

О СОВМЕСТНОМ ВЛИЯНИИ ФИЛЬТРАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ПАЛЕОКЛИМАТА НА ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Демежко Д.Ю., Рывкин Д.Г. – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург
Голованова И.В. - Институт геофизики УНЦ РАН, Уфа

Аннотация. Сформулированы основные принципы моделирования теплового поля верхней части земной коры с учетом влияния климатических изменений прошлого и вертикальной фильтрации подземных вод. Анализируются одномерные модели теплообмена для различных гидрогеологических условий. Получено аналитическое решение стационарной задачи теплового сопряжения при фильтрации жидкости в проницаемом слое конечной мощности с переменной скоростью.

ABOUT JOINT INFLUENCE OF GROUND WATER FLOW AND PALEOCLIMATE ON THE THERMAL FIELD OF THE UPPER EARTH'S CRUST

Demezhko D.Yu., Ryzkin D.G. – Institute of Geophysics, UB of RAS, Yekaterinburg
Golovanova I. V. - Institute of Geophysics, USC of RAS, Ufa

Abstract. Basic simulation principles of the thermal field of earth crust's upper part by taking into account the influence of past climatic changes and vertical groundwater filtration have been formulated. One - dimensional models of heat exchange are being analyzed for various hydrogeological conditions. The analytical decision of a stationary thermal conjugation problem has been received for the fluid's filtration in the permeable layer of a final thickness with variable

Введение

Совокупность факторов, определяющих тепловое поле верхней части земной коры, условно можно разделить на внутренние и внешние. К внутренним относятся источники тепла в коре (U, Th, K) и мантии, а также теплофизические свойства пород. К внешним – климатически обусловленные изменения температуры земной поверхности, фильтрация метеорных вод в глубокие горизонты (ниже зоны аэрации), рельеф, альbedo дневной поверхности, наличие водоемов и др.

Наибольший интерес представляет исследование совместного влияния палеоклимата (ПК) и подземных вод (ПВ) на распределение температуры в верхней части земной коры. С одной стороны, это наиболее существенные из внешних факторов, которые не удастся подавить, например, путем латерального усреднения данных (если задача состоит в оценке глубинного теплового потока) С другой – информация о ПК и ПВ, содержащаяся в современном тепловом поле, сама по себе представляет ценность.

Реконструкция палеоклимата по геотермическим данным – один из наиболее перспективных методов палеоклиматологии [Lachenbruch and Marshall, 1986,

Beltrami and Mareshal, 1991, Дучков, Соколова, 1998, Демежко, 2001].

В последнее время повысился интерес к исследованиям теплового поля как индикатора движений подземных вод [см. обзорную статью Anderson, 2005]. Однако физическое понимание проблемы, на наш взгляд, сохранилось на уровне 1960 - 1970г.г., когда была создана основная теоретическая база [Bredenhoeft and Papadopoulos, 65, Огильви, 1972, Лялько и др., 1972]. В частности, сохранилась неоднозначность выбора граничных условий. Другая проблема, практически полностью игнорируемая как исследователями палеоклимата, так и гидрогеологами, состоит в разделении палеоклиматического и гидрогеологического влияний, в общем случае не аддитивных.

1. УРАВНЕНИЕ ТЕПЛОПЕРЕНОСА И МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

При совместном действии вынужденной конвекции и теплопроводности вектор теплового потока в пористой среде определяется, как сумма двух векторов [Франк, Мизес, 1937, Карслоу, Егер, 1964]:

$$\vec{q} = \vec{q}_1 + \vec{q}_2 = c_f \rho_f \vec{V} T - \lambda_m \vec{\nabla} T \quad (1)$$

Конвективная составляющая q_1 пропорциональна скорости фильтрации и связана с переносом тепла при движении жидкости под действием внешних сил. Скорость фильтрации подземных вод в однородной пористой среде V связана со скоростью движения воды в сообщающихся порках v и пористостью пород η соотношением $V = \eta v$ [Аравин, Нумеров, 1953].

Из определения (1) видно, что теплоперенос в среде может происходить и при отсутствии температурного градиента ∇T , т.е. при постоянной температуре. Величина q_1 пропорциональна также теплоемкости единицы массы c_f , плотности ρ_f и температуре T жидкости. Кондуктивная составляющая q_2 , согласно закону Фурье, пропорциональна и направлена противоположно градиенту температуры и пропорциональна теплопроводности пород матрицы λ_m .

Уравнение переноса тепла при отсутствии источников, в соответствии с определением (1), имеет вид:

$$\operatorname{div} \vec{q} + c_m \rho_m \frac{\partial T}{\partial t} = 0, \quad (2)$$

где t - время, $c_m \rho_m$ – теплоемкость (при постоянном давлении) единицы объема скелета породы. При малой пористости пород теплоемкостью флюида обычно пренебрегают.

Скорость фильтрации входит только в координатную часть дифференциального оператора уравнения (2). Поэтому фильтрация влияет и на стационарное, и на нестационарное поле температур. А климатические изменения теплового поля связаны с нестационарным граничным условием на земной поверхности. Поэтому будем искать решение уравнения теплопереноса (2) в виде суммы:

$$T(z, t) = T_v(z) + U_v(z, t), \quad (3)$$

где первое слагаемое описывает влияние фильтрации на стационарное тепловое поле, а второе - влияние течения подземных вод на распространение в земной коре палеоклиматического сигнала.

1.1 Стационарное тепловое поле с учетом фильтрации

В ряде работ [Bredenhoef and Papadopoulos, 1965, Лялько и др., 1972, Огильви, 1972, Taniguchi et al., 1999] при моделировании теплового режима с учетом фильтрации решается одномерное стационарное уравнение, к которому сводится (2), при постоянных тепловых параметрах среды и скорости течения

$$\lambda_m \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = c_f \rho_f V \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (4)$$

В уравнении (4) и далее индекс “ v ” у температуры опускаем, z – вертикальная координата. Если при нисходящей фильтрации ($V > 0$), температура растет с глубиной ($\partial T / \partial z > 0$), то из (4) следует, что $\partial^2 T / \partial z^2 > 0$, т.е. термограмма выпукла в направлении оси глубин.

