

УДК 550.837+550.361

ПОСТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ И ЛАБОРАТОРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

В.В. Спичак, А.Г. Гойдина, О.К. Захарова

*Центр геоэлектromагнитных исследований Института физики Земли РАН,
108840, Москва, Троицк, а/я 30, Россия*

Изучены возможности построения разрезов теплопроводности, удельной теплоемкости, а также плотности теплового потока на поверхности по результатам электромагнитного зондирования и лабораторным измерениям на кернах. Показано, что нейросетевой прогноз теплофизических свойств по данным электропроводности и лабораторных измерений позволяет оценивать искомые параметры как на глубинах, превышающих глубины пробуренных скважин, так и в пространстве между ними с относительной точностью 6—10 %. Построены разрезы «сухой» и «влажной» теплопроводности, удельной теплоемкости, а также профиль плотности теплового потока на поверхности рассматриваемого участка вдоль профиля магнитотеллурических зондирований.

Теплопроводность, тепловой поток, удельная теплоемкость, магнитотеллурическое зондирование, геотермальный резервуар, искусственная нейросеть

BUILDING OF THERMOPHYSICAL ROCK PROPERTIES FROM ELECTROMAGNETIC SOUNDING DATA AND LABORATORY MEASUREMENTS

V.V. Spichak, A.G. Goidina, O.K. Zakharova

Possibilities to construct the sections of thermal conductivity, specific heat capacity, as well as heat flow density at the surface, using electromagnetic sounding data and laboratory measurements on core samples, have been studied. It has been shown that neural network prediction of thermophysical properties from electromagnetic sounding data and laboratory measurements enables estimating these properties not only below boreholes but also in the interwell space, with relative accuracy around 6—10 %. Sections of «dry» and «warm» thermal conductivity, specific heat capacity and a profile of the heat flow density at the surface of the study area, along magnetotelluric sounding profile, have been built.

Thermal conductivity, heat flow, specific heat capacity, magnetotelluric sounding, geothermal reservoir, artificial neural network

ВВЕДЕНИЕ

Теплопроводность, тепловой поток, а также удельная теплоемкость являются важными теплофизическими характеристиками, используемыми при оценке глубинных температур, проведении термодинамического и бассейнового моделирования, расчете теплообменных процессов, а также при оценке потенциала термальных ресурсов. В частности, теплопроводность, измеренная в скважинах, является важным физическим свойством, которое применяется для прогнозирования теплового потока и подземных температур. Теплопроводность горных пород зависит от их химического и минералогического состава, текстуры, плотности, пористости, типа и состава флюидов, заполняющих поры, температуры и давления [Woodside, Messmer, 1961a, b]. В породах с низкой пористостью (магматических и метаморфических) теплопроводность в основном контролируется минеральным составом и текстурой. В пористых породах (большинство осадочных и эффузивных пород) теплопроводность контролируется пористостью и структурой порового пространства, которые, в свою очередь, зависят от гранулометрического состава и сортировки, от минерального состава и типа цементирования [Mielke et al., 2017].

В отсутствие методов измерения теплофизических свойств непосредственно в пробуренных скважинах их оценивают на образцах пород, извлеченных из скважин, что является достаточно трудоемким и затратным процессом. Кроме того, в лабораторных условиях обычно измеряется теплопроводность образца, поры которого заполнены воздухом. Поэтому для того чтобы оценить его реальную теплопроводность, учитывающую тип и насыщенность флюидом, необходимо ее пересчитывать [Kämmlein, Stollhofen, 2019a, b], используя модели теплопроводности двух- и трехфазных сред (см. обзоры [Fuchs et al., 2013; Dong et al., 2015; Tatar et al., 2021] и ссылки в них).

© Спичак В.В., Гойдина А.Г., Захарова О.К., 2023

✉ e-mail: v.spichak@mail.ru

Другая проблема связана с небольшим количеством прямых измерений теплопроводности или удельной теплоемкости, обычно приуроченных к отдельным глубинам в пробуренных скважинах, откуда взяты соответствующие образцы. Поэтому для их оценки вдоль всего ствола скважины используют эмпирические формулы, полученные на основе корреляционной связи теплопроводности с литологией/плотностью/скоростью сейсмических волн/пористостью/температурой, установленной по каротажным данным [Brigaud et al., 1990; Popov et al., 2003; Hartman et al., 2005; Дучков и др., 2013, 2014, 2018; Gu et al., 2013; Fuchs, Forster, 2014; Esteban et al., 2015; Fuchs et al., 2015; Bi et al., 2018; Blazquez et al., 2018; El Sayed, El Sayed, 2019; Hu et al., 2021].

Наиболее полно удается учитывать влияние на теплофизические свойства перечисленных выше факторов с помощью аппарата искусственных нейросетей (ИНС) «с учителем» (см. основы этого подхода в монографии [Наукин, 1999]), которые, как известно, «всеядны» по отношению к использованию разнородных и нерегулярно измеренных данных. Их важным преимуществом является также отсутствие требования к высокой корреляции параметров, используемых для прогноза. С помощью ИНС в ряде работ [Goutorbe et al., 2006; Singh et al., 2007, 2011; Khandelwal, 2010; Vhoopal et al., 2015] были выполнены оценки коэффициента теплопроводности вдоль ствола скважин по совокупности имеющихся каротажных данных и лабораторных измерений на образцах пород. Например, по оценкам из работ [Goutorbe et al., 2006; Fuchs, Forster, 2014] относительная точность нейросетевого прогноза коэффициента теплопроводности вдоль ствола скважины одновременно по пяти видам каротажных данных (акустический импеданс, плотность, нейтронная пористость, удельное сопротивление и гамма-излучение) составляет примерно 15 %.

Отметим, что в упомянутых выше источниках речь шла о прогнозе теплофизических свойств в стволах пробуренных скважин. Между тем для оценки температурного режима земных недр, теплового потока, а также потенциала геотермальных резервуаров необходимо знание теплопроводности и удельной теплоемкости не только в самих скважинах, но и вне их. К сожалению, подходящие инструменты и методы таких оценок отсутствуют (если не считать построенного в работе [Gu et al., 2013] разреза теплопроводности между двумя скважинами до глубины 50 м с учетом сейсмических данных). В то же время идея использования с этой целью эффективных прокси-параметров может оказаться плодотворной. Заметим в этой связи, что на эту роль вряд ли могут претендовать сейсмические атрибуты (как в цитированной выше статье). Например, хотя скорости сейсмических волн зависят от плотности и пористости пород, влияющих на теплопроводность, они не очень чувствительны к насыщению пор флюидами и их типу [MacGregor, 2012], а также к температуре, которые оказывают на нее большое влияние. С другой стороны, удельное электрическое сопротивление (или обратная ему электропроводность) может оказаться эффективным прокси-параметром для оценки теплофизических свойств пород не только внутри скважин [Singh et al., 2001; Sreedeeep et al., 2005; Tokoro et al., 2016; Wang et al., 2017; Kováčik, Emmer, 2019], но и вне их.

Целью настоящей работы является изучение возможности построения разрезов теплопроводности, плотности теплового потока и удельной теплоемкости по результатам электромагнитного зондирования и лабораторным измерениям на кернах (на примере геотермальной области Сульц-су-Форе, Эльзас, Франция). Для осуществления прогнозов мы применяем нейросетевую методику, хорошо зарекомендовавшую себя при построении разрезов температуры и фильтрационно-емкостных свойств резервуаров по результатам их электромагнитных зондирований [Спичак, Захарова, 2013; Spichak, Zakharova, 2015, 2016, 2022; Spichak, 2020; Спичак, Гойдина, 2023; Спичак, Захарова, 2022].

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Геология участка. Район Сульц-су-Форе расположен во французской провинции Эльзас в пределах Верхнерейнского грабена, который является частью европейской кайнозойской рифтовой системы, простирающейся в предгорьях Альп от Средиземноморского побережья до берегов Северного моря (рис. 1). Эта область состоит из осадочных мезозойских отложений (триас — средняя юра), залегающих на герцинском фундаменте, сложенном порфиристыми гранитами. Как мезозойские породы, так и граниты пронизаны системой меридиональных разломов с западным или восточным падением, близким к вертикальному. Формирование Верхнерейнского грабена происходило сначала под воздействием северо-южного (меридионального) сжатия (эоцен), за которым последовала существенная фаза западно-восточного (широтного) растяжения в олигоцене. Именно фазой растяжения обусловлено большинство наблюдаемых структур и фактическая геометрия разломов [Dezayes et al., 2005].

Модель электропроводности. По данным магнитотеллурических (МТ) зондирований вдоль СЗ-ЮВ профиля АВ [Geiermann, Schill, 2010] (его расположение см. на рис. 1) в работе [Spichak et al., 2015] был построен разрез электропроводности до глубины 5 км. На рисунках 2 и 3 показаны проекции вертикальных профилей электропроводности на поверхность и сам разрез соответственно.

