

## Висновки

1. Для підвищення точності визначення  $KСХН$ , комплексної діелектричної проникності та у кінцевому рахунку калорійності вугілля у процесі експрес-контролю доцільно користуватися запропонованою в роботі технологією вимірювань. Підвищення точності досягнуто завдяки тому, що виміряні значення  $U_{\min}$  та  $U_i$  є величинами одного порядку і тому похибка вимірювань менше у порівнянні із звичайними традиційними методами.

2. Точне визначення  $KСХН$  та  $KДП$  є необхідною умовою для підвищення достовірності визначення калорійності вугілля при виміряних значеннях  $\varepsilon^b(Q)$  та  $tg\delta^b(Q)$  шляхом рішення на ЕОМ зворотної задачі визначення калорійності з використанням завчасно отриманих калібрувальних характеристик  $\varepsilon_{j,k}^{kb}(Q)$  та  $tg_{j,k}^{kb}(Q)$ .

### Список літератури

1. Брандт А.А. Исследование диэлектриков на СВЧ / А.А. Брандт. –М.: Физматизд, 1964. – 404 с.
2. Ovsyanikov V.V. Measurements of the Complex Permittivity by the Waveguide and Resonant-Cavity Methods / V.V. Ovsyanikov // Proc. of the Int. Conf. on Actual Probl. Of Measuring Techn. Kyiv, Ukraine. –7-10 Sept. 1998. – P. 224-225.
3. Белосельский Б.С. Контроль твердого топлива на электростанциях / Б.С. Белосельский, В.С. Вдовиченко.–М.: Энергоатомиздат, 1987.– 176 с.
4. Фрадин А.З. Измерение параметров антенно-фидерных устройств / А.З. Фрадин., Е.В Рыжков.–М.: Связь, 1972 – 420 с.
5. Моисеев Н.Н. Методы оптимизации / Н.Н Моисеев, Ю.П. Иванилов, Е.М. Столярова. –М.: Наука, 1978. – 352 с.

*Рекомендовано до публікації д.т.н. Заікою В.Т.  
Надійшла до редакції 27.04.2012*

УДК 624.131.23

© В.Г. Кравець, Н.В. Зуєвська

## ГЕОТЕРМІЧНИЙ РЕЖИМ НАГРІВАННЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД ВІД ТЕПЛОВИДІЛЯЮЧИХ ОБ'ЄКТІВ В МІСЬКОМУ БУДІВНИЦТВІ

Утворення теплових полів в масивах просадних ґрунтів під тепловиділяючими міськими об'єктами провокує нагрівання ґрунтових вод, їх посилену фільтрацію і відповідно небезпечні геологічні явища у вигляді нерівномірних деформацій основ фундаментів. В статті вивчаються зміни швидкості фільтрації нагрітої ґрунтової води в такому масиві і коефіцієнта її вертикальної фільтрації.

Образование тепловых полей в массивах просадочных ґрунтов под тепловыделяющими объектами городской инфраструктуры провоцирует нагревание ґрунтовых вод и соответственно опасные геологические явления в виде неравномерных деформаций оснований фундаментов. В статье изучаются изменения скорости фильтрации нагретой ґрунтовой воды в таком массиве и коэффициента ее вертикальной фильтрации.

As a result of formation of the thermal fields in the settling soils under heat-generations objects of civil infrastructure there is heating subsoil waters. This water provokes the dangerous geological phenomena as non-uniformity deformation processes in foundations. The change of filtration speed of the heated groundwater in a water-carrying seam and t filtration coefficient is in-process investigated in vertical direction.

**Вступ.** Практика міського будівництва та експлуатації підземних мереж в умовах інтенсифікації забудови міст та одночасного старіння підземних комунікацій в останні роки внесла суттєві корективи у вибір системи протипросадних заходів в зв'язку з проявом нового - гідротермального фактора впливу, який навіть в умовно непросадних лесових масивах провокує небезпечні деформаційні явища.