При решении обыкновенного дифференциального уравнения (4) на границах исследуемой области обычно задают постоянные температуры. Такие граничные условия оправданы, если фильтрация осуществляется в конечной слабопроницаемой области водообмена, ограниченной двумя мощными водоносными горизонтами [Лялько и др., 1972], действующими как термостат. Если одна из границ – дневная поверхность – на ней также целесообразно задавать постоянную температуру. В этом случае термостатирование на уровне установившейся среднегодовой температуры земной поверхности осуществляется солнечным тепловым потоком, который на четыре порядка выше геотермического. Для простоты примем за начало температурной шкалы $T(z)$ температуру на верхней границе области фильтрации. Решение уравнения (4) при $0 \leq z \leq h$

$$T(z) = T_h \frac{e^{Pe(z/h)} - 1}{e^{Pe} - 1}, \quad (5a)$$

$$Pe = \frac{c_f \rho_f V h}{\lambda_m},$$

где T_h – температура нижней границы области фильтрации. Число Пекле Pe харак-

теризует относительный вклад в теплоперенос величины конвективной составляющей теплового потока q_1 по сравнению с кондуктивной q_2 . Равенство $Pe = 1$ определяет критическую скорость фильтрации $V_c = \lambda_m / (c_f \rho_f h)$ такую, что при $V > V_c$ в исследуемой области преобладает конвективный перенос тепла.

Зависимости $T(z)$ при различных значениях числа Пекле приведены на рис.1.

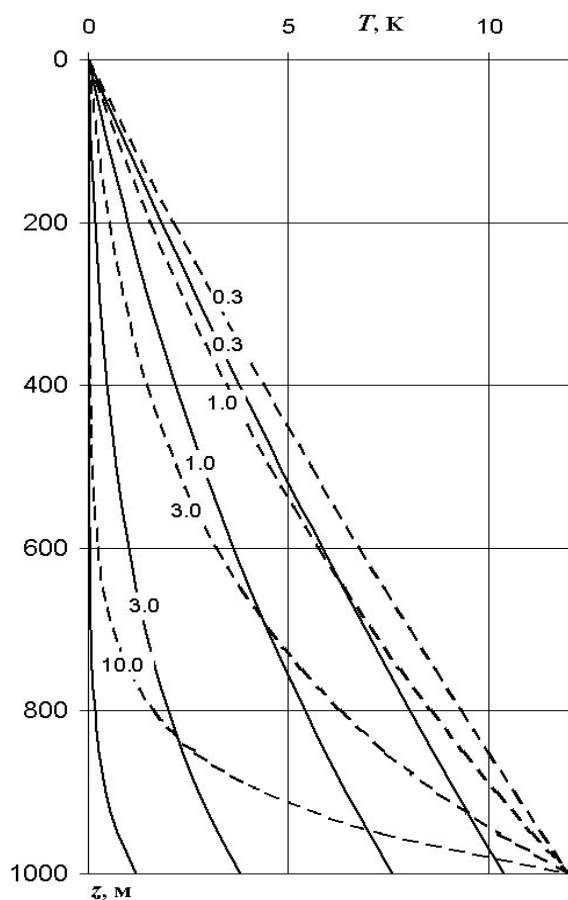


Рис.1 Изменение температуры с глубиной в случае нисходящей фильтрации с постоянной скоростью при различных граничных условиях на нижней границе: пунктир – постоянная температура, сплошные линии – температурный градиент (тепловой поток). Шифр кривых - значения числа Пекле Pe .

В отсутствие мощного водоносного горизонта на нижней границе фильтрующаяся с верхних горизонтов холодная вода рано или поздно понизит ее температуру, равно как и температуру нижележащих пород, не охваченных фильтрацией. В этом

случае на нижней границе логичнее задать либо тепловой поток, либо связанный с ним геотермический градиент G_0 . Решение уравнения (4) тогда будет иметь вид:

$$T(z) = G_0 h \frac{e^{-Pe} (e^{Pe(z/h)} - 1)}{Pe}. \quad (56)$$

В соответствии с этим решением температура на нижней границе под влиянием фильтрации уменьшится на величину

$$\Delta T = G_0 h \left(1 - \frac{1 - e^{-Pe}}{Pe} \right). \quad (6)$$

Отметим, что полное стационарирование теплового поля согласно второму граничному условию (при $z = h$ задается поток) практически не реализуемо, так как требует бесконечно большого времени на изменение температуры во всем полупространстве ниже области водообмена.

Приведенная оценка изменения температуры на нижней границе (6) является оценкой сверху. Эти особенности имеют важные методические следствия: а) температурные отклонения внутри области фильтрации от невозмущенного движением подземных вод распределения температур являются мерой интенсивности водообмена; б) те же температурные отклонения ниже области водообмена несут информацию о длительности процесса фильтрации.

В реальных геологических условиях вертикальная компонента скорости фильтрации уменьшается с глубиной.

Рассмотрим этот случай. Пусть фильтрация жидкости происходит только в проницаемом приповерхностном слое однородной пористой среды мощностью h , а нижележащие породы непроницаемы.

Начало прямоугольной системы координат выберем на плоской поверхности проницаемого слоя, ось x направим вдоль этой поверхности, а ось z вертикально вниз. Фильтрующую жидкость будем считать несжимаемой, а твердую матрицу пород недеформируемой.