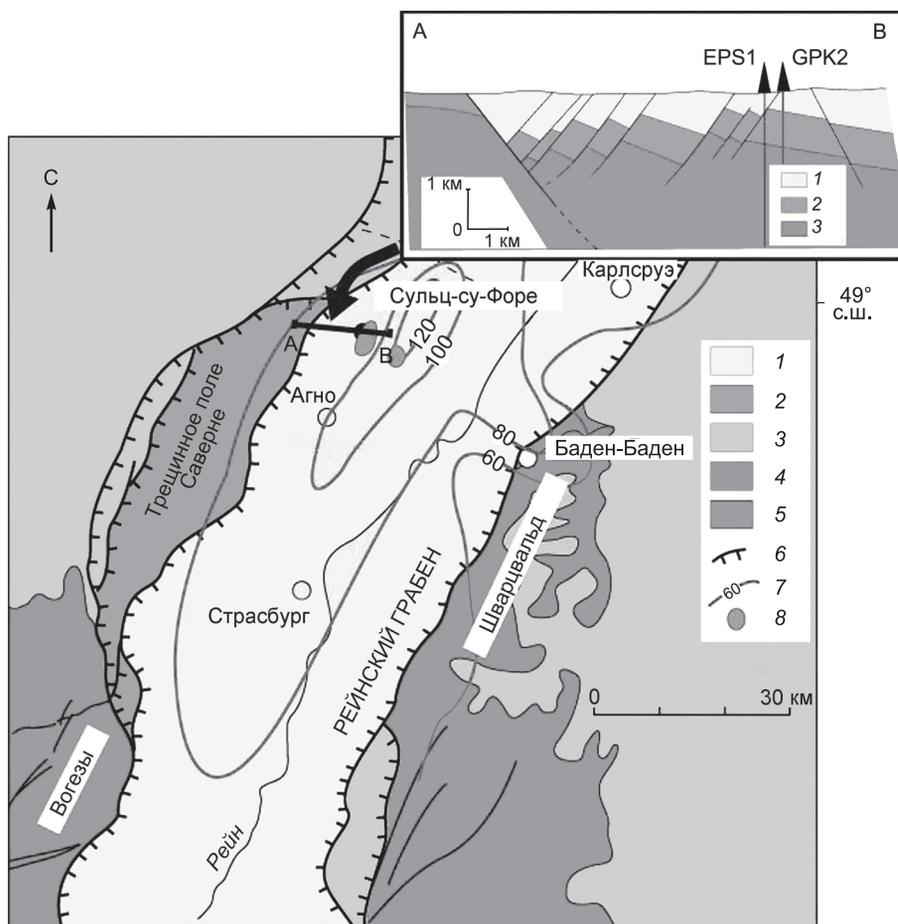


Рис. 1. Местоположение геотермальной области Сульц-су-Форе и геология Верхнерейнского грабена:

1 — кайнозойские осадки, 2 — кайнозойские вулканогенные породы, 3 — юрские отложения, 4 — триасовые отложения, 5 — герцинский фундамент, 6 — граничные разломы, 7 — распределение температур ($^{\circ}\text{C}$) на глубине 1500 м [Haenel et al., 1979], 8 — локальные термальные аномалии [Haenel et al., 1979]. На врезке дан упрощенный разрез области Сульц-су-Форе (а): 1 — кайнозойские заполняющие осадки, 2 — мезозойские осадки, 3 — гранитное основание [Dezayes et al., 2005]. Стрелками показано расположение скважин EPS1 и GPK2.

Модель температуры. По модели электропроводности и измерениям температуры в скважинах в работе [Spichak et al., 2015] с помощью технологии электромагнитного геотермометра [Спичак, Захарова, 2013; Spichak, Zakharova, 2015] была построена модель температуры вдоль того же профиля (рис. 4), которая используется ниже для оценки плотности теплового потока по прогнозируемому разрезу теплопроводности.

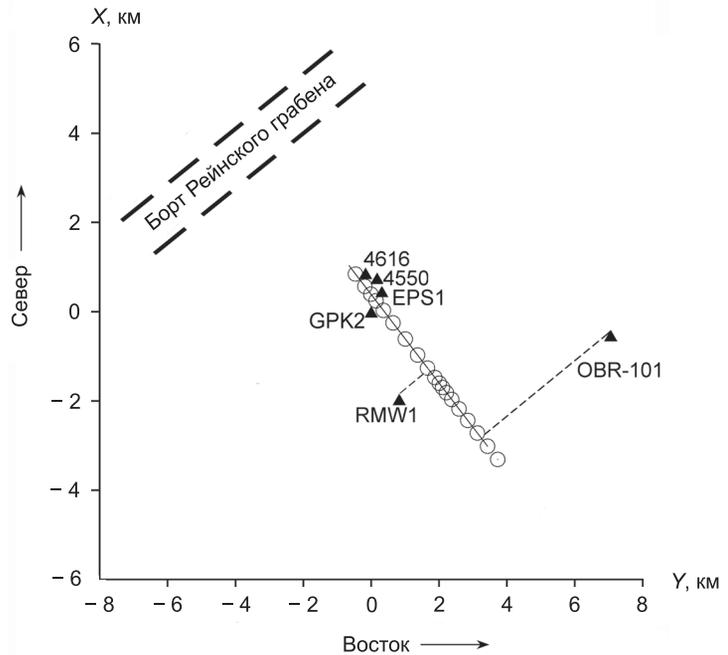
Данные измерений на кернах. Для исследований мы использовали результаты измерений коэффициента теплопроводности в двух скважинах EPS1 и GPK2 (их расположение см. на рис. 1, 2). На рис. 5, а, б показаны результаты лабораторных измерений теплопроводности (λ_c^{EPS1}) и удельной теплоемкости (C_p^{EPS1}) «сухих» пород в скв. EPS1 [Heap et al., 2019, табл. 3], выполненные с помощью технологии «Hot disk TPS 500 Thermal Constants Analyzer» [Harle et al., 2019]. На рисунке 5, б приведены результаты измерения теплопроводности матрицы пород на образцах из скв. GPK2 (λ_m^{GPK2}) [Pribnow et al., 1997, рис. 4], выполненные на обводненных обломках породы с помощью «линейного источника полупространства» [Pribnow, Sass, 1995]. На рисунке 5, а, б показаны также сглаженные кривые, использованные для тестовых прогнозов.

Коэффициенты корреляции значений теплопроводности (λ_c^{EPS1}) и (λ_m^{GPK2}) со значениями $\text{I}\sigma$, определенными по результатам двумерной инверсии МТ данных в окрестности скважин EPS1 и GPK2 (см. расположение вертикальных профилей электропроводности на рис. 3 и их графики на рис. 6), составили 18 и 61 % соответственно (см. кросс-плоты на рис. 7). С одной стороны, некоторая корреляция этих двух параметров подтверждает факт зависимости значений электро- и теплопроводности, установлен-

Рис. 2. Схематическая карта области Сульц-су-Форе [Spichak et al., 2015].

Кружки — проекции вертикальных профилей удельного сопротивления на поверхность; черные треугольники — ближайшие скважины, регистрации температуры в которых использовались для калибровки ЭМ геотермометра.

ный ранее (см., например, [Singh et al., 2001]). С другой стороны, она недостаточна для надежного прогноза коэффициента теплопроводности с помощью уравнений регрессии для отдельных типов пород (см. ссылки выше). Это особенно заметно по поведению точек на рис. 7, б, где значениям электропроводности в окрестности $\lg\sigma = -0.4$ отвечают две ветви значений теплопроводности матрицы (λ_M^{GPK2}), соответствующие породам осадочного чехла и кристаллического фундамента.



МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для прогнозов теплопроводности и удельной теплоемкости по электромагнитным данным в настоящей работе использовалась нейросетевая методика, основанная на применении искусственных нейросетей «с учителем» [Накин, 1999]. При этом на этапе обучения ИНС данные этих параметров, полученные при их измерении на образцах пород из скважин, сопоставлялись со значениями логарифма электропроводности на тех же глубинах в соответствующих вертикальных профилях электропроводности σ_{EPS1} и σ_{GPK2} (см. рис. 6), ближайших к скважинам EPS1 и GPK2 соответственно. На этапе прог-

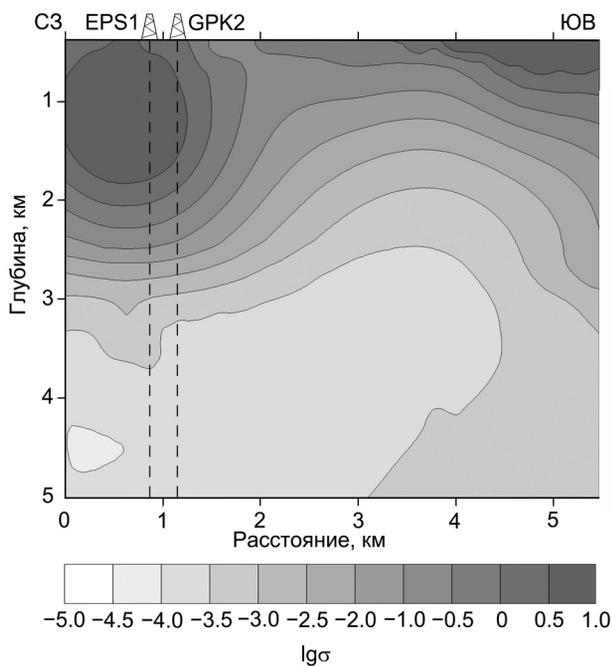


Рис. 3. Двумерный разрез логарифма электропроводности вдоль профиля, перпендикулярного борту Верхнерейнского грабена (вдоль линии с кружками на рис. 2) [Spichak et al., 2015].

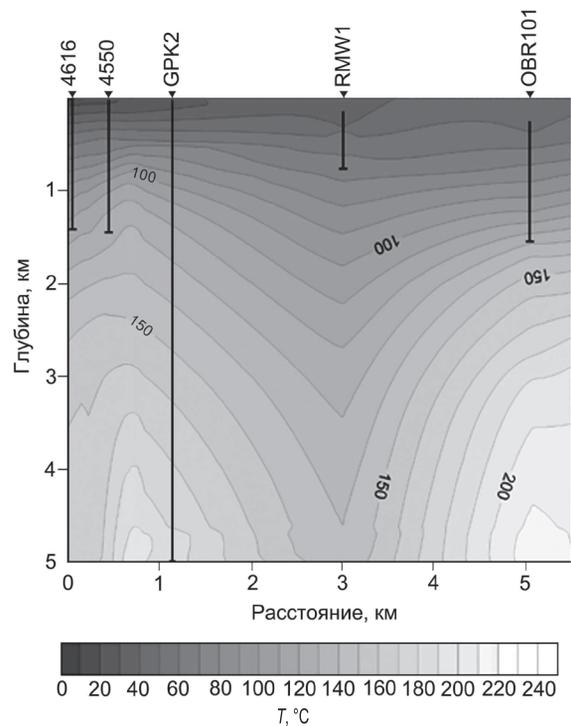


Рис. 4. Двумерный разрез температуры, построенный с помощью электромагнитного геотермометра по разрезу электропроводности (см. рис. 3) [Spichak et al., 2015].