Вплив температурного фактора на просідання лесового ґрунту в міських умовах дуже суттєвий. Він проявляється в утворенні теплових полів в масивах лесових порід і провокує небезпечні геологічні явища, що викликають зміни складу, стану, структури і деформаційних властивостей просадних ґрунтів [1]. Джерела тепловиділення, що нагрівають ґрунтові води, можна умовно поділити на два види. До першого можна віднести природні підземні джерела тепловиділення. До другого, який більш характерний для міського будівництва – тепловиділяючі об'єкти, зведені на поверхні землі або поблизу неї [2]. При встановленні фактичних теплових втрат від теплових споруд та визначенні впливу техногенних теплових факторів на просадні ґрунти найбільш ефективним є поєднання результатів інженерно-геологічних вишукувань з моделюванням теплових полів. У випадках, коли неможливо встановити фактичні теплові втрати від теплотраси, їх значення можна визначати тільки моделюванням теплових полів.

**Основні засади та джерела теплових втрат.** Найважливішим параметром для визначення теплових впливів на ґрунти для підземних комунікацій є тепловий режим теплотрас і їх характеристики. Тепловий потік, що виділяється теплотрасою, залежить від діаметра і кількості труб, різниці між температурою води в трубах і ґрунтах, теплоізоляції і її якості, пори року, способу прокладання теплотраси. Нормативні теплові втрати виражаються в ккал/п.м. теплової мережі за годину. Питомі тепловтрати (ккал/м<sup>2</sup>·год) визначаються як відношення нормативних втрат до діаметра труби або периметра каналу теплотраси. Визначення нормативних експлуатаційних годинних теплових втрат проводиться на підставі даних про конструктивні характеристики всіх ділянок теплової мережі (тип прокладання, стан теплової ізоляції, діаметр і довжина трубопроводів тощо) при середньорічних умовах роботи теплової мережі, виходячи з норм теплових втрат. Теплотраси з питомими тепловими втратами менше 10 ккал/м<sup>2</sup>·год практично не впливають на навколишні ґрунти і можуть не розглядатися як джерело техногенного навантаження (за умови виключення аварійних ситуацій). Основним джерелом теплового впливу на ґрунти є магістральні теплотраси (діаметр труб 500–1000 мм і більше). Реальні ж теплові втрати можуть значно перевершувати нормативні, що обумовлюється головним чином якістю теплоізоляції і терміном служби теплотраси. Розрахунки теплового впливу теплотрас на просадні ґрунти рекомендується виконувати на період 10–20 років до досягнення сталих температурних режимів.

Частина тепла від тепловиділяючих споруд проникає через фундамент і поширюється в лесовому масиві, нагріваючи ґрунтову воду до підвищеної температури. Для підвищення теплоізоляційних властивостей фундаменти тепловиділяючих споруд споруджують збільшеної товщини та з жаростійкого бетону [3]. Проте чим більша товщина фундаменту, тим більше вологи утримується в тілі фундаменту. Треба також враховувати той фактор, що при охолодженні фундамент може відсмоктувати вологу з ґрунтової основи, що супроводжується значною усадкою та розвитком системи мікротріщин в фундаменті. Через ці структурні дефекти відбувається посилення міграції вологи та збільшення ефекту розклинювальної дії водних плівок. Це викликає порушення цілісності фундаменту і прискорює проникнення тепла через фундамент в ґрунтову основу.

Конвективний теплообмін між фундаментом, нагрітим високою температурою від тепловиділяючого джерела, і ґрунтовою основою (охолоджувачем), протікає за рахунок теплопровідності матеріалу фундаменту. Генерація тепла в тілі фундаменту відбувається за рахунок об'ємного внутрішньопорового теплообміну і конвективного перенесення.

При передачі тепла через тіло фундаменту температура в підшві фундаменту залежить від товщини фундаменту, коефіцієнта теплопровідності матеріалу фундаменту  $\lambda$ , теплоємності  $c$ , інтенсивності теплового потоку від тепловиділяючого джерела.

При проникненні температури на певну глибину масиву відбувається підняття рівня підземних вод за рахунок сил капілярного натягнення. Це призводить до зволоження ґрунту водою з підвищеною температурою, що в свою чергу призводить до появи і розвитку в часі значних просадних деформацій. Відмічено, що особливу небезпеку для стійкості і довговічності теплових споруд становить місцеве куполоподібне підняття рівня підземних вод, при якому ступінь нерівномірності розвитку просідання поверхні ґрунтової основи різко зростає.

