

М.В. Лебедєв, інж.
Луганська вугільна компанія

МАСОПЕРЕНЕСЕННЯ ПІДЗЕМНОЇ ВОДИ ПІД ВПЛИВОМ ТЕМПЕРАТУРИ І ТИСКУ САМОЗАПАЛЮВАЛЬНОГО МАСИВУ СКЛАДОВАНОГО ВУГІЛЛЯ АБО ВІДХОДІВ ВУГЛЕВИДОБУТКУ

(Представлено д.т.н., проф. Самедовим А.М.)

Розглянуто зміни стану підземних вод, які потрапили під дію високих температурних полів та тиску самозапалювального масиву вугілля або відходів вуглевидобутку.

Встановлені закономірності конвективного та дифузійного масоперенесення в водоносних шарах ґрунтів та порід від дії високих температур та тисків.

В багатьох випадках при складуванні самозапалювального вугілля або відходів вуглевидобутку під складованими масивами є шаровані ґрунти чи породи з водонасиченими шарами на водотривких прошарках. Вода водоносних шарів, що не фільтрується вглиб масиву, потрапляє під вплив високих температурних полів самозапалювального матеріалу та тиску маси складованого матеріалу та шарів гірничих порід над водонасиченими горизонтами. При цьому стан підземних вод під масивом різко змінюється: частина води перетворюється у водну пару, частина розчиняє солі та перетворюється у водні розчини, а частина – залишається у чистому вигляді. Під масивом здійснюються складні фізичні, фізико-хімічні та термодинамічні процеси зміни властивостей підземних вод, які суттєво впливають на швидкість самозапалювання вугілля складованого масиву, інтенсивність та терміни горіння, а іноді можуть призвести і до вибуху масиву. Звідси випливає **актуальність та народно-господарська вагомість проблеми.**

Такі задачі оцінки сукупного впливу на підземні води температури та тиску складованих самозапалювальних матеріалів або рекомендації з визначення та уточнення параметрів масоперенесення підземних вод під впливом температури та тиску самозапалювального масиву у відомих літературних джерелах відсутні.

Ціль роботи – проаналізувати фактори, які впливають на масоперенесення водної субстанції від високої температури та тиску самозапалювального масиву і можливість їх обліку в математичних моделях конвективного та дифузійного масоперенесення.

Підземні води при високих температурах нагрівання можуть бути у вигляді перенасичених парів, перегрітої рідини, водних розчинів після розчинення солей та чистої води після конденсації вологи. Рух цих субстанцій в масиві ґрунтів належить до процесів масоперенесення і є конвективним та дифузійним перенесенням підземних вод в будь-якому стані.

Конвективне перенесення водяних субстанцій в насиченому або ненасиченому ґрунтовому масиві повинен враховувати внутрішнє тертя шарів рідини між собою та тертя по пористій поверхні скелету ґрунту. В узагальненому вигляді ці сили тертя F_{tr} можна визначити з рівнянь термодинаміки необоротних процесів, які пов'язані з явищами внутрішнього тертя, що залежать від в'язкості та щільності потоку водної субстанції. За роботами [1], [4], [5], [7] сумарна сила тертя складає:

$$F_{tr} = \frac{\partial V_r}{\partial t} + V_r \text{grad} P_r + \frac{\text{grad} P_r}{\gamma_r} + \text{grad}(gz), \quad (1)$$

де F_{tr} – сумарна сила тертя за рахунок в'язкості потоку та тертя потоку по скелету ґрунтових пор;

V_r – швидкість водного розчину в ґрунтах або порах гірничих порід;

$\text{grad} V_r$ – швидкість нагрітого водного розчину;

$\text{grad} P_r$ – тиск нагрітого водного розчину;

γ_r – об'ємна вага водного розчину;

$\text{grad}(gz)$ – сили тяжіння на глибині z .

Ми вважаємо, що $g = \text{const}$ при врахуванні температури ґрунту або гірської маси на глибині z .