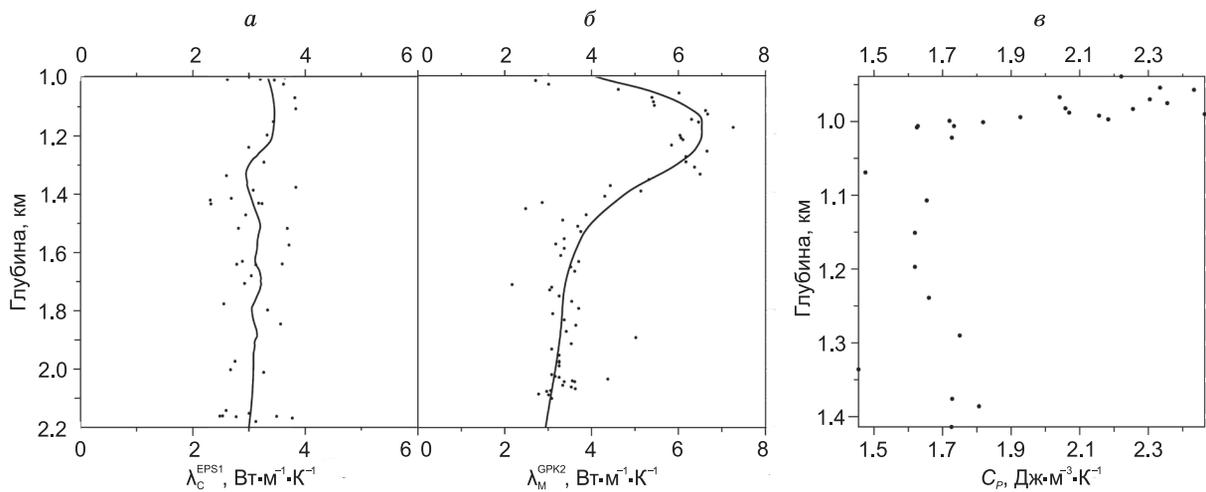


Рис. 5. Значения теплопроводности, определенные в скважинах EPS1 (а) и GPK2 (б) по «сухим» породам λ_c^{EPS1} [Hear et al., 2019] и матрицам пород λ_m^{GPK2} [Pribnow et al., 1997] соответственно; в — данные удельной теплоемкости «сухих» пород для скв. EPS1 (C_p^{EPS1}) [Hear et al., 2019].

нозов обученные таким образом ИНС использовались для оценки значений искомым параметров на большие глубины или в пунктах локализации соседних скважин, или во всем разрезе по значениям логарифма электропроводности, определенным на соответствующих глубинах/в пунктах/разрезе по данным магнитотеллурических зондирований.

Для того чтобы оценить точность нейросетевого прогноза, вычислялась средняя относительная ошибка (ε) по всей совокупности прогнозных значений:

$$\varepsilon = \frac{1}{N} \sum_n \frac{|\lambda_n^{\text{пр}} - \lambda_n^{\text{ист}}|}{\lambda_n^{\text{ист}}} \times 100 \%, \quad (1)$$

где n — номер точки прогноза ($n = 1, \dots, N$), N — число точек прогноза, $\lambda_n^{\text{пр}}$ и $\lambda_n^{\text{ист}}$ — прогнозное и истинные значения параметра в n -й точке соответственно.

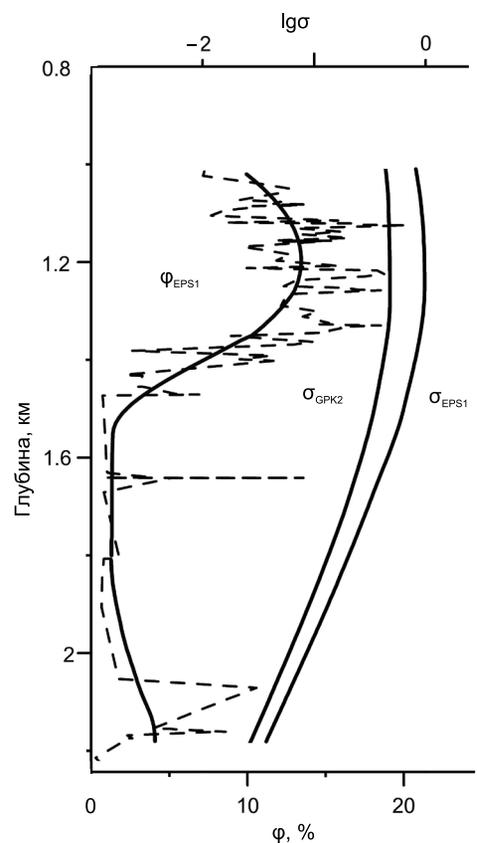
В следующем разделе мы исследуем точность прогнозов теплопроводности на глубину, а также в пространстве между скважинами в зависимости от типа измеренных данных.

ТЕСТИРОВАНИЕ НЕЙРОСЕТЕВОГО ПРОГНОЗА

Прогноз на глубины ниже забоя скважин. Мы исследовали точность прогноза коэффициента теплопроводности (как «сухой», так и матричной) на глубину в зависимости от соотношения между объемами исходных и прогнозируемых данных. С этой целью профили электропроводности $\lg\sigma(z)$ и сглаженного коэффициента теплопроводности (λ_c^{EPS1} в скв. EPS1 и λ_m^{GPK2} в скв. GPK2) были разделены по глубине на 10 равных частей и искусственные нейросети последовательно обучались на соответствии этих параметров из верхних частей ($\delta = 1/10, 2/10, \dots, 9/10$) профиля. После

Рис. 6. Значения пористости ϕ в скв. EPS1 [Rosener, 2007; Ledesert, 1993].

Исходные значения — штриховая линия, аппроксимированные — сплошная линия; профили логарифма электропроводности $\lg\sigma_{\text{EPS1}}$ и $\lg\sigma_{\text{GPK2}}$, соседние со скважинами EPS1 и GPK2 соответственно [Spichak et al., 2015].



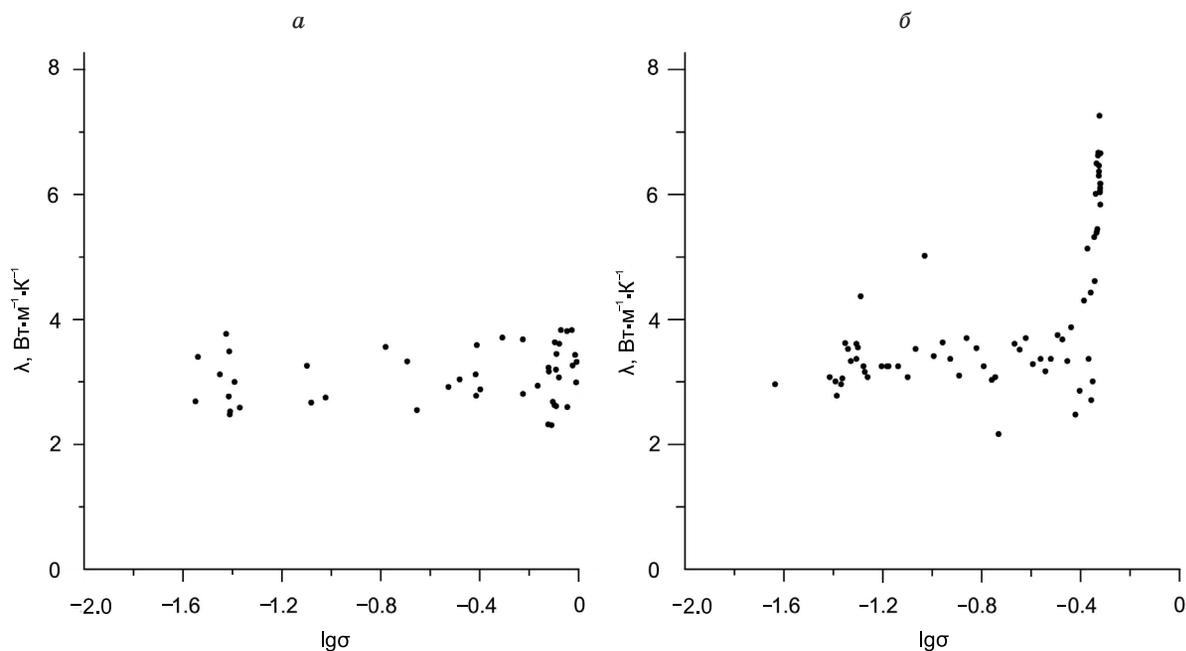


Рис. 7. Кросс-плоты теплопроводности (λ) и логарифма электропроводности ($\lg\sigma$) в скважинах EPS1 (*a*) и GPK2 (*б*).

каждого обучения соответствующие ИНС применялись для прогноза коэффициента теплопроводности в оставшихся (нижних) частях профиля, данные которых не использовались для обучения, а результаты прогноза сравнивались с фактическими значениями по формуле (1).

