УДК 556.34:624.131

А.М. Самедов, д.т.н., проф.
Національний технічний університет України "КПІ"
А.А. Ткачук, магістр
Асоціація "Укрцукркамінь"

ГІДРОТЕРМАЛЬНІ ПРОЦЕСИ В ОСНОВІ ТЕПЛОВОЇ СПОРУДИ ПРИ РУХОВІ ВИСОКОТЕМПЕРАТУРНИХ ВОД У ҐРУНТАХ ТА ГІРСЬКИХ ПОРОДАХ

Розглянуто явища взаємодії високотемпературних вод з породами основи теплової споруди з урахуванням основних положень термодинаміки.

Складено й вирішено диференціальні рівняння руху гарячого підземного водяного розчину в порах, тріщинах і порожнинах ґрунтової основи споруд. Наведено дані для вирішення практичних завдань, що характеризують основні параметри, які входять в формули руху підземного водяного розчину в ґрунтових основах.

Актуальність задачі. Підземні води постійно перебувають у взаємодії із ґрунтовими підставами, внаслідок чого відбувається розм'якшення, розчинення й вилуговування гірських порід. При цьому різко зменшуються міцнісні параметри ґрунтів підстав, такі як сила зчеплення й кут внутрішнього тертя. Одночасно змінюється хімічний склад підземних вод. Проникнення високої температури від теплових споруд або промислових печей (до 500 °С) під підошву фундаменту на глибину більше 30 м, де підземна вода нагрівається до кипіння, прискорює рух підземного водяного розчину, збільшуючи інтенсивність розчинення й змивання цементуючих речовин між твердими частками ґрунтів підстав і цим в 30÷50 разів зменшуючи сили зчеплення й в 15–20 разів – кут внутрішнього тертя.

Зміна хімічного складу підземних вод відбивається, головним чином, на збільшенні загальної мінералізації, твердості, кислотності й агресивності. Агресивні впливи підземних вод зростають через збільшення розчиненого піриту, сірки, смоли й олій, нафтопродуктів, аміаку, різних солей, мінералів й інших шкідливих сполук, які гаряча вода зустрічає на своєму шляху. Розчиняючи ці хімічні сполуки, вона перетворюється в підземні водяні розчини з різною в'язкістю, а тому вивчення геотермальних процесів в ґрунтах та гірських породах становить **актуальну наукову задачу**.

Вивченість питання. У багатьох працях, у т.ч. у роботах [1, 3], вивчені рухи води в ґрунтах і гірських породах. Однак в них не розглядаються впливи температури на рух підземних вод. Відомо, що температура різко змінює в'язкість і хімічний склад підземних вод, помітно впливаючи на їх переміщення в масиві. В працях, присвячених термодинамічним процесам [2, 4, 5], теж не враховуються явища, що протікають у гідротермальних умовах у ґрунтах підстав або гірських порід.

Основний зміст досліджень. При рухові водного розчину в порах ґрунтів основ теплових споруд постійно виникають різні тиски, частину яких врахувати при розрахунку практично неможливо. Наприклад сорбційний тиск на скелеті ґрунту основи, тиск при випаровуванні й конденсації вологи, тиск пароподібної вологи, парціальний тиск, тиск поверхневого натягу твердих часток ґрунту при висиханні, тиск від температурного перепаду, осмотичний тиск, тиск всмоктування та ін. достатньо складно включити у визначальні формули.

При вивченні руху підземної води ми зустрічаємося зі зміною щільності водяного розчину, явищем флуктуації на молекулярному рівні, що залежить від неоднорідних властивостей ґрунтів підстав, анізотропіїі фільтрації й ін., які дуже утрудняють складання й рішення диференціальних рівнянь. Тому надалі будемо враховувати лише головні впливаючі фактори.

Слід зазначити, що якщо відсутня рівновага в гарячому водяному розчині між рідкою водою й пароподібною, то завжди відбувається випаровування або конденсація, інтенсивність яких залежить від температури нагрівання, площі поверхні випаровування, кількості пароподібної вологи й швидкості видалення вологи, що випарувалася. Наприклад на випаровування 1 м^3 чистої рідкої води витрачається близько 2,5 кДж тепла. Конденсація пароподібної води супроводжується виділенням такої ж кількості тепла.

