється по-різному: для  $Na^+$ ,  $Cl^-$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $HCO_3^-$  — зменшується, для  $SO_4^{2-}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $K^+$  — збільшується, а вміст  $SiO_2$  в усіх пробах залишається стабільно високим. Такий характер змін показує, що вони викликані впливом “опріснення” порових вод на рівновагу в іонно-адсорбційному комплексі глин: зменшення мінералізації ніби “вимиває” частину навіть сильно адсорбованих іонів. Разом з тим помітно, що в пробах I св. 201 існує тенденція до зниження концентрації  $Na^+$  й  $Cl^-$  у водах зверху вниз. Це цілком може бути результатом довготривалого переносу цих іонів знизу вгору по розрізу бароосмотичним потоком  $H_2O$  [11].

Таблиця 1. Хімічний склад порових вод, виділених постадійно з глин неогену (зразок з  $W_1 = 20,2\%$ ) і палеогену Андріївської площі Індольського прогину при пресуванні [9, с. 106]

Умови пресування і характеристика порових вод	Св. 201						Св. 207	
	940–950 м $W = 20,2\%$		1250–1260 м $W = 18,3\%$		1480–1490 м $W = 14,4\%$		1237–1245 м $W = 17,4\%$	
	I	II	I	II	I	II	I	II
Ущільнюючий тиск, МПа:								
початковий	36,9	132,9	7,35	177,2	39,3	295,0	29,5	88,6
кінцевий	132,9	206,6	88,6	206,6	295,0	669,0	88,6	221,3
Мінералізація, г/л	9,2	6,2	9,6	7,6	5,9	4,8	15,6	15,9
Хімічний склад, мг-екв./л:								
$Na^+$	136,5	70,3	146,0	104,4	75,0	52,2	234,9	216,6
$Ca^{2+}$	5,6	8,9	3,8	9,4	5,2	14,8	2,5	4,9
$Mg^{2+}$	4,6	28,1	3,6	9,2	17,3	13,2	12,5	32,9
$Cl^-$	107,0	94,9	114,0	95,5	79,0	67,9	193,9	167,9
$SO_4^{2-}$	26,9	5,6	28,0	18,8	8,7	4,7	45,6	81,1
$HCO_3^-$	12,9	6,9	12,0	9,0	10,0	7,9	12,9	7,7
Мікроелементи, мг/л:								
$K^+$	5,0	3,9	11,0	11,7	7,8	11,7	97,8	97,8
$Br^-$	42,0	26,6	27,0	25,0	27,0	10,0	71,8	62,3
$SiO_2$	51,3	41,7	—	72,8	81,3	—	63,4	—

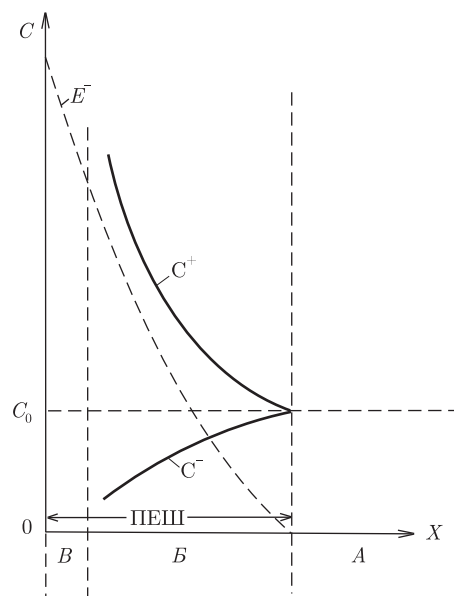


Рис. 4. Схема будови приповерхневого шару зв'язаних вод в глинистому осади (за [12] з доповненнями):  $X$  — відстань від поверхні;  $C$  — концентрація ( $C_0$  — капілярних порових вод,  $C^+$  — катіонів,  $C^-$  — аніонів);  $E^-$  — електричний потенціал у зоні ПЕШ.  
Зв'язані води:  $A$  — капілярна,  $B$  — осмотично зв'язана,  $B$  — адсорбована

4. Звичайно, бароосмос у глинистих товщах має багато спільного з процесом опріснення морських вод на тонкопористих мембранах (зворотний осмос), який також залежить від градієнтів тиску і підпорядковується закону Дарсі [6]. Тільки в штучних мембранах необхідна для осмотичного масопереносу пориста структура готується заздалегідь, а в глинистих осадах — створюється в процесі їх ущільнення. Тому можна припустити, що фізичний механізм бароосмосу включає кілька стадій, головною з яких є ультрафільтрація. Щоб перевірити це припущення, розглянемо детальніше, що саме відбувається в глинистих осадах при їх ущільненні.