На рисунке 8 показаны графики относительных ошибок прогноза «сухой» теплопроводности (*a*) и теплопроводности матрицы (*б*) в зависимости от соотношения объемов обучающих и прогнозных данных. Сравнение графиков показывает, что если диапазон ошибок в первом случае составляет 1—11 %, то во втором — 1—55 %. При этом при прогнозах на глубины, вдвое превышающие глубины скважин,

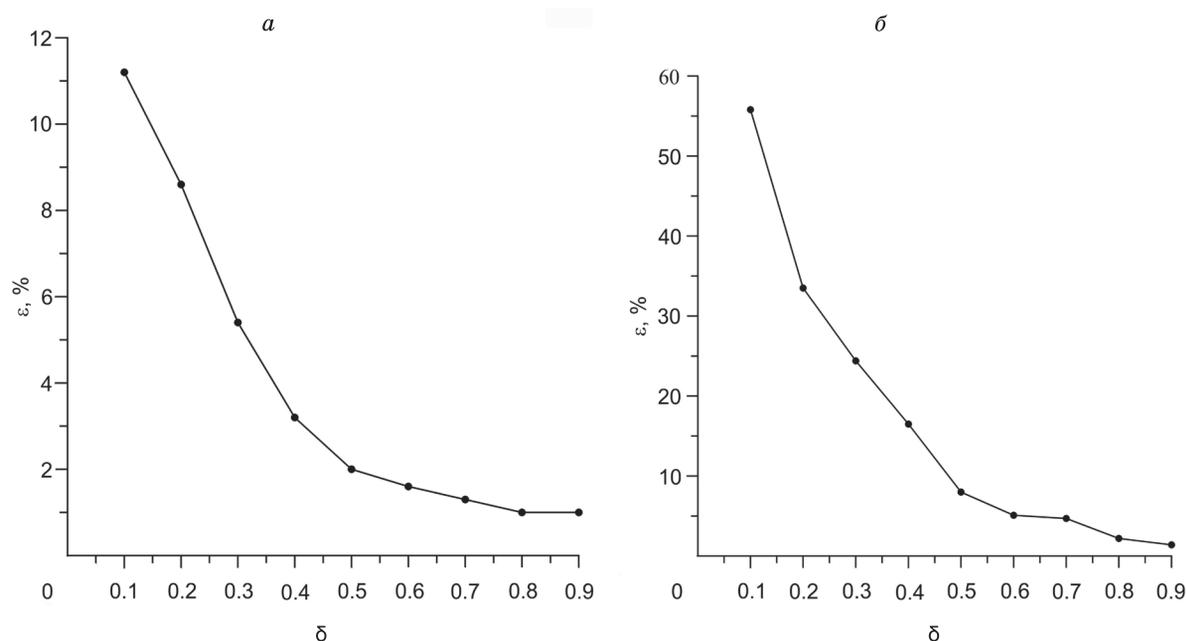


Рис. 8. Зависимость средних относительных ошибок (ε) прогноза теплопроводности λ от части (δ) профилей электропроводности, использованных для обучения ИНС в скважинах EPS1 (*a*) и GPK2 (*б*).

ошибки составляют всего 2 и 8 % соответственно. Из этого следуют два важных вывода. Во-первых, на ошибки прогнозов в первую очередь влияет соотношение исходных и прогнозных глубин. Во-вторых, поскольку на теплопроводность матрицы существенно влияет состав пород, недостаточный учет этого фактора приводит к существенным ошибкам прогноза. Например, при соотношении глубин $\delta = 0.1$ — 0.3 , когда ИНС обучается на данных только из осадочного чехла, а прогноз делается главным образом на глубины кристаллического фундамента, ошибки больше 30 %. Однако уже при $\delta > 0.3$, т. е. когда доля обучающих данных из фундамента становится все более заметной, они постепенно уменьшаются от 17 до 1 %.

Прогноз в пространстве между скважинами. Прогноз теплопроводности на межскважинное пространство имитировался прогнозом с пункта расположения одной из двух скважин на пункт расположения другой (с последующим сравнением с истинными значениями теплопроводности). В отсутствие данных измерений одновременно «сухой» или «влажной» теплопроводности в двух скважинах мы провели косвенные оценки в два этапа. Сначала делались прогнозы «сухой» теплопроводности, а затем «влажной» с помощью формул оценки теплопроводности для двухфазных сред.

Формулы оценки теплопроводности двухфазных сред. Для оценки среднего коэффициента теплопроводности двухфазных сред, состоящих из матрицы породы с теплопроводностью λ_m и порового пространства, заполненного флюидом с теплопроводностью λ_f , применяют различные модели среды (см. обзоры [Fuchs et al., 2013; Dong et al., 2015; Tatar et al., 2021] и ссылки в них). В наших исследованиях использовались модели геометрического среднего λ^{GM} (формула (2)) [Woodside, Messmer, 1961a, б], арифметического λ^{AM} (формула (3)) и гармонического λ^{HM} (формула (4)) среднего [Voigt, 1928; Reuss, 1929], модели Хашина–Штрикмана λ^{HS} (формула (5)) [Hashin, Shtrikman, 1962; Walsh, Decker, 1966] и Клаузера λ^{CL} (формула (6)) [Clauser, 2009]:

$$\lambda^{GM} = \lambda_m^{1-\varphi} \lambda_f^\varphi, \quad (2)$$

$$\lambda^{AM} = (1-\varphi)\lambda_m^{1-\varphi} + \varphi\lambda_f^\varphi, \quad (3)$$

$$\lambda^{HM} = 1 / [(1-\varphi)/\lambda_m + \varphi/\lambda_f], \quad (4)$$

$$\lambda^{HS} = 0.5 (\lambda_{HS}^U + \lambda_{HS}^L), \quad (5)$$

где

$$\lambda_{HS}^U = \lambda_m + \varphi / [1/(\lambda_f - \lambda_m) + (1-\varphi)/(3\lambda_m)],$$

$$\lambda_{HS}^L = \lambda_f + (1-\varphi) / [1/(\lambda_m - \lambda_f) + \varphi/(3\lambda_f)],$$

$$\lambda^{CL} = 0.25 [3\varphi(\lambda_f - \lambda_m) + 2\lambda_m - \lambda_f + (9\varphi^2\lambda_m^2 + 18\varphi\lambda_m\lambda_f - 18\varphi^2\lambda_m\lambda_f - 12\varphi\lambda_m^2 + \lambda_f^2 - 6\varphi\lambda_f^2 + 4\lambda_m\lambda_f + 9\varphi^2\lambda_m\lambda_f + 4\lambda_m^2)^{0.5}], \quad (6)$$

где φ — пористость.

Зная коэффициент теплопроводности для «сухих» пород, можно пересчитать его в коэффициент теплопроводности для «влажных» пород, воспользовавшись модельными связями (2)—(6) или, например, эмпирической формулой [Harle et al., 2019]:

$$\lambda_B^{\text{ЭПМ}} = 0.8496\lambda_c + 0.7524. \quad (7)$$

Прогноз теплопроводности «сухих» пород. Для прогноза теплопроводности в пункте расположения скв. EPS1 сначала ИНС обучалась на соответствии данных матричной теплопроводности в скв. GPK2 (λ_m^{GPK2}) и профиля электропроводности в ее окрестности (σ_{GPK2}) (см. рис. 6). Затем обученная сеть использовалась для прогноза теплопроводности матрицы пород в скв. EPS1 ($\lambda_m^{\text{уп}}$). Наконец, на последнем этапе она использовалась для оценки теплопроводности «сухих» пород с учетом профиля пористости в скв. EPS1 (φ_{EPS1}) (см. рис. 6) по формулам (2)—(6) в предположении, что флюидом является воздух с теплопроводностью $0.026 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$ [Mitchell, Soga, 2005; Yun, Santamarina, 2008].

Сравнение прогнозных кривых с графиком теплопроводности «сухих» пород в этой скважине (λ_c^{EPS1}) (рис. 9, а) показало, что в целом наилучший прогноз (ошибка $\varepsilon = 5.7\%$) дает использование модели Клаузера λ^{CL} [Clauser, 2009], хотя прогноз на глубинах кристаллического фундамента ($> 1.4 \text{ км}$) также точен и с использованием модели геометрического среднего (λ_c^{GM}). Заметим, что прогнозная кривая матричной теплопроводности ($\lambda_m^{\text{уп}}$) практически конформна графику «сухой» теплопроводности в

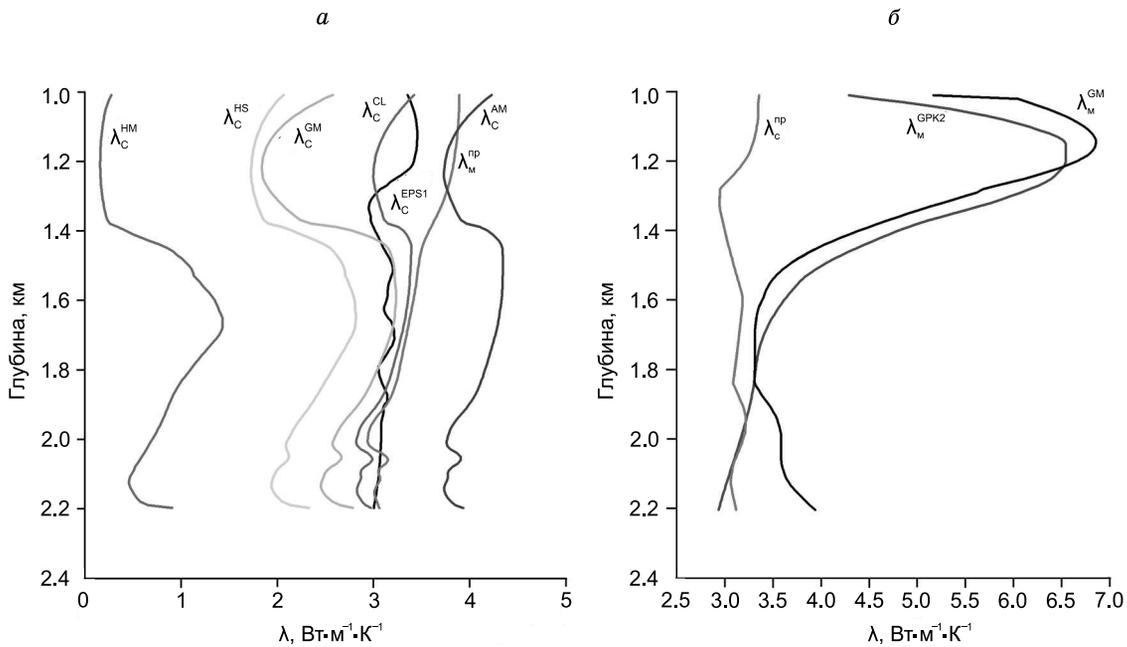


Рис. 9. График измеренной теплопроводности «сухих» пород в скв. EPS1 (λ_c^{EPS1}) и графики теплопроводности «сухих» пород, полученные по моделям двухфазных сред (см. формулы (2)—(6) в тексте) из прогнозной кривой для матрицы породы (λ_m^{np}) (а); графики теплопроводности матрицы породы в скв. GPK2 (λ_m^{GPK2}) и ее определения из прогнозной кривой (λ_c^{np}) по модели геометрического среднего (λ_m^{GM}) (б).