Рух гарячого підземного водяного розчину в підставах споруд визначаємо стосовно елементарного об’єму V масиву, насиченого тріщинами й порами. У цьому об’ємі рух гарячого водяного розчину має безперервний криволінійний характер, що відбиває звичайну природну структуру ґрунтів підстав (рис. 1).

© А.М. Самедов, А.А. Ткачук, 2006

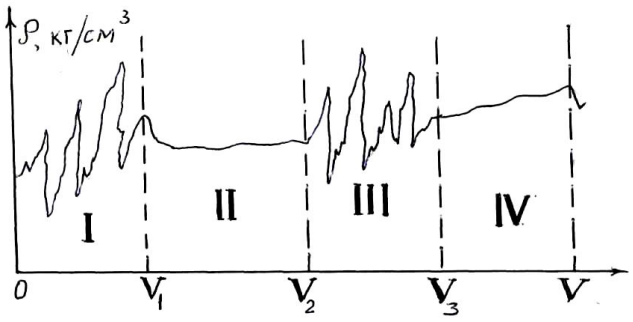

Рис. 1. Рух підземного водяного розчину, нагрітого до 60 °С, у пористій і тріщинуватій гірській породах. Зони I, III – вплив макропор і тріщинних дефектів порід на рух підземного водного розчину з температурою 60 °С; зони II, IV – згладжування впливу дефектів порід на рух підземного водяного розчину з температурою 60 °С

Умовно вирізаний об'єм V з ґрунтової підстави має пори, тріщини, раковини й структурні неоднорідності, завдяки яким рух гарячої води протікає в цьому середовищі по-різному. Тут у межах області I на рух води сильно впливають пори, макротріщини з урахуванням локальних неоднорідностей, а потім рух води протікає стійко, тобто криві згладжуються до об'єму V_2; в II області спостерігається стійкий рух води, показаний згладженими кривими. Потім рух води знову змінюється (область III) від V_2 до V_3 за рахунок заповнення пор і мікротріщин водою. Починаючи з деякого об'єму V_3, в області IV ґрунтів підстави може відбутися згладжування – зміна властивостей підземного водяного розчину.

Рух підземного водяного розчину V_R будемо розглядати в областях II й IV, які можна віднести до згладжених об'ємів руху гарячої води, тобто в об'ємах V_1 й V_3 ґрунтів підстав споруд. При цьому будемо вважати, що проникаючі високі температури від теплових *споруд* до ґрунтових підстав, а також рух підземних вод у порах ґрунтів підстав, нагрітих до цієї температури, мають постійну величину, тобто відповідно T = const й V_{RT} = const.

Тоді рух підземного водяного розчину V_R, що складається з рідкого розчину V_g і пароподібної води V_p, ($V_R = V_g + V_p$), у порах, порожнинах і тріщинах гірської породи можна описати у вигляді:

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\rho_g V_g}{V}+\frac{\rho_p V_p}{V}\right)=-div\left(\rho_g \upsilon_r\right)-div\left(\rho_g v_{d.g}\right)-div\left(\rho_p v_p\right)+I_{H_2O} \qquad (1)$$

де ρ_g, ρ_p, ρ_v – відповідно щільність підземної води в рідкому розчині (тобто з розчиненими солями, мінералами й т. ін.), щільність водяної пари, що перебуває у водяному розчині й утворилась від проникаючої температури теплових споруд, і щільність води в чистому вигляді; V_g, V_p, V_v – відповідно об'єм рідкої підземної води в розчині, об'єм пари, що перебуває в підземному водяному розчині й об'єм чистої води у водяному розчині; *div* – символ, що характеризує рух елементів водяного розчину в порах ґрунтів; I_{H_2O} – внутрішнє джерело підземної води без випаровування й конденсації, тобто $I_{isp} + I_{kond} = 0$; V – об'єм умовно вирізаного зразка із ґрунтової підстави.