**Процеси тривимірної теплопровідності.** Генерація тепла різного роду тепловими джерелами і передача її з нагріванням підземних вод характеризується геотермічним режимом [4]. Передача тепла може здійснюватися за допомогою теплопровідності і конвекції від гірських порід до підземних вод. Нестационарний процес тривимірної теплопровідності при наявності джерел тепла описується рівнянням [5]

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + P(x, y, z, \tau) \quad (1)$$

де  $\rho$  – щільність гірської породи;  $c$  – теплоємність;  $\lambda$  – коефіцієнт теплопровідності гірської породи;  $P$  – генерація в одиниці об'єму;  $\tau$  – час протікання процесу.

Величини коефіцієнта теплопровідності  $\lambda$  і теплоємності  $c$  залежать від породи, в якій відбувається передача тепла, температури і тиску. При цьому коефіцієнти  $\lambda$  і  $c$  залежать від температури. До температури 1000 °С можна приймати:

$$\lambda = \lambda_0 \frac{T_0}{T} \quad i \quad c = c_0 \frac{T_0}{T}, \quad (2)$$

де  $T_0$  – температура, при якій визначено значення  $\lambda_0$ , (зазвичай  $\lambda_0$  приймається при  $T_0 = 20$  °С – початкові температури  $T_0$  і відповідні  $\lambda_0$ );  $T$  – величина температури нагрівання гірської породи;  $c_0$  – початкова теплоємність породи, що відповідає температурі  $T_0 = 20$  °С.

Величини  $\lambda_0$  і  $c_0$  для деяких гірських порід вивчені і мають такі показники при  $T_0 = 20$  °С:

- глини і суглинки:  $\lambda_0 = (0,87 \div 1,74)$  Вт/(м·°С); при  $\gamma = (16 \div 20)$  кН/м<sup>3</sup>,  $c_0 = (0,48 \div 0,55) \cdot 10^3$  Дж/(кг·°С);

- піски і піщаники:  $\lambda_0 = (1,1 \div 2,03)$  Вт/(м·°С); при  $\gamma = (16 \div 20)$  кН/м<sup>3</sup>,  $W = 5\%$ ,  $c_0 = (0,51 \div 0,65) \cdot 10^3$  Дж/(кг·°С);

- граніт:  $\lambda_0 = (2,21 \div 4,07)$  Вт/(м·°С); при  $\gamma = (26 \div 28,9)$  кН/м<sup>3</sup>,  $W = 3\%$ ,  $c_0 = (0,544 \div 0,81) \cdot 10^3$  Дж/(кг·°С);

- вапняк:  $\lambda_0 = (0,99 \div 2,33)$  Вт/(м·°С); при  $\gamma = (23 \div 26)$  кН/м<sup>3</sup>,  $W = 3\%$ ,  $c_0 = (0,67 \div 1,05) \cdot 10^3$  Дж/(кг·°С);

- сланець глинистий:  $\lambda_0 = (1,55 \div 2,21)$  Вт/(м·°С); при  $\gamma = (25,1 \div 27,2)$  кН/м<sup>3</sup>,  $W = 5\%$ ,  $c_0 = 0,75 \cdot 10^3$  Дж/(кг·°С);

- лесові ґрунти:  $\lambda_0 = (0,74 \div 0,86)$  Вт/(м·°С); при  $\gamma = (14,6 \div 16)$  кН/м<sup>3</sup>,  $W = 3\%$ ,  $c_0 = (0,51 \div 0,55) \cdot 10^3$  Дж/(кг·°С).

Треба сказати, що конвективне теплоперенесення відіграє значну роль у перерозподілі теплового потоку у верхніх водонасичених шарах земної кори.

Якщо в щільних гірських породах передбачається відсутність руху води і теплопередача здійснюється тільки теплопровідністю, то в проникних осадових породах, де відбувається рух води, теплопередача здійснюється одночасно теплопровідністю і конвекцією. Тоді тепловий потік матиме такий вигляд:

$$q_x = \rho c V_x T - \lambda \frac{\partial T}{\partial x}; q_y = \rho c V_y T - \lambda \frac{\partial T}{\partial y}; q_z = \rho c V_z T - \lambda \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (3)$$

В загальному вигляді тепловий потік можна визначити в спрощеному вигляді:

$$q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (4)$$

де  $\lambda$  – коефіцієнт теплопровідності гірської породи;  $\frac{\partial T}{\partial z}$  – температурний градієнт;  $z$  – вісь, спрямована вниз по нормалі до поверхні.