этой скважине λ_c^{EPS1} (в отличие от прогнозных кривых «сухой» теплопроводности), хотя общее расхождение между ними составляет 9.1 %. Такой результат, по-видимому, связан с тем, что ни одна из перечисленных в предыдущем разделе моделей не может считаться адекватно описывающей сложную геологическую среду осадочного чехла (по крайней мере, в предположении, что второй фазой является воздух), хотя модель «эффективного» среднего в целом, дает наилучшее приближение.

Для того, чтобы оценить точность обратной операции — восстановления профиля матричной теплопроводности в другом пункте по известному профилю «сухой» теплопроводности в скважине, — мы обучили ИНС на соответствии профиля «сухой» теплопроводности в скважине EPS1 (λ_c^{EPS1}) и профиля электропроводности в ее окрестности (σ_{EPS1}) (см. рис. 6). Затем с ее помощью сделали прогноз «сухой» теплопроводности в пункте расположения скважины GPK2 (λ_c^{np}) (см. рис. 9, б). В предположении, что профиль пористости в этом пункте близок к профилю ϕ_{EPS1} (в отсутствие измерений пористости в самой скважине GPK2), мы восстановили профиль теплопроводности матрицы породы с использованием модели геометрического среднего λ_m^{GM} и предположения, что второй фазой является воздух (кривая λ_m^{GM} на рис. 9, б). Общее отклонение прогнозной кривой от измеренной в скважине GPK2 (λ_m^{GPK2}) составило 8.4 %.

Прогноз теплопроводности «влажных» пород. В отсутствие данных теплопроводности «влажных» пород мы провели имитационное моделирование, предварительно построив «базовые» профили «влажной» теплопроводности по теплопроводности «сухих» пород в скв. EPS1 (λ_c^{EPS1}) (см. рис. 9, а) и данным теплопроводности матрицы пород в скв. GPK2 (λ_m^{GPK2}) (см. рис. 9, б).

Предполагая справедливой модель двухфазной среды для пород обеих скважин, мы вычислили профили теплопроводности в скв. GPK2 в соответствии с разными моделями по формулам (2)—(6) (считая, что флюидом, заполняющим поры, является вода и что ее теплопроводность составляет $0.6 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$ [Mitchell, Soga, 2005; Yun, Santamarina, 2008]), а также построили график усредненных значений по всем прогнозным профилям (λ_b^{cp}) (рис. 10, б). Отклонения от него других модельных кривых составили (%): $\lambda_b^{AM} — 25.0$, $\lambda_b^{HM} — 18.6$, $\lambda_b^{GM} — 3.8$, $\lambda_b^{HS} — 3.6$, $\lambda_b^{CL} — 5.9$. На рисунке 10, б видно, что прогнозные кривые λ_b^{GM} , λ_b^{HS} и λ_b^{CL} близки как друг к другу, так и к профилю усредненных значений (λ_b^{cp}), который мы приняли за базовый для скв. GPK2.

Теплопроводность «влажных» пород в скв. EPS1 мы пересчитали из данных теплопроводности «сухих» пород для этой скв. λ_c^{EPS1} (см. рис. 9, а) по формуле (2) для модели геометрического среднего

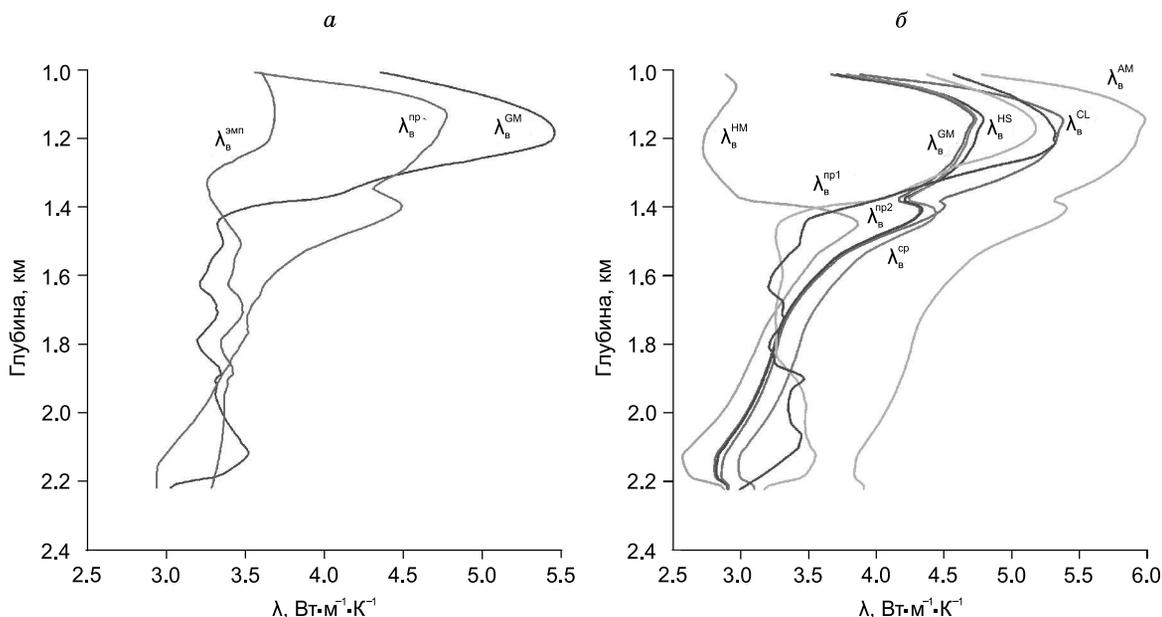


Рис. 10. Графики теплопроводности «влажных» пород в скв. EPS1 (а), в скв. GPK2 (б):

а — полученные из данных для «сухих» образцов скв. EPS1 (см. рис. 9, а) по модели геометрического среднего (λ_B^{GM}) и по эмпирической формуле ($\lambda_B^{эмп}$), а также с помощью нейросетевого прогноза сетью, обученной на усредненных данных «влажной» теплопроводности из скв. GPK2 ($\lambda_B^{пр}$); б — полученные из данных теплопроводности матрицы породы (см. рис. 9, б) с использованием моделей для двухфазных сред (см. формулы (2)—(6) в тексте), график их усредненных значений ($\lambda_B^{ср}$) и графики прогнозных значений: $\lambda_B^{пр1}$ — из прогнозной кривой для этой скважины ($\lambda_B^{пр}$) (см. рис. 9, б) по модели геометрического среднего и $\lambda_B^{пр2}$ — с помощью нейросетевого прогноза кривой λ_B^{GM} (см. рис. 10, а).

для двухфазной среды (λ_B^{GM}) при тех же значениях теплопроводности воды и воздуха, что и выше, и с использованием профиля пористости для этой скв. φ_{EPS1} (см. рис. 6). Для сравнения мы оценили «влажную» теплопроводность также по эмпирической формуле (7) ($\lambda_B^{эмп}$), не учитывающей влияние пористости. На рисунке 10, а приведены прогнозные графики теплопроводности «влажных» пород, из которых видно, что на глубинах кристаллического фундамента (> 1.4 км), где пористость незначительна, они практически совпадают, тогда как в осадочном чехле наблюдается их заметное расхождение, очевидно, вызванное влиянием на теплопроводность флюида в порах пород. Поэтому мы приняли оценку λ_B^{GM} как базовую для скв. EPS1.

После построения базовых профилей теплопроводности «влажных» пород для обеих скважин (λ_B^{GM} и $\lambda_B^{ср}$ для скважин EPS1 и GPK2 соответственно) мы выполнили прогнозы профилей такой теплопроводности с одной скважины на пункт локализации другой и сравнили прогнозные значения с базовыми. Для прогноза теплопроводности в пункте расположения скв. EPS1 мы провели обучение ИНС на соответствии данных усредненного профиля $\lambda_B^{ср}$ в скв. GPK2 (см. рис. 10, б) и значений электропроводности из близлежащего профиля (σ_{GPK2}) (см. рис. 6). После этого она была использована для прогноза «влажной» теплопроводности $\lambda_B^{пр}$ в скв. EPS1 (см. рис. 10, а) по данным электропроводности из профиля, проходящего рядом с этой скважиной (σ_{EPS1}) (см. рис. 6). Относительное расхождение прогнозной и базовой кривых составило 10.3 %.

Прогноз теплопроводности «влажных» пород в скв. GPK2 осуществлялся двумя способами. В первом варианте мы использовали профиль прогнозной теплопроводности «сухих» пород ($\lambda_B^{ср}$), построенный выше с помощью ИНС, обученной на данных из скв. EPS1 (см. рис. 9, б). Эти данные были затем трансформированы в профиль «влажной» теплопроводности ($\lambda_B^{пр1}$) в предположении справедливости модели геометрического среднего (λ_B^{GM}). Во втором варианте профиль «влажной» теплопроводности в скв. EPS1 λ_B^{GM} (см. рис. 10, а) и соответствующий профиль электропроводности σ_{EPS1} использовались для обучения ИНС. Затем с ее помощью был построен второй прогнозный профиль «влажной» теплопроводности ($\lambda_B^{пр2}$) в скв. GPK2 по соответствующему профилю электропроводности σ_{GPK2} (см. рис. 6). Расхождение построенных прогнозных профилей с базовым для скв. GPK2 составило 10.3 и 9.6 % соответственно, что говорит о примерно одинаковой точности обоих вариантов.

На основании проведенных модельных исследований можно заключить, что суммарная относительная точность прогноза теплопроводности на межскважинное пространство составляет 6 и 10% для «сухих» и «влажных» пород соответственно. При этом точность прогноза теплопроводности матрицы пород по известному профилю теплопроводности «сухих» пород составляет около 8%. Несколько большую ошибку прогноза теплопроводности «влажных» пород, а также их матрицы по сравнению с теплопроводностью «сухих» пород можно объяснить негативным влиянием двух факторов: предположения о том, что пористость в скв. GPK2 такая же, как и в EPS1, а также, что флюидом, заполняющим поры, является воздух или чистая вода, что может не соответствовать действительности.