Для чистої підземної води з нерозчиненими солями й мінералами зі звичайною температурою до 20 °С це рівняння буде мати вигляд:

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\rho_V V_V}{V}\right)=-div\left(\rho_V v_V\right)-div\left(\rho_v \upsilon_{d.v}\right)+I_{H_2O},$$

де υ_r, $\upsilon_{d.g}$, υ_p, υ_v, $\upsilon_{d.v}$ – відповідно швидкості водяного розчину, дифузії рідини, пароподібної вологи, чистої води й дифузії чистої води. Для практичних розрахунків можна приймати: $V_r = V_g$, тобто розчинені речовини розподілені по всьому об'єму V. Тоді: $\frac{V_r}{V}=\frac{V_g}{V}=W$ – вологість ґрунтів підстав, а $\frac{V_r}{V}=n-W$, де n – пористість ґрунту.

Отже формула (1) буде мати вигляд:

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\rho_g W+\rho_p\left(n-W\right)\right)=-div\left(\rho_g \upsilon_r\right)-div\left(\rho_g \upsilon_{d.g}\right)-div\left(\rho_p \upsilon_p\right)+I_{H_2O}. \qquad (2)$$

Як видно, у формулу (2) не включений вплив температурного фактора, якщо не враховувати рух водяної пари, що присутня в складі підземної води в рідкому розчині, частина води якого у вигляді пароподібної вологи утворилась в результаті температурного нагрівання від теплових споруд або інших джерел.

Однак температура в масиві ґрунтової підстави теплових споруд може впливати на рух водяного розчину, не тільки перетворивши його у водяну пару, але й істотно змінювати в'язкість водяного розчину. Тому варто включити температурний фактор безпосередньо до складу визначальних формул. Це можна виконати тільки при використанні термодинамічних закономірностей руху водяного розчину в порах ґрунтової підстави, тобто з використанням термодинамічних коефіцієнтів і градієнтів тисків, швидкостей і температур. Тоді формула (1) з урахуванням (2) буде мати вигляд:

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\rho_g V_g}{V}+\frac{\rho_p V_p}{V}\right)=\frac{\partial}{\partial t}\left(\rho_g W+\rho_p\left(n-W\right)\right)=$$

$$=div\left\{\rho_g K_{1.r}\left(p_r, gradp_r\right)\left[p_r+\upsilon_r grad\upsilon_r+\frac{gradp_r}{\rho_r}+grad\left(gz\right)\right]\right\}+ \quad (3)$$

$$+div\left[\left(D_{g.c}gradp_c+D_{g.m}gradT+D_{g.el}gradp_{el}+D_{g.dav}gradg\right)\right]+$$

$$+div\left[D_p\alpha_l\alpha_g\left(n-W_1\right)\right]+I_{H_2O},$$

де $K_{1.r}$ – коефіцієнт конвективного масопереносу, що залежить від тиску водяного розчину p_r і градієнтів *grad* p_r; тобто $K_{1.r} = f(p_r, grad\ p_r)$, індекс «*r*» – «розчин», «*g*» – «рідина», «*p*» – «пара».

Коефіцієнт $K_{1.r}$ при рухові розчину в порах або тріщинах гірської породи визначається в'язкістю підземного водяного розчину й конфігурацією провідних шляхів лінії руху, тобто пор, тріщин і порожнин у ґрунтових підставах. У свою чергу, в'язкість, щільність, проникність гірської породи або ґрунтів підстав залежить від температури, мінералізації й багатьох інших факторів. До того ж $K_{1.r}$ враховує приведення швидкості водяного розчину υ_r до всього об'єму V досліджуваної ділянки масиву. Тут p_r – тиск водяного розчину; *z* – глибина руху водяного розчину; *grad* p_r, *grad* υ_r, *grad T, grad* p_{el}, *grad* p_c , *grad* ρ_p , *grad g* – градієнти відповідно тисків водяного розчину, швидкості водяного розчину, температури, електроосмотичного тиску, тиску від концентрації розчинених солей, щільності пари, прискорення вільного падіння ($g = 9{,}81 = \text{const}$); ρ_r – щільність водяного розчину; $D_{g.c}$, $D_{g.m}$, $D_{g.el}$, $D_{g.dav}$, $D_{g.g}$, D_p – коефіцієнти дифузії рідкого розчину відповідно в залежності від тисків концентрації мінералізації p_c, температури p_m, електроосмотичних тисків p_{el}, зовнішніх тисків p_{dav}, тисків власної ваги p_g і атмосферних тисків p_{atm}.