**Температурний градієнт.** Величини температурного градієнта можна визначити в кінцево-різницевій формі в такому вигляді:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\Delta T}{\Delta z} = \frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1}. \quad (5)$$

Для визначення температурного градієнта  $\frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1}$  пробурюються свердловини і вимірюється різниця між  $z_1$  і  $z_2$ .

Геотермічний градієнт найбільш точно можна визначити за даними вимірів температури, отриманими при практично сталому тепловому режимі свердловини. Час виходу на сталий температурний

режим, порушений бурінням, залежить від часу буріння, діаметра і глибини свердловини і визначає необхідний період спокою, у якому повинна знаходитися свердловина до початку температурних змін. Час відновлення температурного режиму свердловини може змінюватися від декількох діб до декількох місяців і залежить від припливу теплоти.

Температури можна вимірювати дистанційно. У точці виміру термометр повинен витримуватися деякий час, який визначається інерційністю термометра і відновленням теплового режиму водного розчину, що заповнює свердловину.

Коефіцієнт теплопровідності  $\lambda$  породи можна виразити у вигляді [2]:

$$\lambda \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) = \rho c \frac{\partial T}{\partial \tau}. \quad (6)$$

Теплопередача підземною водою, нагрітою від джерел тепла в установленому режимі з урахуванням конвекції, матиме такий вигляд:

$$\frac{\partial^2 T_1}{\partial z^2} - \frac{\rho_v c_v V_f}{\lambda_1} \cdot \frac{\partial T_1}{\partial z} = 0 \quad (7)$$

де  $T_1$  і  $\lambda_1$  – температура і коефіцієнт теплопровідності насиченого водою пласта;  $c_v$  і  $\rho_v$  – теплоємність і густина води [ $\rho_v = 10$  кН/м<sup>3</sup>;  $c_v = 1,0$  ккал/(кг·°C)];  $V_f$  – постійна швидкість фільтрації через дану гірську породу, см/год;  $z$  – вісь, спрямована вниз.

За умов однозначності  $z = z_1, T = T_1, z = z_2, -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} = q_1$ , де  $q_1$  – тепловий потік з масиву горської породи, що передається теплопровідністю в підземну воду. Позначимо  $\frac{\rho_v c_v V_f}{\lambda_1} = P$ , тоді можна записати:

$$T = T_1 + \frac{q_1}{P \lambda_1} \cdot e^{P(z-z_2)} \cdot \left[ e^{P(z-z_1)} - 1 \right] \quad (8)$$

Підставивши значення температур, отримаємо:

$$q_T = q_1 e^{-\frac{\rho_v c_v V_f}{\lambda_1} (z-z_1)}. \quad (9)$$

З рівняння (1) випливає, що тепловий потік при наявності вертикальної фільтрації по осі  $z$  у напівпроникних пластах змінюється по координаті від  $z$  до  $z_1$  і залежить від швидкості фільтрації  $V_s$ .

Через свою велику теплоємність  $C_v$  вода несе значну кількість тепла. Сумарний тепловий потік дорівнює алгебраїчній сумі теплопровідної і конвективної складових. При цьому напрямки можуть збігатися (знак плюс) або бути протилежними (знак мінус):

$$q_{\text{сум}} = \rho c V_f T \pm \lambda_1 \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right). \quad (10)$$

Підставивши в рівняння (10) значення  $T$  з (8), отримаємо:

$$q_{\text{сум}} = \rho c V_f T_1 \pm qe \frac{\rho_v c_v V_f}{\lambda_1} (z - z_1), \quad (11)$$

де  $c$  – теплоємність гірської породи;  $\rho$  – щільність гірської породи.