Конвективне масоперенесення підземної водної субстанції з урахуванням сил тертя має вигляд:

$$V_r = -K_r(P_r) \left[\frac{\partial V_r}{\partial t} + \frac{\text{grad} P_r}{\gamma_r} + \text{grad}(gz) \right]. \quad (2)$$

Якщо знехтувати силою тертя, тобто якщо $F_{tr} = 0$, і швидкість перенесення водного розчину буде $\partial V_r / \partial t = 0$, і тоді ми маємо установлений рух водної субстанції при $V_r = \text{const}$ і $\gamma_r = \text{const}$, а рівняння (1) матиме вигляд:

$$\text{grad} V_r^2 / 2 + \text{grad} P / \gamma_r + \text{grad}(gz) = 0,$$

або

$$\text{grad}(V_r^2 / 2 + P_r / \gamma_r + gz) = 0,$$

а це означає, що

$$V_r^2 / 2 + P_r / \gamma_r + gz = \text{const}. \tag{3}$$

І ми маємо відоме рівняння Бернуллі [6] для установленого безв'язкісного руху рідини з постійною щільністю та врахуванням інерційних сил. Отже, якщо конвективного перенесення немає, тобто $F_{tr} = 0$ і $V_r = 0$, то

$$\text{grad} P_r / \gamma_r = - \text{grad}(gz).$$

Для вертикальної координати при $g = \text{const}$ отримуємо відомі рівняння гідростатики у вигляді:

$$d P_r / dz = - g \gamma_r, \text{ або } d P_r = - g \gamma_r \cdot dz.$$

Використовуючи деякі спрощення, конвективне масоперенесення водної субстанції тепер можна представити в такому вигляді:

$$V_r = - K_r (P_r, \text{grad} P) [\text{grad} P_r / \gamma_r + \text{grad}(gz)]. \tag{4}$$

Рівняння (4) відзеркалює універсальний закон конвективного масоперенесення підземних вод в ненасичених та насичених ґрунтах, об'єднуючи закон фільтрації та вологоперенесення.

Тиск P_r відповідає результуючому тиску підземної водної субстанції і повинен включати в себе сорбційний тиск скелету ґрунту; капілярно-менісковий тиск; тиск поверхневого натягу; надлишковий осмотичний тиск; тиск защемленого повітря; атмосферний тиск; тиск, що спричинив електромагнітне або радіаційне випромінювання; тиск від зміни температури; тиск від хімічних реакцій та тиск, пов'язаний зі швидкістю потоку водної субстанції. Для оцінки точності розрахунку сума всіх цих тисків може бути встановлена за допомогою тензометрів як у польових, так і в лабораторних дослідженнях.

При оцінці конвективного масоперенесення підземної водної субстанції не слід упускати його залежність від в'язкості та щільності водного розчину, а також проникності пористого середовища (ґрунту), які в свою чергу залежать від температури та мінералізації підземної водної субстанції.

Дифузійне перенесення водного розчину в ґрунтах під samozапалювальним масивом складованого вугілля або відходів вуглевидобутку обумовлений наявністю високої температури, яка здатна нагріти підземні води до кипіння. Частина нагрітої води перетворюється на пару, а частина – в суміш водного розчину з паром. Водний розчин з паром переноситься у вигляді дифузії з встановленою швидкістю.

Швидкість дифузії водного розчину з паром можна встановити визначивши всі складові дифузійного перенесення, які повинні включати: концентраційну (щільнісну) дифузію, термодифузію, електродифузію (електроосмос), бародифузію та гравідифузію.

Швидкість концентраційної дифузії необхідно оцінювати при врахуванні градієнтів концентрації води або солей в розчині та коефіцієнтів концентраційної дифузії (електролітів) (D_k), води у розчині (D_c) та чистої води (D_v). Ці коефіцієнти залежать від температури нагрівання та концентрації солей. Дж. Бетчелор [2] рекомендує не брати до уваги концентрацію солей при визначенні D_c . З ним можна погодитися, якщо концентрація солей в розчині незначна, але при градієнті концентрації солей більше за 50 г/(л. м) їх слід враховувати, тому що її вплив на коефіцієнт D_c стає суттєвим.