Стационарную систему двумерных

уравнений теплопереноса (тепловые параметры внутри каждого слоя постоянны), с учетом (1) и (2), запишем в виде:

$$\lambda_m \left(\frac{\partial^2 T_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T_1}{\partial z^2} \right) = c_f \rho_f \left(V_x \frac{\partial T_1}{\partial x} + V_z \frac{\partial T_1}{\partial z} \right), \quad (7)$$

$$\frac{\partial^2 T_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T_2}{\partial z^2} = 0 \quad (8)$$

где V_x и V_z - компоненты вектора скорости фильтрации. Предполагается, что в области водообмена ($0 \leq z \leq h$, индекс "1") температуры жидкости и пород твердой матрицы T_1 одинаковы.

Пусть на земной поверхности поддерживается постоянная температура, которую примем за начало отсчета

$$T_1(x, 0) = 0, \quad (9)$$

а в непроницаемых породах, вдали от границы водоупора $z = h$ - геотермический градиент,

$$\left. \frac{\partial T_2}{\partial z} \right|_{z \rightarrow \infty} = G_0, \quad (10)$$

связанный с глубинным тепловым потоком. На контакте проницаемых и непроницаемых пород $z = h$ температура и нормальная составляющая теплового потока должны быть непрерывны

$$T_1(x, h) = T_2(x, h), \quad (11)$$

$$\left(c_f \rho_f V_z T_1 - \lambda_m \frac{\partial T_1}{\partial z} \right)_{z=h} = -\lambda_r \left. \frac{\partial T_2}{\partial z} \right|_{z=h}, \quad (12)$$

где λ_r - теплопроводность непроницаемых пород. Равенство (12) является следствием определения теплового потока (1) и может быть получено непосредственно из системы уравнений теплопереноса (7) - (8) [Фейнман, 1966].

Допустим, что до возникновения фильтрации температура в проницаемом приповерхностном слое земной коры зависит только от глубины, т.е. изотермами являются плоскости $z = \text{const}$.

Конвективный теплоперенос в направлении, параллельном изотермической по-

верхности, (даже с переменной вдоль поверхности скоростью течения) не изменит ее температуры. Поэтому, если вертикальная компонента вектора скорости жидкости V_z зависит только от глубины, а горизонтальная компонента V_x от глубины не зависит, конвективный теплоперенос может изменить температуру плоскостей $z = \text{const}$, но сохранит их изотермичность, т.е. новое стационарное тепловое поле также будет одномерным. Выберем вертикальную компоненту скорости линейно убывающей с глубиной и равной нулю на непроницаемой границе $z = h$

$$V_z = V_s(1 - z/h), \quad (13)$$

а горизонтальную компоненту скорости (не зависящую от глубины) подберем так, чтобы, выполнялось уравнение неразрывности $\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_z}{\partial z} = 0$.

В этом случае $V_z(h) = 0$ и непрерывность вертикальной составляющей теплового потока при $z = h$, согласно (12) и (13) сводится к условию кондуктивного теплового сопряжения

$$\lambda_m \frac{\partial T_1}{\partial z} = \lambda_r \frac{\partial T_2}{\partial z} \text{ при } z = h. \quad (14)$$

Соответствующее (7) двумерное нестационарное уравнение теплопереноса, и подобная (13) зависимость компонент вектора скорости несжимаемой жидкости от координат использовалась в исследовании теплопередачи при идеальном торможении потока плоской непроницаемой изотермической границей [см. Шехтер, 1971]. В работе приведено точное решение этой двумерной нестационарной задачи - распределение температуры, зависящее только от одной, перпендикулярной к непроницаемой границе координаты.

Можно показать, что системе уравнений теплопереноса (7) - (8), условиям (9) - (11) и (14) при зависимости скорости от координат (13) удовлетворяет одномерное распределение температуры, зависящее только от глубины z

$$T_1(z) = G_0 h \frac{\lambda_r}{\lambda_m} \frac{\sqrt{\pi}}{2} \frac{\operatorname{erf}(\sqrt{Pe_z}) - \operatorname{erf}(\sqrt{Pe_z}(1-z/h))}{\sqrt{Pe_z}}, \quad 0 \leq z \leq h,$$

$$T_2(z) = G_0 h \frac{\lambda_r}{\lambda_m} \frac{\sqrt{\pi}}{2} \frac{\operatorname{erf}(\sqrt{Pe_z})}{\sqrt{Pe_z}} + G_0(z-h), \quad z > h, \quad (15)$$

$$Pe_z = \frac{c_f \rho_f V_m h}{\lambda_m}.$$

где $\operatorname{erf}(u)$ - интеграл вероятности. Индексом “z” в (15) и далее отмечены параметры, связанное с переменной по глубине зоны водообмена скоростью нисходящей фильтрации $V_z = V_s(1-z/h)$.

Зависимости $T_{1,2}(z)$ для переменных скоростей фильтрации и $\lambda_m = \lambda_r$ приведены на рис. 2.

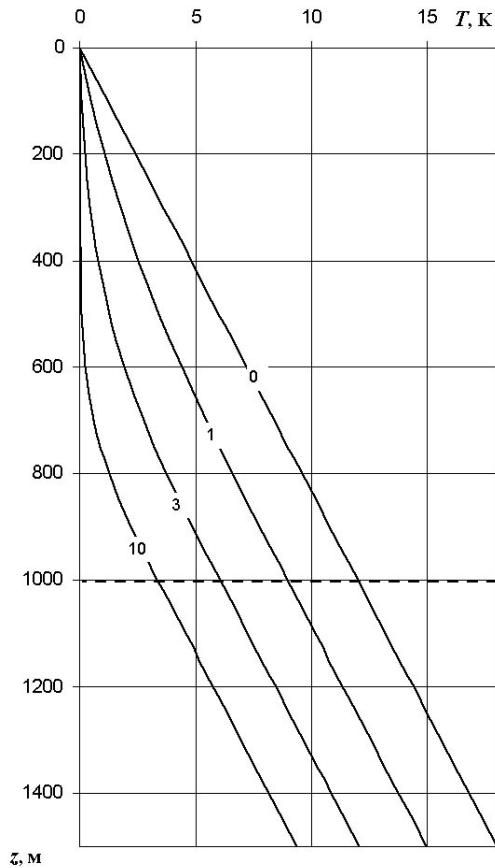


Рис.2 Изменение температуры с глубиной при переменной скорости вертикальной фильтрации. Шифр кривых – значения числа Пекле Pe_z .