Для практичних розрахунків можна приймати**:** $D_p = (2{,}5–2{,}6)\cdot10^{-1}$ см^2/с; $\alpha_g = 10$; $\alpha_l = 0{,}66$; щільність водяного розчину $\rho_r = \rho_g = 10{,}7$ Н/см^3; пористість ґрунтової підстави $n = 0{,}4–0{,}6$; вологість породи $W = 0{,}14 – 0{,}38$; щільність ґрунтів підстав $\gamma = 14–18$ кН/м^3; щільність пароподібної вологи $\rho_p = 424\cdot10^{-5}$ Н/см^3.

Залежно від концентрації розчинених солей коефіцієнт дифузії D_c має такі величини: якщо у воді розчинена досить рухлива сіль KCl при T = 25 °C і C_{KCl} = 2240 Н/л, тоді $D_c = 2{,}1\cdot10^{-9}$ м^2/з, а коефіцієнт дифузії $D_{g.c} = b_{ist}\cdot\frac{D_c}{\rho_g}\cdot\frac{\partial\rho_g}{\partial p_g}$ (де $b_{ist} = 0{,}7–0{,}25$ – коефіцієнт щирої швидкості дифузії води в підземному розчині із середньою швидкістю переносу пароподібної вологи 0,66W; залежить від температури водяного розчину й пористості ґрунту). При градієнті 100 г/л концентрації розчинених солей, що рівноцінно градієнту щільності води в розчині 0,4 Н/(см^3·м) для 50 % ефективної пористості ґрунтової підстави $D_c = 4{,}3\cdot10^{-9}$ м^2/с; *grad* $\rho_g = 1{,}1$ Н/(см^3· м); $\upsilon_{g.c} = 4{,}3\cdot10^{-6}$ м/доб.; тиск рідкої води p_g у водоносному розчині при $p_c = (–101)$ кПа відповідає концентрації NaCl близько 13Н/л, а щільність водяного розчину $\rho_g = 10{,}1–10{,}7$ Н/см^3**.** При пористості породи $n = 0{,}25$ $b_{ist} = 0{,}25–0{,}3$, а при пористості $n = 0{,}5$ $b_{ist} = 0{,}5$.

При термодифузії коефіцієнт**:**

$$D_{g.T} = b_{ist}\cdot\frac{D_T}{\rho_g}\cdot\frac{\partial\rho_g}{\partial T},$$

де $D_T = 3{,}84\cdot10^{-9}$ м^2/доб. при $T = 45$ °C, градієнт щільності води в рідкому підземному розчині *grad* ρ_g = 10,1 Н/(см^3· м), при градієнті температури $T = 45$ °C/м швидкість при цій температурі $\upsilon_{g.m} = 1{,}5\cdot10^{-6}$ м/доб. При 90 °C водяного розчину й *grad* 90 °C/м ефективна пористість ґрунтової підстави $n = 50$ %; $b_{ist} = 0{,}5$, $\upsilon_{g.m} = 6{,}0\cdot10^{-6}$ м/доб.

При електродифузії рідкого підземного розчину коефіцієнт електроосмосу $D_{el} = 7{,}6\cdot10^{-9}$ м^2/(с·В) відповідає градієнту електричної напруги величиною *grad* $5\cdot10^{-3}$ В/м, яка виникає у природних умовах

гірських порід при звичайних температурах. Електродифузія гірських порід залежить від ефективної пористості n, від температури середовища (у цьому випадку від температури ґрунтових підстав, що нагріваються гарячою водою), від електричних властивостей ґрунтів або гірських порід, від електромагнітних тисків p_{el} (де p_{el} = 4,9 кПа), $grad\ p_{el}$ = 4,9 кПа/м. При ефективній для переносу води пористості ґрунту, рівній 50 %, одержимо $\upsilon_{d.el} = 1{,}6 \cdot 10^{-7}$ м/доб; b_{ist} = 0,5.