Загальна швидкість дифузії води в підземному розчині має вигляд:

$$V_{dG} = - D_{G,C} \text{grad} P_C - D_{G,T} \text{grad} T - D_{G,el} \text{grad} P_{el} - D_{G,dav} \text{grad} P_{dav} - D_{G,g} g, \tag{5}$$

де $P_{dav} = P_G - P_C - P_{el}$.

Згідно з викладеним уявленням про стан води в підземному розчині дифузійний перенос можна виразити у вигляді:

$$V_{dG} = - D_G \text{grad} P_G - D_{G,T} \text{grad} T - D_{G,g} g.$$

У випадку, якщо у ґрунті є тільки чиста підземна вода, то концентраційної та гравітаційної дифузії не відбувається, а рівняння дифузійного переносу приймає вигляд:

$$V_{dv} = -D_{V,T} \text{grad } T - D_{V,dav} \text{grad } P_V \quad (6)$$

За припущення про однозначну залежність тисків P_C , P_T та інших параметрів від щільності (концентрації солей) води у рідкому водному розчині ми маємо:

$$D_{G,C} \text{grad } P_C = b_{ist} D_C / \gamma_G \text{grad } \gamma_G = b_{ist} D_C / \gamma_G \partial \gamma_G / \partial P_C \text{grad } P_C ;$$

$$D_{G,T} \text{grad } T = b_{ist} D_T / \gamma_G \partial \gamma_G / \partial T \text{grad } T \quad \text{і т. ін.}$$

Отже, коефіцієнти $D_{G,C}$, $D_{G,T}$ та інші пов'язані з відомими коефіцієнтами D_C , D_T тощо, які розглянуті в роботі Хаазе [7] і можуть бути встановленими за такими формулами:

$$D_{G,C} \text{grad } P_C = b_{ist} D_C / \gamma_G \partial \gamma_G / \partial P_C ; \quad D_{G,T} = b_{ist} D_T / \gamma_G \partial \gamma_G / \partial T \quad \text{і т. ін.}$$

де γ_G – щільність рідкого водного розчину;

D_C , D_T , D_{el} , D_V – відповідно коефіцієнти врахування концентрації води в розчині, температури, електромагнітних явищ та чистої (після конденсації) води. Усі ці коефіцієнти залежать від температури нагрівання;

b_{ist} – коефіцієнт, що пов'язує дійсну швидкість дифузії води в підземному розчині з середньою швидкістю дифузії по перерізу шару. Він може бути прийнятим таким, що дорівнює об'ємній вологомосткості й без шкоди для точності розрахунків дорівнюватиме $b_{ist} = 0,5$. Решта індексів при коефіцієнтах мають звичні позначки. Так, наприклад, $D_{d,V}$ – тиск води, що залежить від вологості ґрунту чи порід та тиску масиву; $D_{V,T}$ – тиск у водному розчині, що залежить від температури; $D_{G,T}$ – тиск у рідкому водному розчині, що залежить від температури; $D_{G,C}$ – тиск у рідкому водному розчині, що залежить від концентрації солей; $D_{V,dav}$ – тиск в чистій воді, що залежить від тиску масиву складованих матеріалів та порід і т. ін.

Термодифузію можна оцінити використовуючи коефіцієнти самодифузії вільної чистої води (після конденсації) та градієнт щільності води при відповідній температурі (за даними робіт [2] та [8]).

Нехай ми маємо $D_T = 3,84 \times 10^{-9}$ м²/доб. при $T = 45$ °С. Градієнт щільності води 0,035 г/(см³·м) при $\text{grad } T = 90$ °С/м. Ефективна пористість ґрунту або гірських порід = 50 %. При градієнті температури 45 °С/м ми одержуємо розрахункову $V_{dT} = -3,0 \times 10^{-6}$ м/доб.

Враховуючи, що у прикладі ми взяли невеликий перепад температур, то стає зрозумілим, що впливом термодифузії рідкої підземної води при розрахунках загального масоперенесення нехтувати не слід.

Електродифузію (електроосмос) оцінюємо, використовуючи коефіцієнт електроосмосу $D_{el} = 7,6 \times 10^{-9}$ м²/(с. В) [3] та реальний для природних умов градієнт напруги 5×10^{-3} В/м. При ефективній пористості ґрунту 50 % отримуємо $V_{d,el} = -1,6 \times 10^{-6}$ м/доб.