Заметим, что в рассматриваемой модельной ситуации в суммарные ошибки свой вклад вносит ошибка нейросетевого прогноза и ошибки трансформации матричной теплопроводности в теплопроводность «сухих» и «влажных» пород по формулам для двухфазных сред. Можно предположить, что ошибки прогнозов теплопроводности одного типа в одной и той же скважине, когда отсутствуют перечисленные выше негативные факторы, могут оказаться заметно меньше, особенно при благоприятном соотношении объемов обучающих и прогнозных данных (см. в этой связи оценки, полученные выше).

ПОСТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ

На основании результатов проведенных выше исследований мы построили разрезы «сухой» и «влажной» теплопроводности вдоль рассматриваемого МТ профиля (см. рис. 2). С этой целью мы использовали ИНС, обученную на соотношении данных теплопроводности «сухих» пород в скв. EPS1 (λ_c^{EPS1}) (см. рис. 9, а) и электропроводности из соседнего профиля (σ_{EPS1}) (см. рис. 6). При этом входом ИНС были данные ($z, \lg \sigma_{EPS1}(z)$), а выходом — $\lambda_c^{EPS1}(z)$. Затем она была использована для прогноза теплопроводности «сухих» пород во всем разрезе по данным электропроводности $\lg \sigma(x, z)$ (см. рис. 3). На рисунке 11, б показан построенный таким образом разрез теплопроводности «сухих» пород $\lambda_c(x, z)$. Диапазон ее изменений составляет от 2.45 до 3.91 Вт·м⁻¹·К⁻¹, а среднее значение 3.19 ± 0.11 Вт·м⁻¹·К⁻¹.

Характер распределения $\lambda_c(x, z)$ в разрезе хорошо виден из соответствующей гистограммы (рис. 12, а).

Модель теплопроводности «влажных» пород является, по общему мнению, более реалистичной, чем модель теплопроводности «сухих» пород. Для ее построения мы трансформировали построенный выше разрез $\lambda_c(x, z)$, воспользовавшись моделью геометрического среднего (λ^{GM}) и построенной ранее моделью пористости $\phi(x, z)$, заданной в узлах того же разреза (рис. 13) [Спицач, Гойдина, 2023]. На рисунке 14, б показан построенный таким образом разрез теплопроводности «влажных» пород $\lambda_b(x, z)$. Диапазон ее изменений составляет от 2.84 до 7.87 Вт·м⁻¹·К⁻¹, а среднее значение — 4.74 ± 0.81 Вт·м⁻¹·К⁻¹. Характер распределения $\lambda_b(x, z)$ в разрезе виден из соответствующей гистограммы (см. рис. 12, б).

Сравнение двух разрезов (см. рис. 11, б и рис. 14, б) показывает, что в целом картина распределения теплопроводности имеет схожую

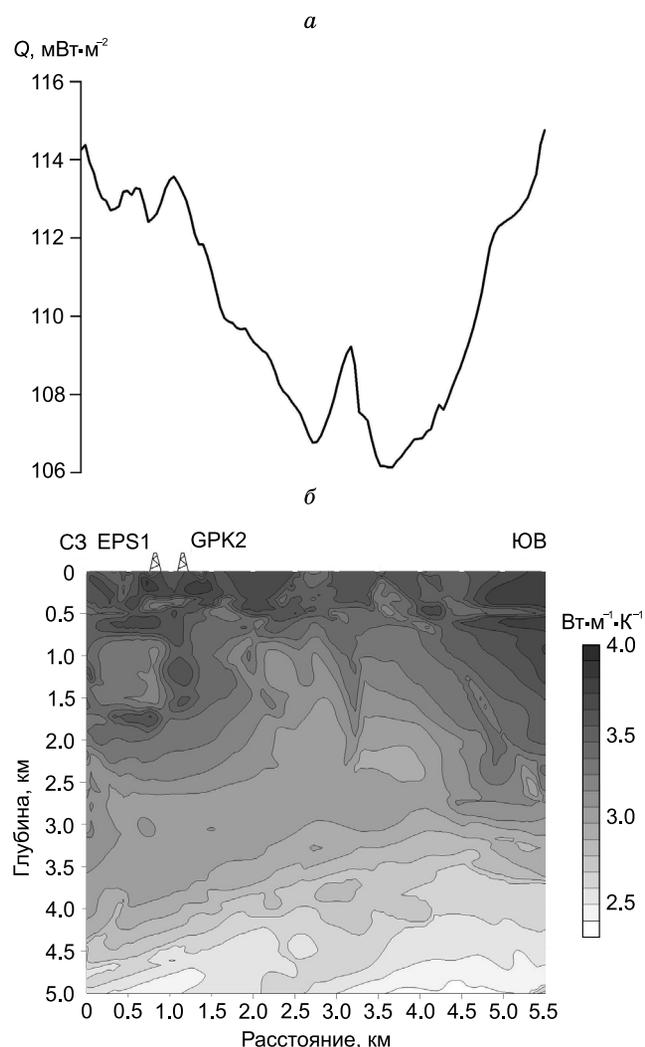


Рис. 11. График вертикальной компоненты плотности теплового потока Q , построенный по прогнозной теплопроводности «сухих» пород λ_c (а); разрез прогнозной теплопроводности λ_c , построенный с помощью ИНС, обученной на соответствии данных теплопроводности, определенных по «сухим» породам в скв. EPS1 и соответствующего профиля электропроводности (см. его расположение на рис. 3) (б).

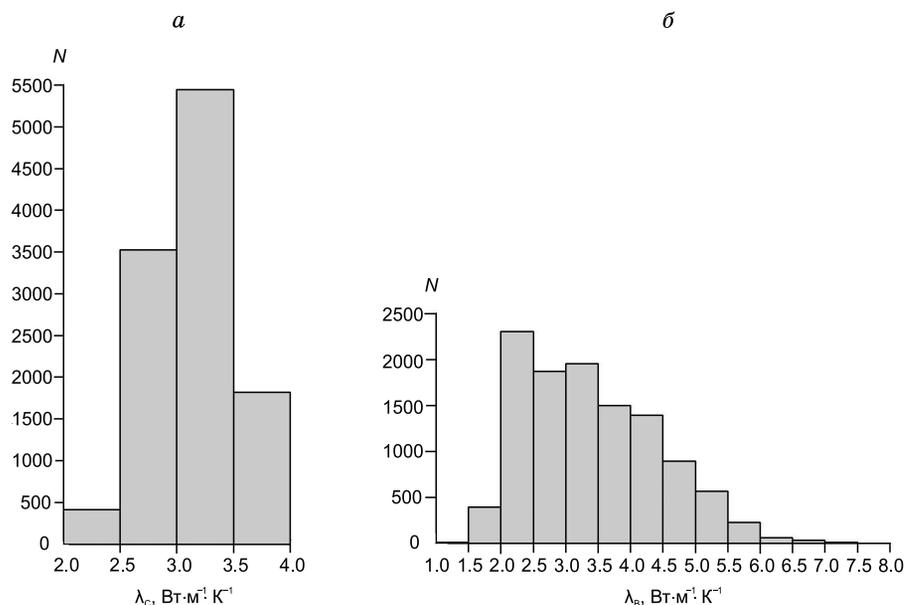


Рис. 12. Гистограммы значений «сухой» (λ_c) (а) и «влажной» (λ_b) (б) теплопроводности в узлах двумерного разреза.

N — количество узлов сетки.

структуру: повышенные значения в осадочном чехле (на глубинах менее 1.4 км) и пониженные значения в гранитном фундаменте. Учитывая, что диапазон изменений пористости в осадочном чехле существенно больше, чем в кристаллическом фундаменте (рис. 13), учет влияния заполняющих поры флюидов, который обеспечивает расчет теплопроводности «влажных» пород, позволяет считать эту часть разреза $\lambda_b(x, z)$ ближе к реальности, чем $\lambda_c(x, z)$. При этом общий уровень значений $\lambda_b(x, z)$ превышает уровень значений $\lambda_c(x, z)$ примерно на 25—30 %. Этот вывод подтверждает полученные ранее сравнительные оценки теплопроводности «сухих» и «влажных» пород [Дучков и др., 2018].

На основании полученных выше оценок точности прогнозов в пространстве между скважинами и на глубины, превышающие глубины пробуренных скважин, можно считать, что относительная точность построенных разрезов составляет 6—10 %, что сопоставимо с точностью прогнозов теплопроводности внутри скважин по ее измерениям на образцах характерных для нее пород [Fuchs, Forster, 2014] (в этой связи стоит отметить, что, согласно этим авторам, ошибки прогнозов теплопроводности в скважине другими методами варьируют в пределах 15—35 %).

ОЦЕНКА ПЛОТНОСТИ ТЕПЛООВОГО ПОТОКА

Знание плотности теплового потока на поверхности позволяет судить о термомеханических и химических процессах в недрах Земли ([Pollack et al., 1993] и соответствующие ссылки). Он может быть также хорошим индикатором тектонической активности и термальной структуры литосферы, позволяя судить о расположении резервуаров геотермальной энергии ([Čermak, Rybach, 2012] и соответствующие ссылки). Оценки плотности теплового потока на поверхности обычно осуществляются по термограммам из пробуренных скважин, а также оценкам теплопроводности на образцах пород из тех же скважин [Balkan-Pazvantoğlu, Erkan, 2019; Miranda et al., 2021]. Между

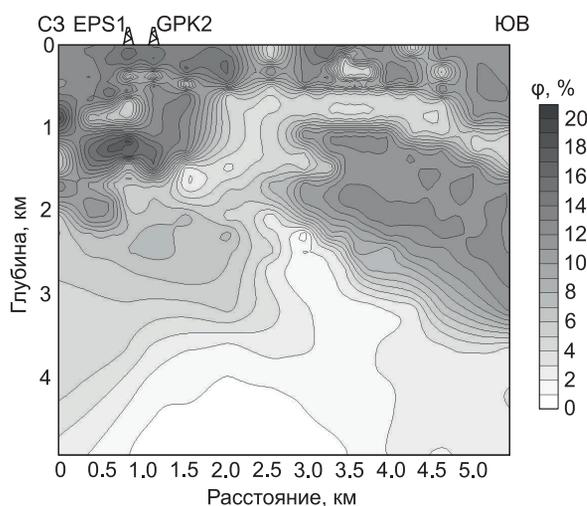


Рис. 13. Разрез прогнозной пористости ϕ вдоль профиля [Спичак, Гойдина, 2023].