На рис. 4 показана схема будови приповерхневого шару зв'язаної води в глинах, яку, згідно з існуючими уявленнями [5, 12–14], можна розділити на три види — капілярну ( $A$ ), осмотично зв'язану ( $B$ ) і адсорбовану ( $B$ ) — з послідовно зростаючою енергією зв'язку з поверхнею. Води  $B$  і  $B$  знаходяться в зоні впливу подвійного електричного шару (ПЕШ), сформованого об'ємним негативним зарядом глини. В шарі  $B$ , крім сильно адсорбованих молекул  $H_2O$ , знаходяться також майже всі багатовалентні катіони вод шару  $B$  (в основному  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  і  $Na^+$ ). Властивості вод  $B$  під впливом електричного поля ПЕШ сильно змінені: в них з'явився нерівномірний розподіл іонів (див. рис. 4), значно зменшилась загальна концентрація солей (див. вміст  $Cl^-$ ), а швидкість дифузії молекул  $H_2O$  паралельно поверхні стала на порядок більшою, ніж у перпендикулярному напрямі [11, 13]. Товщина шару структурно зміненої води  $B$  залежить від величини електричного потенціалу на поверхні глини і енергії теплового руху молекул води; тому вона зменшується при підвищенні концентрації солей у водах  $A$  та при нагріванні. Але від ущільнювального тиску в границях до  $\sim 8$  МПа товщина шару осмотично зв'язаної води практично не залежить (на це вказує майже однакова осмотична проникність глини на глибинах до  $\sim 800$  м [5]). І лише капілярна вода  $A$  зберігає практично всі властивості вільних порових вод.

Границя вод  $B/B$  досить чітка і добре вивчена. На ній відносно легко встановлюється іонно-адсорбційна рівновага, але з водами  $A$  [12]. Це означає, що іони солей можуть відносно вільно дифундувати через зону  $B$ , але тільки тоді, коли порушена іонна рівновага на границі  $B/B$ . Границя  $A/B$  сильно розмита, але має явні ознаки “твердої” напівпроникної перегородки: вона легко пропускає молекули  $H_2O$ , але не може пропускати додаткових іонів у зону  $B$ , оскільки електричне поле ПЕШ їх виштовхує. Отже, на цій границі в стаціонарних умовах виникає лише бароосмотична рівновага і кожна частинка глини при малому ущільненні виявляється ніби ізольованою в “твердій” напівпроникній перегородці, яка не може передати безпосередньо тиск вод із зони  $A$  у зону  $B$ .

В неущільнених осадах морських глин окремі їх частинки контактують лише по границях  $A/B$ . Тому всі капілярні води  $A$  утворюють єдину гідродинамічну систему, яка під впливом ущільнюючого тиску поступово виділяє їх у наддонну воду (фільтраційний режим). При достатньо великому ущільненні, коли внаслідок зменшення пористості багато частинок глини будуть вже мати точкові контакти по границі  $B/B$  і перекриються зони ПЕШ усіх частинок, утворюється єдина система осмотично зв'язаних вод шару  $B$  у вигляді більш або менш потужної сітки каналів осмотичної провідності, яка ізолює окремі ділянки залишкових капілярних вод і припиняє їх фільтрацію. Тепер при збільшенні тиску у залишкових водах  $A$  швидко зростає їх осмотичний напір, що порушує бароосмотичну рівновагу на границях  $A/B$  і примушує дифундувати їх молекули  $H_2O$  у зону вод  $B$ . В результаті і в водах  $B$  починає збільшуватись внутрішній тиск та осмотичний напір  $H_2O$ . У природній відкритій осмотичній системі це неминуче викличе рух вод  $B$  у бік вод з нижчим  $P_{o,n}$  (дифузійний потік) або пластовим тиском (ультрафільтрація). Отже, евакуація молекул  $H_2O$  із залишкових капілярних вод буде відбуватися лише по каналах осмотичної провідності у вигляді майже чистої води<sup>1</sup> і може розвиватись не лише як прискорена дифузія, а й у вигляді потоку і підпорядковуватись уже закону Дарсі [15]. Описаний двоступеневий дифузійно-ультрафільтраційний процес і є, на наш погляд, реальним механізмом бароосмосу. На рис. 1 він відображається ділянкою параболічної кривої  $1$  в інтервалі  $20 < W_n < 40\%$ .