Використовуючи рівняння (11), визначимо значення теплового сумарного потоку, коли відомі температура і теплопровідна складова теплового потоку або два значення температури пласта, координати її вимірів, коефіцієнт теплопровідності пласта і підземної води і швидкість фільтрації  $V_f$ .

Таким чином, знаючи теплопровідність підземної води, швидкість фільтрації через гірську породу  $V_f$ , теплопровідність породи, густину і теплоємність води, щільність і теплоємність породи, температуру породи, можна визначити сумарну величину теплового потоку в масивах гірських порід. Треба зазначити, що коефіцієнт теплопровідності  $\lambda$  у гірських породах залежить від вологості породи. Наприклад, при вологості  $W = 10 \div 20\%$  у глині і суглинку  $\lambda = (1,92 \div 2,56)$  Вт/(м·°C); при  $W = 20 \div 24\%$   $\lambda = (2,56 \div 2,68)$  Вт/(м·°C); в пісках і піщаниках при  $W = 11,5 \div 23,8\%$   $\lambda = (2,44 \div 3,37)$  Вт/(м·°C).

Температура нагрівання підземної води і фільтрація через товщу гірської породи взаємопов'язані.

**Приклад формування температурного поля.** Припустимо, на глибині 8 м є підшва водоносного горизонту, а на глибині 6,6 м – покрівля водоносного горизонту. Водоносний шар складається з крупного піску, а водонепрохідний шар – з слабопроникних глин. Над водоносним шаром є 0,6 м лесового суглинку (рис. 1).

Відстань між свердловинами № 1 і № 2 приймаємо 2 м. Виміряні температури порід на глибині 5 і 6 м у свердловинах складають відповідно 61 та 65 °C, а коефіцієнт теплопровідності порід по свердловинах становить  $\lambda = 0,76$  Вт/(м·°C). Швидкість вертикальної фільтрації становить  $V_f = -5,35 \cdot 10^{-7}$  см/с. Знак «мінус» показує, що рух спрямовано вгору. Величина сумарного теплового потоку, визначена за формулою (2), дорівнює  $q_{\text{сум}} = 37,50 \cdot 10^{-6}$  кал/(см·с·°C)  $43,41 \cdot 10^{-6}$  Вт/(см·°C).

Таким чином, сумарний тепловий потік  $q_{\text{сум}}$  по вертикалі в напівпроникному пласті на водоносному горизонті здійснюється теплопровідністю і конвекцією, а у водоносних – тільки конвекцією. Як було зазначено вище, для визначення впливу конвективної теплопередачі необхідно знати швидкість фільтрації. Її можна визначити, використовуючи геометричні методи. За закономірностями розподілу геотемпературного поля можна визначити швидкість руху підземних вод, коефіцієнти фільтрації пласта, в яких відбувається рух води, як наведено в роботах [14].

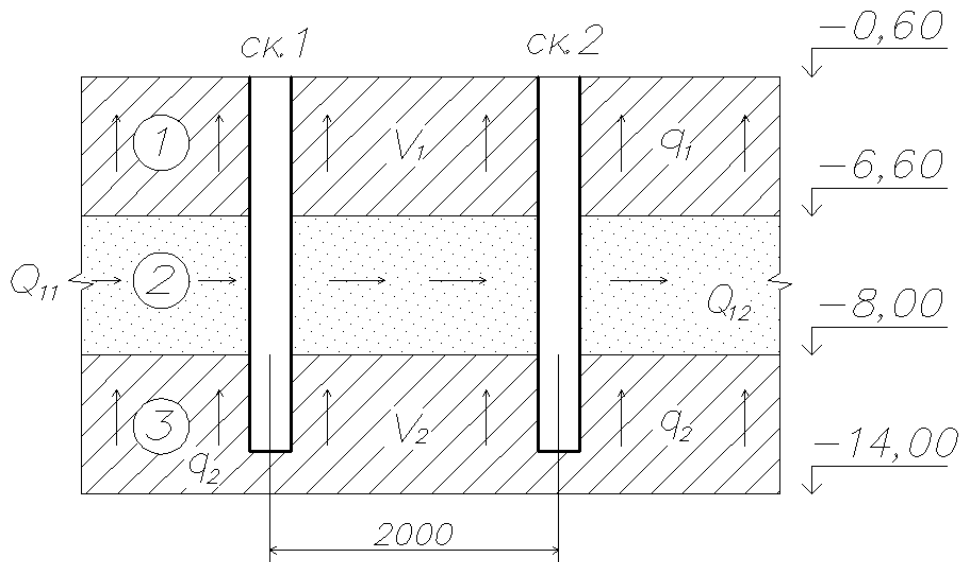


Рис. 1. Схема визначення сумарного теплового потоку  $q$  і швидкості вертикальної фільтрації