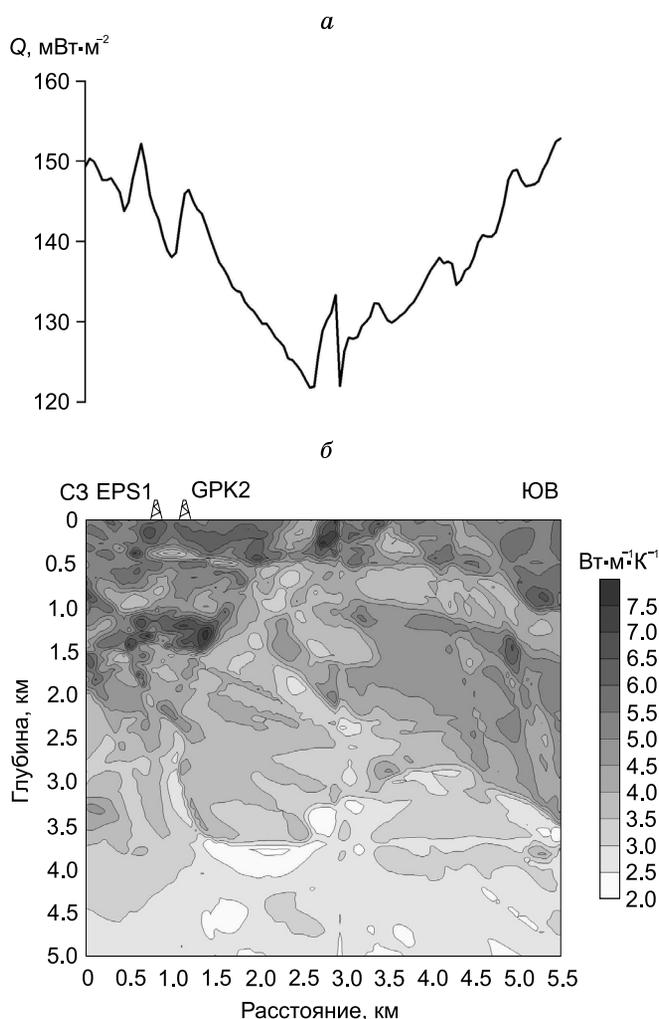


Рис. 14. График вертикальной компоненты плотности теплового потока Q , построенный по прогнозной теплопроводности «влажных» пород $\lambda_{\text{в}}$ (а); разрез «влажной» теплопроводности $\lambda_{\text{в}}$, построенный по модели геометрического среднего для двухфазных сред из модели «сухой» теплопроводности (см. рис. 11, б) и модели пористости ϕ (см. рис. 13).

тем неточность в определении самих геотерм, а также отсутствие оценок теплопроводности вне скважин могут существенно снижать точность оценок теплового потока в региональном масштабе.

На основании построенной ранее модели температуры (см. рис. 4) вдоль рассматриваемого МТ профиля (см. рис. 2), а также разрезов теплопроводности, определенных для «сухих» и «влажных» пород (рис. 11, б и рис. 14, б соответственно), мы построили профили плотности вертикальной компоненты теплового потока на поверхности (Q), воспользовавшись конечно-разностной аппроксимацией формулы Фурье [Fourier, 1955]:

$$Q = -\lambda \partial T / \partial z. \quad (8)$$

На рисунках 11, а и 14, а представлены соответствующие профили плотности вертикальной компоненты теплового потока Q , вычисленные по данным теплопроводности «сухих» (см. рис. 11, б) и «влажных» (см. рис. 14, б) пород. Как можно было ожидать, на основе

сравнения разрезов теплопроводности диапазон изменения плотности теплового потока во втором случае ($(120-150) \pm 10\%$ мВт·м⁻²) заметно больше, чем в первом случае ($(105-113) \pm 10\%$ мВт·м⁻²). В окрестности скважины GPK2 наблюдается локальный максимум, составляющий $147 \pm 10\%$ мВт·м⁻² (см. рис. 14, а), что близко к диапазону значений (135 ± 21 мВт·м⁻²) [Harle et al., 2019], рассчитанных для слоя от поверхности до глубины 1000 м.

ПОСТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА УДЕЛЬНОЙ ТЕПЛОЕМКОСТИ

Оценки удельной теплоемкости геотермального района Сульц-су-Форе проводились ранее только в скважинах [Hear et al., 2019]. Точность таких оценок, по данным ГИС, составляет примерно 2–8 % [Fuchs et al., 2015]. В то же время для оценки потенциала геотермальных ресурсов нужны оценки на глубинах, превышающих глубины пробуренных скважин. Такая оценка была сделана в работе [Dezayes et al., 2008] для глубины 2 км, на которой предполагалось расположение геотермального резервуара. В соответствии с этой работой удельная теплоемкость пород C_p на этой глубине составляет $710 \text{ Дж} \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{K}^{-1} \times 2200 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3} = 1.56 \text{ Дж} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{K}^{-1} \cdot 10^6$. Для уточнения этой грубой оценки мы воспользовались подходом, применявшимся выше для построения модели теплопроводности. С этой целью мы обучили ИНС на соответствии данных удельной теплоемкости пород для скв. EPS1 (C_p^{EPS1}) (см. рис. 5, в) [Hear et al., 2019] и значений электропроводности ($\lg \sigma_{\text{EPS1}}(z)$) (см. рис. 6). Обученная таким образом ИНС была затем применена для построения разреза удельной теплоемкости по данным $\lg \sigma(x, z)$ вдоль всего рассматриваемого профиля (см. рис. 3).

На рисунке 15, а показана модель удельной теплоемкости до глубины 5 км. Общий диапазон значений C_p в разрезе составляет от 1.47 до $2.46 \text{ Дж} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{K}^{-1} \cdot 10^6$, а ее среднее значение $1.75-0.13 \text{ Дж} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{K}^{-1} \cdot 10^6$. При этом наиболее вероятный диапазон значений $1.6-1.9 \text{ Дж} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{K}^{-1} \cdot 10^6$ (см. гистограмму на рис. 15, б). На этом фоне выделяется зона повышенной удельной теплоемкости — $2.05-2.15 \text{ Дж} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{K}^{-1} \cdot 10^6$.

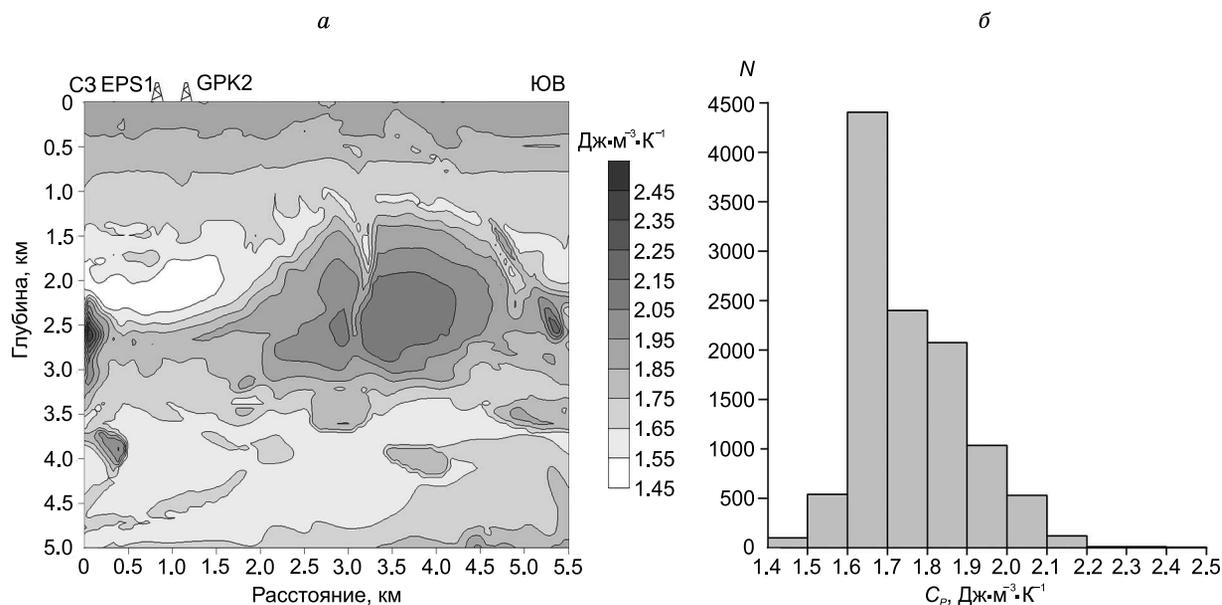


Рис. 15. Разрез прогнозной удельной теплоемкости (C_p) (а); гистограмма значений прогнозной удельной теплоемкости в узлах двумерного разреза (б).

N — количество узлов сетки.

$K^{-1} \cdot 10^6$, расположенная в центральной части разреза в низах осадочного чехла–верхней части гранитного фундамента. Учитывая, что эта область характеризуется также повышенным градиентом температуры, превышающим $50 \text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ (см. рис. 4), и имеет проницаемость $K > 10^{-17} \text{ м}^2$ [Spichak, Zakharova, 2022], можно предположить наличие в этой зоне условий для существования петротермального резервуара.

ВЫВОДЫ

В работе изучены возможности построения разрезов теплопроводности, плотности теплового потока и удельной теплоемкости по результатам электромагнитного зондирования и лабораторным измерениям на кернах (на примере геотермальной области Сульц-су-Форе, Эльзас, Франция). Показано, что нейросетевой прогноз теплофизических свойств по данным электропроводности и лабораторных измерений позволяет оценивать искомые параметры как на глубинах, превышающих глубины пробуренных скважин, так и в пространстве между ними, с достаточно хорошей точностью. В частности, показано, что прогноз теплопроводности на глубины, вдвое превышающие глубины скважины, относительные ошибки составляют всего 2 %, а точность ее прогноза на межскважинное пространство — 6 и 10 % для «сухих» и «влажных» пород соответственно. При этом точность прогноза теплопроводности матрицы пород по известному профилю теплопроводности «сухих» пород составляет около 8%.