Число Пекле Pe_z соответствует средней скорости течения $V_m = V_s/2$. Отметим, что температура в проницаемом слое $T_1(z)$ яв-

ляется решением одномерного уравнения (4) при линейном уменьшении, согласно (13), скорости фильтрации с глубиной.

Рассмотрим предельные случаи. При малых скоростях фильтрации ($Pe_z \ll 1$) из (15) следует:

$$T_1(z)|_{Pe_z \rightarrow 0} = \frac{\lambda_r}{\lambda_m} G_0 z$$

$$T_2(z)|_{Pe_z \rightarrow 0} = \frac{\lambda_r}{\lambda_m} G_0 h + G_0(z-h)$$

Это - известное решение “кондуктивной” стационарной задачи теплового сопряжения в кусочно - однородной двухслойной среде при граничных условиях (9) - (10).

В другом предельном случае больших скоростей фильтрации ($Pe_z \gg 1$) также получим ожидаемый результат - постоянную температуру, равную температуре верхнего горизонта во всей зоне водообмена и линейно растущую с глубиной в непроницаемых породах.

1.2 Эффективная теплопроводность

В слабопроницаемых кристаллических породах движения подземных вод приурочены к зонам тектонических нарушений. Встречаются ситуации, когда в пределах небольшого района (например, рудного поля) зоны с нисходящей фильтрацией чередуются с зонами восходящей [Демежко, 2001]. Возможно, это происходит под влиянием современных движений отдельных блоков пород. Нисходящий поток метеорных вод охлаждает породы на глубине h , где осуществляется горизонтальный переток. Температура пород и находящихся с ними в тепловом равновесии подземных вод описывается уравнениями (5б) либо (15) и определяет “нижнее” граничное ус-

ловие для восходящего потока. Если в регионе установилась подобная циркуляция, можно определить средний по глубине зоны водообмена h геотермический градиент

$$G_1 = \frac{1}{h} \int_0^h \frac{\partial T_1}{\partial z} dz = \frac{T_1(h)}{h}. \quad (16)$$

Полагая, что стационарный кондуктивный поток в слое, охваченном циркуляцией, при латеральном усреднении равен глубинному тепловому потоку, введем эффективную теплопроводность зоны водообмена, зависящую от скорости фильтрации, при помощи равенства $q_0 = \lambda_r G_0 = \lambda_{эф} G_1$.

При заданном на горизонте $z = h$ градиенте и постоянной скорости нисходящей фильтрации из (5б) получим:

$$G_1 = G_0 \frac{1 - e^{-Pe}}{Pe} = F_{Pe} G_0, \quad \lambda_{эф} = \frac{\lambda_r}{F_{Pe}}, \quad (17a)$$

а из решения задачи теплового сопряжения (15) при скорости фильтрации, убывающей с глубиной и $\lambda_m = \lambda_r$

$$G_{1z} = G_0 \frac{\sqrt{\pi} \operatorname{erf}(\sqrt{Pe_z})}{2 \sqrt{Pe_z}} = F_{Pe_z} G_0, \quad (17б)$$

$$\lambda_{эфz} = \frac{\lambda_r}{F_{Pe_z}}$$

Зависимости эффективной теплопроводности от чисел Pe и Pe_z приведены на рис. 3.

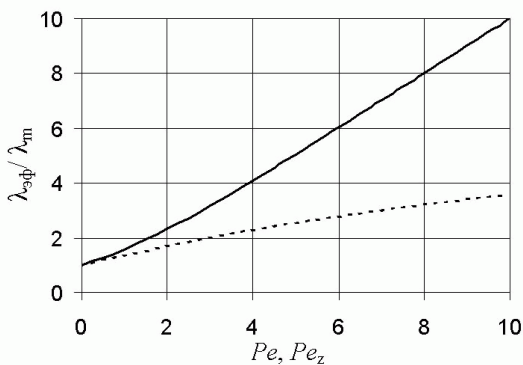


Рис.3. Зависимости эффективной теплопроводности при фильтрации с постоянной скоростью (сплошная линия) и линейно уменьшающейся с глубиной (пунктир) скоростями от соответствующих чисел Пекле.

Так же однозначно связаны с числами Пекле поправочные множители F_{Pe} и F_{Pe_z}

(они не превышают единицы и уменьшаются при возрастании скорости течения), описывающие уменьшение кондуктивного градиента при нисходящей фильтрации. Их можно назвать множителями (факторами) Пекле. Из сравнения (6) и (15) с (17) видно, что эти множители определяют уменьшение температуры на нижнем горизонте после “включения” нисходящей фильтрации. Следовательно, уменьшение температуры на горизонте $z = h$

$$\Delta T = (1 - F)T(h), \quad (18)$$

где F - соответствующее число Пекле.

1.3 Влияние фильтрации на нестационарное тепловое поле.

Для учета влияния фильтрации на изменения теплового поля, связанные с эволюцией температуры земной поверхности, формирующей климат, рассмотрим одномерное нестационарное уравнение теплопереноса (2):

$$\lambda_m \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} - c_f \rho_f V \frac{\partial U}{\partial z} = c_m \rho_m \frac{\partial U}{\partial t}, \quad (19)$$

где $U(z, t)$ - нестационарная температура. При климатических колебаниях температуры поверхности в распространении на глубину возникающих температурных аномалий участвует как кондуктивная, так и конвективная компоненты.