Визначення швидкості руху підземних вод у водоносних пластах, що залягають у горизонтальному або близькому до нього положенні, починають з вимірювання температури  $T_1$  і теплопровідності теплового потоку  $q_1$  на глибині  $z$  (рис. 2).

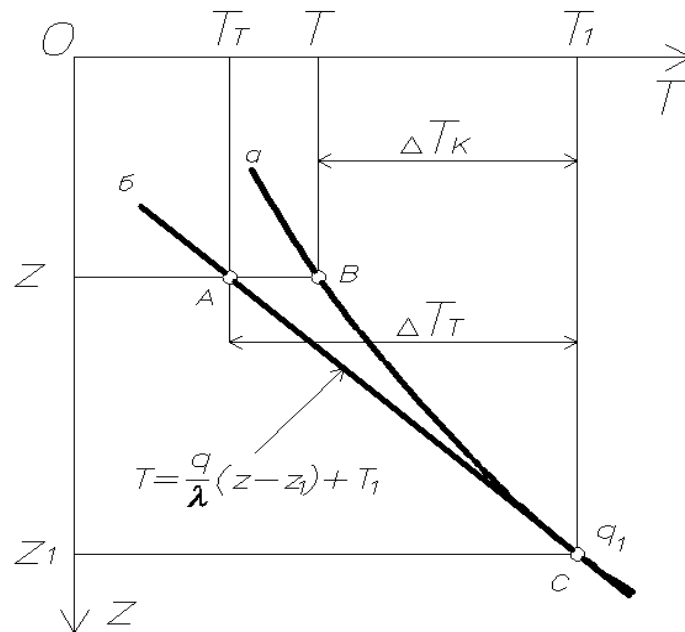


Рис. 2. Термограми в однорідному пласті за умов однозначності

З виразу (8) можна отримати наступне співвідношення:

$$\frac{\Delta T_K}{\Delta T_T} = \frac{e^x - 1}{x}. \quad (12)$$

Тут  $\Delta T_K = T - T_1$ ;  $\Delta T_T = T_T - T_1 = \frac{q}{\lambda}(z - z_1)$ ;  $x = \frac{\rho c V}{\lambda}(z - z_1)$ .

$T$  – температура, виміряна на глибині  $z$  при наявності руху води;  $T_T$  – температура, яка була б на глибині  $z$  для даного значення теплового потоку при відсутності руху води.

На рис. 3 представлено графік залежності  $\frac{\Delta T_K}{\Delta T_T} = f(x)$ . За вимірними значеннями температури  $T_1$  теплопровідного теплового потоку  $q$  на глибині  $z_1$ , температури  $T$  на глибині  $z$  за відомим значенням коефіцієнта теплопровідності водонасиченого пласта можна визначити ліву частину рівняння (12).

За побудованою залежністю можна знайти значення  $x$ , а отже, й швидкість вертикальної фільтрації за формулою:

$$V_f = \frac{x\lambda}{\rho c(z - z_1)} \quad (13)$$

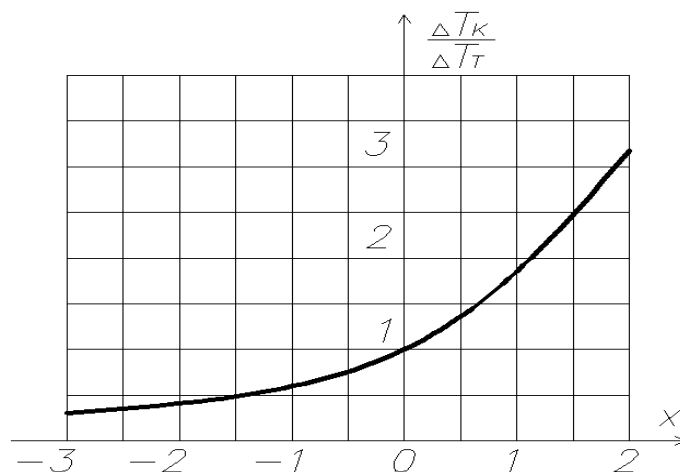


Рис. 3. Залежність  $\frac{\Delta T_K}{\Delta T_T} = f(x)$  для визначення швидкості вертикальної фільтрації