Знаючи ці параметри, можна визначити величини коефіцієнта $D_{g.el}$ за формулою:

$$D_{g.el} = b_{ist} \cdot \frac{D_{el}}{\rho_g} \cdot \frac{\partial \rho_g}{\partial p_{el}}.$$

Масова швидкість пароподібної вологи $\upsilon_p = (\rho_p V_p)$ дуже важко піддається теоретичному аналізу й практично не існує експериментальних способів її визначення. Тому приймаємо наближені рівняння:

$$\upsilon_p = \rho_p \cdot V_p = (n - w) \cdot \alpha_l \cdot D_p \cdot \alpha_g \cdot grad\ \rho_p, \qquad (4)$$

де D_p – коефіцієнт дифузії водяної пари, що залежить від температури й атмосферного тиску, парціального тиску пари, коефіцієнта локального пороріднинного переносу (α_g = 1÷10) у ґрунтовому середовищі й прихованої теплоті пароутворення. Для практичних розрахунків можна приймати D_p = $(2{,}3 \div 2{,}6) \cdot 10^{-1}$ см^2/с, а α_g = 10; α_l = 0,66; пористість ґрунту n = 0,4÷0,6; вологість ґрунту у водонасиченому стані $W = W_{sat}$ = 0,28÷0,42; $grad\ \rho_p = (29 \div 32) \cdot 10^{-7}$ Н/(см^3· м) при $grad\ T$ = 80 °С/м; щільність пароподібної вологи ρ_p для температури T = 90 °С становить $\rho_p = 42{,}4 \cdot 10^{-5}$ г/см^3 = $424 \cdot 10^{-5}$ Н/см^3; атмосферний тиск приймається p_{atm} = 101÷102 кПа = $(1{,}01 \div 1{,}02) \cdot 10^5$ Па.

Як внутрішнє джерело масопереносу підземної води маються на увазі конденсація, фізичне випаровування, хімічні й фазові перетворення води в складі ґрунтової підстави. При відсутності дослідних даних у розрахунках цими частинами прихованого джерела можна зневажити, тому що вони незначні.

Виходячи з викладеного вище, можна зробити такі висновки: високі температури від теплових споруд поширюються на значну глибину ґрунтового масиву, нагрівають підземну воду до кипіння й прискорюють її рух у порах ґрунтової підстави теплової споруди. Гаряча вода розчиняє цементуючі речовини між твердими частками, солі, смоли, олії, мінерали й ін. сполуки, різко зменшує міцнісні параметри порід і ґрунтів. Цим створюються сприятливі умови для виникнення й розвитку осадок споруд.

Рух гарячої води в порах ґрунтової підстави являє собою багатофакторне явище, але основні впливаючі фактори можна включити в рівняння й вирішити ці рівняння як самостійно, так й у їхній комбінації із швидкістю руху.

Складено й вирішено диференціальні рівняння руху гарячої води в порах ґрунтів підстав, де використані основні закономірності термодинамічних засад при описі гідротермальних процесів, що протікають у пористому середовищі.

ЛІТЕРАТУРА:

1. *Глобус А. М.* Экспериментальная гидрофизика. – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 355 с.
2. *Дьярмати И.* Неравновесная термодинамика (теория поля и вариационные принципы). – М.: Мир, 1974. – 304 с.
3. *Полубаринова-Кочина П.Я.* Теория движения грунтовых вод. – М.: Гостехиздат, 1952. – 676 с.
4. *Рембеляк Т.* Физическая модель тепломассопереноса в конструкциях шахтной крепи при пожаре // Вісник НТУУ "КПІ" / Гірництво. – Вип. 5. – К., 2001. – С. 19–23.
5. *Лебедев Н.В.* Математическое моделирование температурного поля в массиве грунтов или горных пород от очагового источника тепла // Вісник НТУУ "КПІ" / Гірництво. – Вип. 9. – К., 2003. – С. 29–36.

САМЕДОВ Ахмед Меджидович – доктор технічних наук, професор кафедри геобудівництва та гірничих технологій Інституту енергозбереження та енергоменеджменту Національного технічного університету України «КПІ».

Наукові інтереси:
- будівельна справа;
- геобудівництво;
- інженерна екологія.

ТКАЧУК Анатолій Андрійович – магістр, Асоціація "Укрцукркамінь".

Наукові інтереси:
- гірництво;
- геобудівництво;
- екологічна безпека.

Подано 24.03.2006