Пусть температура поверхности - гармоническая функция времени

$$U(0, t) = D \cos(\omega t + \varphi), \quad (20)$$

где D - амплитуда, ω - частота, φ - фаза температурного сигнала.

Тогда, при постоянной скорости фильтрации V , уравнение (20) имеет в однородном полубесконечном массиве пород $z \geq 0$ решение, описывающее установившиеся и затухающие с глубиной гармонические колебания температуры с периодом $\tau = 2\pi/\omega$,

$$U(z, t) = D e^{-k_1 z} \cos(\omega t - k_2 z + \varphi), \quad (21)$$

$$k_i = \frac{k_0}{w_i}, \quad i = 1, 2, \quad k_0 = \sqrt{\frac{\omega}{2a_m}} = \sqrt{\frac{\pi}{a_m \tau}},$$

$$w_1 = ((\beta^4 + 1)^{1/2} + \beta^2)((\beta^4 + 1)^{1/2} + \beta^2)^{1/2} + 2^{1/2} \beta,$$

$$w_2 = (\beta^4 + 1)^{1/2} + \beta^2,$$

$$\beta = \frac{V_*}{2\sqrt{a_m \omega}} = \sqrt{\frac{V_*^2 \tau}{8\pi a_m}}, V_* = \frac{c_f \rho_f}{c_m \rho_m} V.$$

В выражении (21) a_m – температуропроводность пород матрицы, V_* – эффективная скорость фильтрации, учитывающая различие тепловых параметров скелета породы и жидкости. Коэффициент k_1 характеризует степень затухания амплитуды сигнала с глубиной, k_2 – растяжение температурного профиля.

Если фильтрация отсутствует ($V = 0$, т.е. $\beta = 0$), то коэффициенты k_1 , k_2 и k_0 в выражении (21) становятся равными, и оно совпадает с известной зависимостью

$U(z, t) = De^{-k_0 z} \cos(\omega t - k_0 z + \varphi)$, (22) описывающей распространение гармонических колебаний в твердом теле при кондуктивном теплопереносе [Карслоу и Егер, 1964, Любимова, 1968]. Решение (21) эквивалентно полученному ранее [Parkhomov and Zui, 1999]. Но представление (21), как нам, кажется, более наглядно. По форме оно совпадает с решением кондуктивной задачи (22), что существенно облегчает сравнение полученных решений.

Влияние фильтрации на распространение гармонических колебаний температуры поверхности описывается единственным параметром β – отношением эффективной скорости жидкости в пористой среде V_* к скорости кондуктивного распространения температурной волны

$$V_\omega = 2\sqrt{a_m \omega} = \sqrt{\frac{8\pi a_m}{\tau}}. \quad (23)$$

Вертикальные температурные профили при гармонических колебаниях температуры поверхности с периодами 100 и 1000 лет в моменты времени $\pm \tau/4$ и $\pm \tau$ приведены на рис.4. При температуропроводности $a_m = 32\text{ м}^2/\text{год} = 1 \times 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ и периоде колебаний $\tau = 10000$ лет кондуктивная скорость $V_\omega = 0.28$ м/год. Поэтому при значениях ско-

ростей фильтрации, характерных для слабопроницаемых пород (~ 0.01 м/год), коэффициент β довольно мал (0.035). Из выражения (23) видно, что V_ω медленно уменьшается при увеличении периода колебаний. Следовательно, только при колебаниях температуры земной поверхности с периодами более $10^5 - 10^6$ лет фильтрация может существенно повлиять на распространение климатическо-

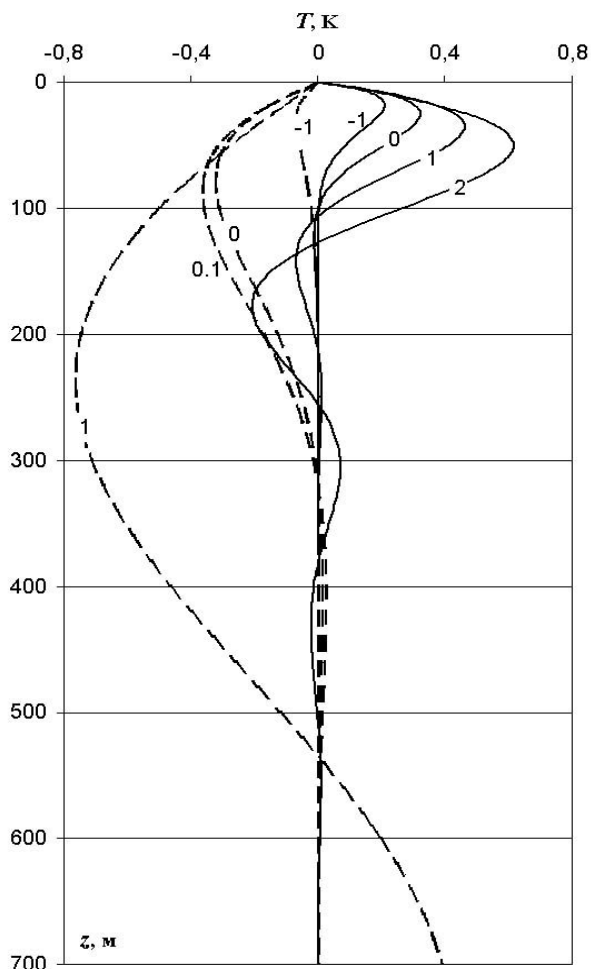


Рис.4. Распространение гармонических колебаний температуры земной поверхности с периодами 100 (сплошные линии) и 1000 лет (пунктир) на глубину. Шифр кривых – скорость вертикальной фильтрации (м/год): “+” – нисходящей, “-” – нисходящей.