**Висновки.** Таким чином, за даними геотермічних замірів можна визначити швидкість фільтрації гарячої води у водоносному горизонті і його коефіцієнт фільтрації у вертикальному напрямку.

Поширення високої температури вглиб ґрунтової маси під тепловими спорудами призводить до нагрівання підземних вод і зміни гідрогеологічних умов на великих ділянках. Відбувається підйом рівня підземних вод у зоні капілярного підняття, що приводить до зволоження лесового ґрунту ґрунтовими водами підвищеної температури. Це в свою чергу сприяє виникненню нерівномірних просадних деформацій. При цьому деформації ґрунту можуть охопити значні ділянки, включаючи території теплових споруд і ділянки поза ними.

Встановлення зон зволоження ґрунтовою водою з підвищеною температурою є одним з визначальних факторів його можливих деформацій і тому зміна швидкості фільтрації гарячої води у водоносному горизонті і збільшення коефіцієнта фільтрації у вертикальному напрямку має велике значення для моделювання цього процесу.



### Список літератури

1. Самедов А. М. Деформирование и разрушение конструкций при термосиловых воздействиях / А. М. Самедов. – М.: Стройиздат, 1989. – 432 с.
2. Лялько В. И., Митник М. М. Исследование процессов переноса тепла и вещества в земной коре / В. И. Лялько, М. М. Митник. – К.: Наук. думка, 1978. – 198 с.
3. Милованов А. Ф. Прочность бетона при нагреве // Работа железобетонных конструкций при высоких температурах. – М.: Стройиздат, 1972. – С. 6–18.
4. Огильви Н. А. Вопросы теории геотемпературных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод // Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. 1. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – С. 24–31.
5. Любимова А. Е. Основы определения теплового потока / А. Е. Любимова, Л. Н. Люсова, Ф. В. Фирсов // Геотермические исследования. – М.: Недра, 1964. – С. 116–124.

*Рекомендовано до публікації д.т.н. Бойком В.А.  
Надійшла до редакції 21.03.2012*

УДК 622.272:622.257.1

© М.І. Ступнік

## ТЕОРЕТИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ НАБУХАННЯ ГЛИН

В роботі запропоновані теоретичні підходи щодо дослідження процесу набухання глинистих матеріалів, які залежать від мікроскопічних (структура, текстура, мінералогічний склад, природа та концентрація іонів гідратуючих розчинів) та макроскопічних (прикладена напруга, анізотропність, вологість, початковий вміст води) властивостей.

В работе предложены теоретические подходы к исследованию процесса набухания глинистых материалов, которые зависят от микроскопических (структура, текстура, минералогический состав, природа и концентрация ионов гидратирующих растворов) и макроскопических (приложенное напряжение, анизотропность, влажность, исходное содержание воды) свойств.

This paper describes a theoretical approach to investigate the process of swelling clay materials, which depend on the microscopic (structure, texture, mineralogical composition, the nature and concentration of ions hydrating solutions) and macroscopic (applied voltage, anisotropy, humidity, and initial water content) properties.

**Проблема та її зв'язок з науковими та практичними завданнями.** При дослідженнях процесу набухання глин зазвичай використовують три типи підходів.

Для матеріалів, які сильно набухають і які мають у собі підвищені кількості смектіту, найбільш часто використовують теорію подвійного зарядженого електричного шару (ПЕШ). Вона базується на мікроскопічній характеристиці глинистих матеріалів та на властивостях електролітів.

Феноменологічний підхід спирається на поняття повної аспірації, в яку включається і поняття ефективного напруження. Цей тип підходу найбільш використовуваний в об'єднаних моделях, які базуються на різних законах витікання води або випаровування води в слабо пористому середовищі.