Роль електродифузії не дуже суттєва, однак при збільшенні градієнта напруги зі зростанням температури вона повинна враховуватись.

Швидкість перенесення пароподібної вологи ($\gamma_P V_P$) важко піддається теоретичному аналізу, однак її врахування необхідне при розрахунку руху водяних парів у ґрунтах при високій температурі від самозапалюючого масиву, оскільки в стан пари перетворюються дуже значні обсяги підземних вод. Стан пароподібної вологи можна виразити у такому вигляді:

$$\gamma_P V_P = (n - W) \alpha_i D_P \alpha_G \text{grad } \gamma_P, \quad (7)$$

де γ_P – щільність водяної пари;

V_P – швидкість водяної пари; n – пористість ґрунту (породи);

α_i – коефіцієнт паровологого перенесення ($\alpha_i = 0,66$);

D_P – коефіцієнт, що враховує залежність пари від температури, атмосферного та парціального тиску. Наприклад, при температурі $T = 40$ °С, сумарних всмоктуючих тисках від 0 до (-8) кПа щільність пароподібної вологи майже дорівнює повному насиченню ґрунту (порід). Звідси при максимальному $\text{grad } T$, що дорівнює 80 °С/м, $\text{grad } \gamma_P$ буде дорівнювати 29×10^{-5} г/(см³·м).

При пористості 50 %, та $b_{ist} = 0,5$ отримуємо $\gamma_P V_P = -2,5 \times 10^{-5}$ г·м/(см³·доб).

Пароподібна волога постійно дифундує по капілярах ґрунту або гірських порід вертикально, досягає та проникає в самозаймистий масив і суттєво прискорює процеси самозаймання та горіння складованого вугілля або відходів вуглевидобутку.

Підсумовуючи швидкості конвективного та всіх видів дифузійного масоперенесення, ми отримуємо повну математичну модель поведінки водного розчину під масивом складованих самозаймистих матеріалів.

Висновки

1. Проаналізовано склад підземної води під масивом складованих самозаймистих матеріалів, де висока температура від вогнища самозаймання, проникаючи вглиб ґрунтів та гірських порід, різко змінює властивості підземної води.
2. Масоперенесення підземних вод під самозаймистим масивом складованого вугілля або відходів вугільного виробництва проходить у вигляді конвективного та дифузійного масоперенесення. Підземна вода у вигляді водного розчину та водяної пари під впливом сумарних тисків та високої температури рухається по капілярах ґрунту або гірських порід, досягає та проникає в самозаймистий масив і суттєво прискорює процеси самозаймання та горіння складованого вугілля або відходів вуглевидобування.
3. Наведені математичні моделі водного розчину при конвективному та дифузійному масоперенесенні. Проведено уточнення параметрів, що входять до формул конвективного та дифузійного масоперенесення підземних вод.

ЛІТЕРАТУРА:

1. Берд Р., Стьюарт В., Лайтфут Е. Явления переноса. – М.: Химия, 1974. – 687 с.
2. Бэтчелор Дж. Введение в динамику жидкости. – М.: Мир, 1973. – 758 с.
3. Водюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв и ґрунтов. – М.: Высшая школа, 1973. – 399 с.
4. Дьярмати И. Неравновесная термодинамика (теория поля и вариационные принципы). – М., 1974, – 304 с.
5. Лыков А.В. Тепломассообмен: Справочник. – М.: Энергия, 1972. – 309 с.
6. Лойцянский Л.Г. Механика жидкости и газа. – М.: Наука, 1973. – 874 с.
7. Хаазе Р. Термодинамика необратимых процессов. – М.: Мир, 1967. – 544 с.
8. Харченко С.И. Гидрология орошаемых земель. – Л.: Гидрометеоздат, 1975. – 399 с.

ЛЕБЕДЕВ Микола Володимирович – інженер Луганської вугільної компанії.

Наукові інтереси:

- вуглевидобування;
- масоперенесення підземних вод.

Подано 11.10.2003