го сигнала. Увеличение скорости нисходящей фильтрации приводит к росту глубины проникновения климатического сигнала. Из сравнения (21) и (22) следует, что амплитуды гармонических колебаний при кондуктивном теплопереносе и переносе тепла с учетом фильтрации совпадают на

соответственных глубинах z_0 и z_1 , если $k_0 z_0 = k_1 z_1$. Используя выражение (21) получим:

$$z_1 = \frac{k_0}{k_1} z_0 = ((\beta^4 + 1)^{1/2} + \beta^2) \times \\ \times ((\beta^4 + 1)^{1/2} + \beta^2)^{1/2} + 2^{1/2} \beta) z_0, \quad (24) \\ z_1 \approx (1 + 2^{1/2} \beta + 1.5 \beta^2) z_0 \text{ при } \beta^2 \ll 1.$$

Из равенства (24) видно, что при совместном действии теплопроводности и нисходящей фильтрации ($\beta > 0$), температурная волна проникает глубже ($z_1 > z_0$). Восходящая фильтрация, напротив, уменьшает глубину проникновения температурной волны.

Введем эффективную скорость распространения волны $V_{\text{эф}}$, характеризующую совместное влияние фильтрации и теплопроводности, а также эффективную теплопроводность $a_{\text{эф}}$. Первая определяется из (21), как скорость движения фазы гармонического сигнала $V_{\text{эф}} = \omega / k_2$. [Карлов, Кириченко, 2003].

Решив уравнение (23) относительно a_m , заменим в решении V_w на $V_{\text{эф}}$ и a_m на $a_{\text{эф}}$ и определим коэффициент эффективной теплопроводности:

$$a_{\text{эф}} = \frac{V_{\text{эф}}^2}{2\omega} = \frac{\omega}{2k_2^2(V_*, \omega, a_m)}. \quad (25)$$

Можно отметить, что в отличие от введенной нами ранее эффективной теплопроводности, эффективная теплопроводность зависит от частоты климатического сигнала, т.е. не является только свойством среды. Для реального климатического сигнала, имеющего в своем спектре целый ряд гармоник, эффективная теплопроводность описывается через групповую эффективную скорость.

С другой стороны, формально коэффициент $a_{\text{эф}}$ мы можем определить, сравнивая параметры затухания сигнала с глубиной при наличии фильтрации и в ее отсутствие, – т.е. через коэффициент k_1 . И это будут две различные теплопроводности.

Таким образом, часто употребляемый в случаях, когда имеется несколько механиз-

мов переноса тепла термин «эффективная теплопроводность», не имеет определенного физического смысла.

2. ВЛИЯНИЕ ФИЛЬТРАЦИИ НА ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКУЮ ИНТЕРПРЕТАЦИЮ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Для удобства анализа, в соответствии с принятой моделью, эффект искажающего влияния фильтрации на температурное поле можно разделить на стационарный и нестационарный. В температурном поле палеоклиматический сигнал и стационарный искажающий эффект фильтрации аддитивны, поэтому последний можно просто вычесть из измеренного распределения температур. Температурные реконструкции весьма чувствительны к стационарным искажающим эффектам. Например, неучтенная фильтрация с постоянной скоростью 0.05 м/год в интервале 0 - 300 м приводит к появлению фиктивных аномалий температурной истории амплитудой до 5 К [Демежко, 2001].

Учет нестационарного эффекта сложнее. С одной стороны, климатический сигнал распространяется либо на большие глубины (в случае нисходящего потока флюида), либо на меньшие (при восходящем потоке).

При реконструкции температурной истории земной поверхности нарушается датировка палеоклиматических событий – временная шкала растягивается или сжимается. Этот эффект пропорционален отношению эффективной теплопроводности к кондуктивной теплопроводности матрицы $a_{\text{эф}}/a_m = (k_0/k_2)^2$.

На рис.5 показано как меняется временная шкала при изменениях кондуктивной теплопроводности и скорости фильтрации.

При скоростях фильтрации менее 0.1 м/год для $\tau = 1000$ лет и 1 м/год для $\tau = 10$ лет временная шкала определяется исключительно кондуктивной теплопроводностью.

Увеличение скоростей V_* на порядок и более от указанных значений приводит к тому, что временная шкала начинает зави-