При подальшому ущільненні, як показують фактичні дані, починається видавлювання осмотично зв'язаної води  $B$ , яке спричиняє зменшення мінералізації порових вод. Ми припускаємо, що це пов'язано насамперед із зменшенням товщини шару вод  $B$  у зоні їх контакту з залишковими концентрованими капілярними водами. При переміщенні границі  $A/B$  ближче до поверхні глин частина вод  $B$  звільняється від впливу поля ПЕШ і отримує можливість змішуватись з водами  $A$ , поступово зменшувати їх мінералізацію і емігрувати з осаду вже по значно тісніших каналах осмотичної провідності. Цей етап ущільнення на рис. 1 відображає ліве крило параболи  $1$  при  $W_n < 20\%$ .

Проведений аналіз показує, що в міру ущільнення морських глинистих осадових фільтраційний режим витискування їх капілярних вод закономірно переходить у бароосмотичний режим видавлювання молекул  $H_2O$  з цих вод по каналах єдиної системи осмотично зв'язаних вод. Тому існує два види водопровідності глин: фільтраційний (до  $W_n \sim 40\%$ ) та осмотичний ( $W_n < 40\%$ ), що і фіксує рис. 2. При ущільненні осадів фільтраційна водопровідність зменшується з уповільненням (зростає опір глин), а бароосмотична — з прискоренням від початку видавлювання осмотично зв'язаних вод. Запропонований дифузійно-ультрафільтраційний механізм бароосмосу задовільно пояснює всі особливості цього явища, але вимагає поглибленого теоретичного обґрунтування в рамках теорії поверхневих сил [13].

---

<sup>1</sup>Концентрація  $NaCl$  у водах потоку визначається дуже низьким вмістом іонів  $Cl^-$ .

1. *Мухин Ю. В.* Процессы уплотнения глинистых осадков. – Москва: Недра, 1965. – 200 с.
2. *Шликина О. В.* Геохимия морских и океанических осадков. – Москва: Наука, 1972. – 228 с.
3. *Смирнов С. И.* Введение в изучение геохимической истории подземных вод седиментационных бассейнов. – Москва: Недра, 1974. – 264 с.
4. *Колодій В. В.* К условиям формирования высокоминерализованных подземных вод седиментационного генезиса // Геология и геохимия горюч. ископаемых. – 1976. – Вып. 47. – С. 63–68.
5. *Кушнір С. В.* Прояви бароосмосу в підземній гідросфері // Доп. НАН України. – 2009. – № 12. – С. 120–125.
6. *Кушнір С. В.* Про причини глибинного концентрування вод артезіанських басейнів у зоні гіпергенезу (фізико-хімічний аналіз) // Там само. – 2008. – № 7. – С. 111–117.
7. *Olsen H. W.* Liquid Movement Through Kaolinite under Hydraulic, Electric and Osmotic Gradients // Bull. Amer. Assoc. Petr. Geologists. – 1972. – **56**, No 10. – P. 2022. – 2028.
8. *Соколов В. А., Осипов В. И.* Влияние различных категорий связанной воды на прочность глин // Связанная вода в дисперсных системах. Вып. 4. – Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1977. – С. 4–15.
9. *Колодій В. В.* Подземные воды нефтегазоносных провинций и их роль в миграции и аккумуляции нефти (на примере юга СССР). – Киев: Наук. думка, 1983. – 248 с.
10. *Колодій В. В., Бойко Г. Ю., Бойчевська Л. Е. та ін.* Карпатська нафтогазоносна провінція. – Львів; Київ: ТОВ “Український Видавничий центр”, 2004. – 390 с.
11. *Кушнір С. В.* Бароосмотичний аналіз як новий метод гідрогеологічних досліджень // Доп. НАН України. – 2009. – № 11. – С. 104–110.
12. *Фридрихсберг Д. А.* Курс коллоидной химии. – Ленинград: Химия, 1984. – 367 с.
13. *Чураев Н. В.* Физико-химия процессов массопереноса в пористых телах. – Москва: Химия, 1990. – 272 с.
14. *Поверхностные пленки воды в дисперсных структурах* / Под ред. Е. Д. Щукина. – Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1988. – 279 с.
15. *Hanshaw B. B., Coplen T. B.* Ultrafiltration by a compacted clay membrane. II. Sodium ion exclusion at various ionic strengths // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1973. – **37**, No 10. – P. 2311–2327.

*Інститут геології і геохімії  
горючих копалин НАН України, Львів*

*Надійшло до редакції 29.03.2010*

**S. V. Kushnir**

### **Baroosmosis in marine clay sediments and clay rocks**

*A profound analysis of the processes occurring in the porous water at the consolidation of marine clay sediments is carried out. It allowed us to determine conditions of the transition from the filtration regime of forcing-out capillary waters to the baroosmic squeezing-out of the H<sub>2</sub>O-molecules into the system of osmotically bound waters. We have found out conditions of the beginning of the destruction of layers of osmotically bound waters in open systems. A model of the diffusion-ultrafiltration mechanism of the baroosmic process is proposed.*