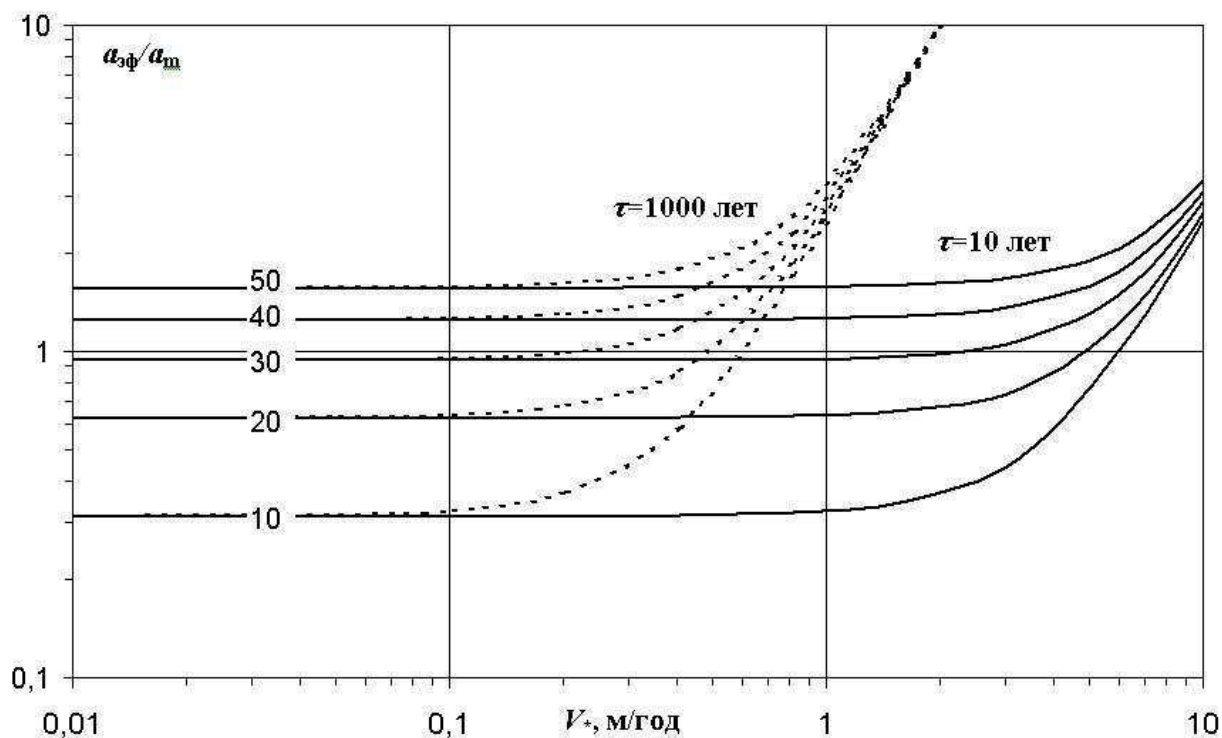


Рис.5. Относительное растяжение временной шкалы реконструированных температурных историй, равное отношению $a_{эф}/a_m$, в зависимости от скорости нисходящей фильтрации подземных вод. Приведены примеры для двух гармонических колебаний температуры земной поверхности с периодами 10 и 1000 лет. Шифр кривых – температуропроводность матрицы ($m^2/год$).

сеть только от фильтрации (кривые сближаются). Область совместного влияния тепловых свойств среды и фильтрующегося в ней флюида на процесс распространения климатического сигнала не превышает одного порядка скоростей.

Помимо искажения масштабов временной шкалы, нестационарный эффект фильтрации проявляется также в искажении амплитуд палеоклиматических событий. Коэффициенты k_1 и k_2 в уравнении (21), ответственные за ослабление сигнала с глубиной и растяжение температурного профиля, различно зависят от скорости фильтрации (рис.6).

Чувствительность коэффициента k_1 к фильтрации на порядок выше. При этом характер кривых $k_1(V^*)$ и $k_2(V^*)$ примерно одинаков.

В широком диапазоне изменения скоростей фильтрации для гармонического сигнала любой частоты можно выделить три области: в первой ($k_1/k_0 \approx k_2/k_0 \approx 1$) нестационарные искажающие эффекты прак-

тически не влияют на климатический сигнал, в последней ($k_1/k_0 \approx k_2/k_0 \approx 0$) – климатический сигнал распространяется без изменения фазы и амплитуды.

Между ними располагается сравнительно узкая, не более одного порядка скоростей фильтрации, промежуточная область, в которой доля кондуктивного и конвективного механизмов распространения климатического сигнала сопоставимы.

Найденная закономерность теоретически подкрепляет известный методический прием: использовать для палеоклиматической интерпретации лишь те термограммы, которые не обнаруживают очевидных признаков фильтрации.

Влияние фильтрации в этих случаях с большой долей вероятности ничтожно мало и может не учитываться. Напротив, при использовании геотермических данных в гидрогеологических исследованиях необходимо учитывать всю температурную историю.

По мере роста скорости фильтрации в

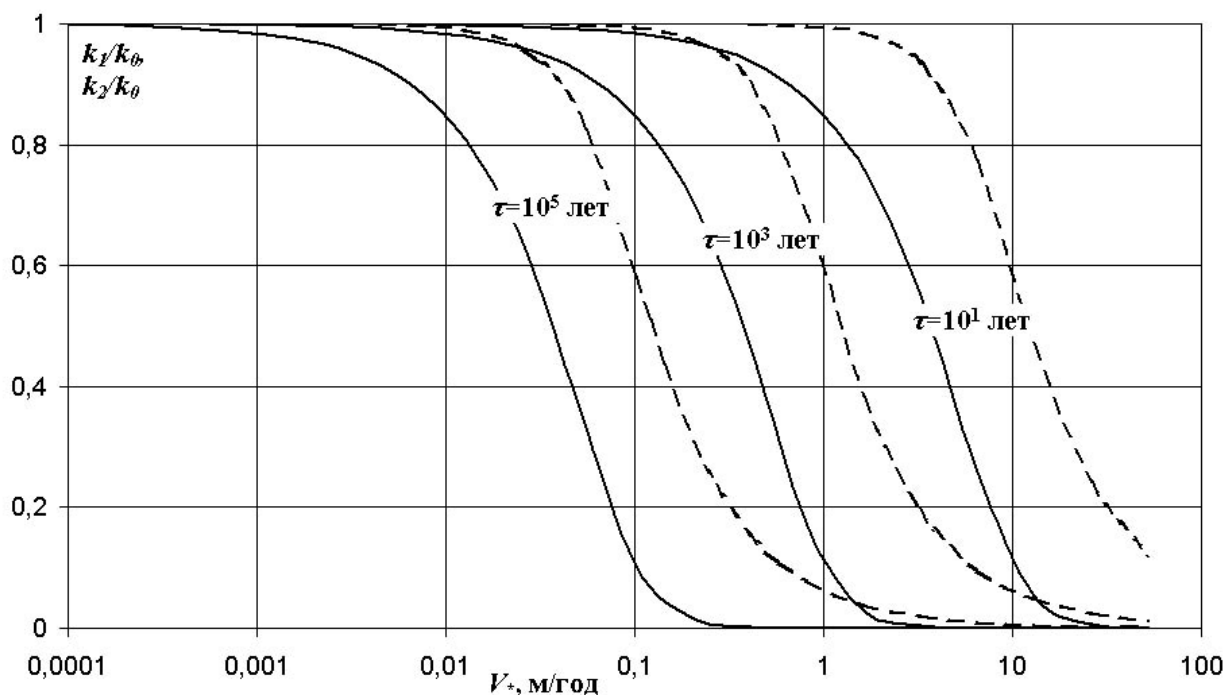


Рис.6. Изменение нормированных коэффициентов k_1/k_0 (сплошные линии) и k_2/k_0 (пунктир) в зависимости от скорости фильтрации подземных вод. Приведены примеры для трех гармонических колебаний температуры земной поверхности с периодами 10^5 , 10^3 и 10^1 лет.

искажении уже гидрогеологического сигнала все большую роль начинают играть высокочастотные (и одновременно высокоамплитудные) гармоники температурной истории – годовые и суточные.

ВЫВОДЫ

1. Совместное влияние фильтрации подземных вод и палеоклимата на температурное поле верхней части земной коры можно разделить на стационарную и нестационарную компоненты, первая из которых описывает влияние фильтрации на стационарное тепловое поле, вторая – влияние течения подземных вод на распространение колебаний температуры земной поверхности.

2. При моделировании стационарной фильтрации выбор граничных условий соответствующих уравнений диктуется геологическим строением. Наиболее популярное задание постоянной температуры на нижней границе оправдывается лишь при наличии мощного водоносного горизонта. В противном случае (что более вероятно) нисходящие вертикальные движения под-

земных вод транслируют температурные условия на верхней границе на глубину. Температурные отклонения внутри области фильтрации от невозмущенного движением подземных вод распределения температур являются мерой интенсивности водообмена, а ниже области фильтрации – несут информацию о длительности процесса.

3. Стационарную систему, в которой наблюдается чередование восходящих и нисходящих движений подземных вод, можно описать параметром эффективной теплопроводности, учитывающим как кондуктивный, так и конвективный механизмы теплообмена. В то же время понятие “эффективная теплопроводность”, используемое при решении нестационарных задач, при одновременном действии нескольких механизмов теплопереноса не имеет определенного физического смысла.

4. В зависимости от частоты климатического сигнала существует критическое значение скорости фильтрации, до достижения которого климатический сигнал практически не искажается нестационарной компонентой. В докритическом диапа-

зоне скоростей фильтрации наибольший эффект в искажение палеоклиматического сигнала вносит стационарная компонента. Так как палеоклиматический сигнал и стационарная компонента фильтрации аддитивны, ее можно вычестить из измеренного распределения температур.

Напротив, при использовании геотермических данных в гидрогеологических исследованиях необходимо учитывать всю температурную историю.

По мере роста скорости фильтрации в искажении уже гидрогеологического сигнала все большую роль начинают играть высокочастотные (и одновременно высокоамплитудные) гармоники температурной истории – годовые и суточные.

Исследования выполнялись при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований - проект 06 - 05 - 64084 - а.

Литература

1. Аравин В.И., Нумеров С.Н. Теория движения жидкостей и газов в недеформируемой пористой среде. М. Гостехиздат. 1953, 616 с.
2. Демежко Д.Ю. Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН. 2001, 144 с.
3. Дучков А.Д., Соколова Л.С. Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск. 1998, с. 151 - 157.
4. Карлов Н.В. Кириченко Н.А. Колебания, волны, структуры. М. Физматлит. 2003, 496 с.
5. Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М. Наука. 1964, 488 с.
6. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М. Наука, 1968, 279 с.
7. Лялько В.И., Митник М.М. Исследование процессов переноса вещества в земной коре. Киев: Наук.думка, 1978, 152 с.
8. Лялько В.И., Митник М.М. Ткаченко В.Г. Оценка теплопереноса в зоне затрудненного водообмена. // Энергетика геологических и геофизических процессов. М. Наука. 1972, стр. 105.
9. Макаренко Ф.А. Поляк Б.Г. Сугробов В. М. Роль воды в перераспределении внутреннего тепла Земли. // Энергетика геологических и геофизических процессов. М. Наука. 1972., стр.94.
10. Огильви Н.А. Роль конвективного теплопереноса в геотемпературном поле. // Энергетика геологических и геофизических процессов. М. Наука. 1972, стр. 103.
11. Фейнман Р. Лейтон Р. Сэндс М. Фейнмановские лекции по физике. Вып. 7. Физика сплошных сред. М. Мир. 1966, 290 с.
12. Франк Ф. Мизес Р. Дифференциальные и интегральные уравнения математической физики. ОНТИ. Л. - М. 1937, 998 с.
13. Шехтер Р.С. Вариационный метод в инженерных расчетах. М. Мир. 1971, 291 с.
14. Anderson M.P. Heat as a Ground Water Tracer. /GROUND WATER, Vol. 43, No. 6, 2005, p. 951 – 968.
15. Beltrami, H. and Mareshal, J. - C. Recent warming in eastern Canada inferred from geothermal measurements: Geophys.Res.Lett.,1991, vol.18, N46, p.605 - 608.
16. Bredehoeft J. D. Papadopoulos I.S. Rates of vertical groundwater movements estimated from the Earth's thermal profile. // Water resources Res. 1965, V.1, p. 325 - 328.
17. Lachenbruch A.H., Marshall B.V. Changing climate:Geothermal evidens from permafrost in the Alaskan Arctic./ Science, 1986, 234, p.689 - 696.
18. Parkhomov M.D., Zui V.I. Combined effect of climatic variations and groundwater movement on observed heat flow. //Studia geoph. and geod. 43, 1999, p.265 - 274.
19. Taniguchi M., Shimada J., Tanaka T. et al. Disturbances of temperature-depth profiles due to surface climate change and subsurface water flow: 1. An effect of linear increase in surface temperature caused by global warming and urbanization in the Tokyo metropolitan area, Japan. // Water resources Res.. 1999, Vol.35, No.5, p.1507 - 1517.