На основании результатов проведенных исследований построены разрезы «сухой» и «влажной» теплопроводности вдоль рассматриваемого МТ профиля. Сравнение двух разрезов показало, что в целом картина распределения теплопроводности имеет схожую структуру: повышенные значения в осадочном чехле (на глубинах менее 1.4 км) и пониженные значения в гранитном фундаменте. В то же время общий уровень значений «влажной» теплопроводности превышает уровень «сухой» примерно на 25—30 %, что коррелирует с полученными ранее сравнительными оценками для других регионов.

На основании построенной ранее модели температуры вдоль рассматриваемого МТ профиля, а также разрезов теплопроводности, определенных для «сухих» и «влажных» пород, построены профили плотности вертикальной компоненты теплового потока на поверхности. Как можно было ожидать на основе сравнения разрезов теплопроводности, диапазон изменения плотности теплового потока во втором случае $((120\text{--}150) \pm 10\% \text{ мВт}\cdot\text{м}^{-2})$ заметно больше, чем в первом случае $((105\text{--}113) \pm 10\% \text{ мВт}\cdot\text{м}^{-2})$. При этом он коррелирует с диапазоном сделанных ранее грубых оценок теплового потока в Верхнерейнском грабене $(100\text{--}120 \text{ мВт}\cdot\text{м}^{-2})$, где расположен исследуемый участок.

С помощью искусственной нейросети, обученной на соответствии значений удельной теплоемкости, измеренной в лабораторных условиях, и соответствующего профиля электропроводности построе-

на модель удельной теплоемкости вдоль всего профиля. На общем фоне выделяется зона повышенной удельной теплоемкости со значениями в диапазоне $2.05\text{—}2.15 \text{ Дж}\cdot\text{м}^{-3}\cdot\text{К}^{-1}\cdot 10^6$, расположенная в центральной части разреза в низах осадочного чехла–верхней части гранитного фундамента. Учитывая, что эта область характеризуется также повышенным градиентом температуры, превышающим $50 \text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$, и имеет проницаемость $K > 10^{-17} \text{ м}^2$, можно предположить наличие в этой зоне условий для существования петротермального резервуара.

Авторы благодарны академику М.И. Эпову и анонимному рецензенту за сделанные замечания, позволившие улучшить статью.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 20-17-00155).

ЛИТЕРАТУРА

Дучков А.Д., Соколова Л.С., Аюнов Д.Е., Злобина О.Н. Теплопроводность пород осадочного чехла арктической части Западной Сибири // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (12), с. 1952—1960.

Дучков А.Д., Соколова Л.С., Родякин С.В., Черныш П.С. Зависимость теплопроводности пород осадочного чехла Западно-Сибирской плиты от влажности и пористости // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (5—6), с. 991—1000.

Дучков А.Д., Аюнов Д.Е., Родякин С.В., Ян П.А. Изучение взаимосвязей между теплопроводностью и пористостью, проницаемостью, влажностью осадочных пород Западно-Сибирской плиты // Георесурсы, 2018, т. 20, № 4, ч. 2, с. 396—403.

Спичак В.В., Захарова О.К. Электромагнитный геотермометр. М., Научный мир, 2013, 170 с.

Спичак В.В., Гойдина А.Г. Построение разрезов пористости и флюидонасыщенности по данным электромагнитных зондирований и измерений в скважинах // Геофизические исследования, 2023, №1, с. 8—16.

Спичак В.В., Захарова О.К. Электромагнитный прогноз открытой пористости вне скважин // Геология и геофизика, 2023, т. 64, с. 142—149.

Balkan-Pazvantoglu E., Erkan K. Temperature-depth curves and heat flow in central part of Anatolia // Tectonophysics, 2019, v. 757, p. 24—34.

Bhoopal R.S., Tripathi M., Sharma P.K., Singh R. Modelling of effective thermal conductivity: A comparison of artificial neural networks and theoretical models // Adv. Eng. Appl. Sci., 2015, v. 5 (2), p. 21—27.

Bi J., Zhang M., Chen W., Lu J., Lai Y. A new model to determine the thermal conductivity of fine-grained soils // Int. J. Heat Mass Transfer, 2018, v. 123, p. 407—417.

Blazquez C.S., Martín A.F., García P.C., González-Aguilera D. Thermal conductivity characterization of three geological formations by the implementation of geophysical methods // Geothermics, 2018, v. 72, p. 101—111.

Brigaud F., Chapman D.S., Le Douran S. Estimating thermal conductivity in sedimentary basins using lithologic data and geophysical well logs // AAPG Bull., 1990, v. 74, p. 1459—1477.

Cermák V., Rybach L. Terrestrial heat flow and the lithosphere structure. New York, Springer, 2012, 506 p.

Clauser C. Heat transport processes in the Earth's crust // Surv. Geophys., 2009, v. 30 (3), p. 163—191, <https://doi.org/10.1007/s10712-009-9058-2>.

Dezayes C., Genter A., Hooijkaas G. Deep-seated geology and fracture system of the EGS Soultz reservoir (France) based on recent 5 km depth boreholes // Proc. World Geothermal Congr., Expanded Abstracts. Antalya, 2005.

Dezayes C., Genter A., Thinon I., Courrioux G., Tourlière B. Assessment of geothermal potential of clastic reservoirs in the Upper Rhine Graben // 3rd Int. Conf. Ecological Vehicles and Renewable Energies, Expanded Abstracts. Monaco, 2008.

Dong Y., McCartney J.S., Lu N. Critical review of thermal conductivity models for unsaturated soils // Geotech. Geol. Eng., 2015, v. 33, p. 206—221, doi: 10.1007/s10706-015-9843-2.

El Sayed A.M.A., El Sayed N.A. Thermal conductivity calculation from P-wave velocity and porosity assessment for sandstone reservoir rocks // Geothermics, 2019, v. 82, p. 91—96.

Esteban L., Pimienta L., Sarout J., Plane C.D., Haffen S., Geraud Y., Timms N.E. Study cases of thermal conductivity prediction from P-wave velocity and porosity // Geothermics, 2015, v. 53, p. 255—269.

Fourier J.B. The analytical theory of heat. Translated by A. Freeman. New York, Dover Publications, 1955.

Fuchs S., Förster A. Well-log based prediction of thermal conductivity of sedimentary successions: a case study from the North German Basin // Geophys. J. Int., 2014, v. 196, p. 291—311.

Fuchs S., Schütz F., Förster H.J., Förster A. Evaluation of common mixing models for calculating bulk thermal conductivity of sedimentary rocks: Correction charts and new conversion equations // Geothermics, 2013, v. 47, p. 40—52.

- Fuchs S., Balling N., Förster A.** Calculation of thermal conductivity, thermal diffusivity and specific heat capacity of sedimentary rocks using petrophysical well logs // *J. Geophys. Res.*, 2015, v. 203, p. 1977—2000.
- Geiermann J., Schill E.** 2-D Magnetotellurics at the geothermal site at Soultz-sous-Forêts: Resistivity distribution to about 3000 m depth // *C.R. Geosci.*, 2010, v. 342, p. 587—599.
- Goutorbe B., Lucazeau F., Bonneville A.** Using neural networks to predict thermal conductivity from geophysical well logs // *Geophys. J. Int.*, 2006, v. 166 (1), p. 115—125.
- Gu Y., Rühaak W., Bär K., Sass I.** Using seismic data to estimate the spatial distribution of rock thermal conductivity at reservoir scale // *Geothermics*, 2013, v. 47, p. 1—6.
- Haenel R., Legrand R., Balling N., Saxov S., Bram K., Gable R., Meunier J., Fanelli M., Rossi A., Salmone M., Taffi L., Prins S., Burley A.J., Edmunds W.M., Oxburgh E.R., Richardson S.W., Wheildon J.** Atlas of subsurface temperatures in the European Community. Hannover, Th. Schäfer Druckerei, 1979, 36 p.
- Haffen S., Géraud Y., Diraison M., Dezayes C.** Fluid-flow zones in a geothermal sandstone reservoir: localization from thermal conductivity and temperature logs, borehole EPS1 (Soultz-sous-Forêts, France) and 3D models // *Proc. 38th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*. Stanford, CA, Stanford Univ., 2013.
- Haffen S., Géraud Y., Rosener M., Diraison M.** Thermal conductivity and porosity maps for different materials: A combined case study of granite and sandstone // *Geothermics*, 2017, v. 66, p. 143—150.
- Harlé P., Kushnir A.R.L., Aichholzer C., Heap M.J., Hehn R., Maurer V., Baud P., Richard A., Genter A., Düringer P.** Heat flow density estimates in the Upper Rhine Graben using laboratory measurements of thermal conductivity on sedimentary rocks // *Geotherm. Energy*, 2019, v. 7 (38), doi: 10.1186/s40517-019-0154-3.
- Hartmann A., Rath V., Clauser C.** Thermal conductivity from core and well log data // *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 2005, doi: 10.1016/j.ijrmms.2005.05.015.
- Hashin Z., Shtrikman S.** A variational approach to the theory of the effective magnetic permeability of multiphase materials // *J. Appl. Phys.*, 1962, v. 33, p. 3125—3131.
- Haykin S.** *Neural networks: a comprehensive foundation*. 2nd ed. Prentice Hall, 1999, 842 p.
- Heap M.J., Kushnir A.R.L., Gilg H.A., Violay M.E.S., Harlé P., Baud P.** Petrophysical properties of the Muschelkalk from the Soultz-sous-Forêts geothermal site (France), an important lithostratigraphic unit for geothermal exploitation in the Upper Rhine Graben // *Geotherm. Energy*, 2019, p. 7—27.
- Hu J., Jiang G., Wang Y., Hu S.** Thermal conductivity estimation based on well logging // *Mathematics*, 2021, v. 9, p. 1176, <https://doi.org/10.3390/math9111176>.
- Kämmlein M., Stollhofen H.** Lithology-specific influence of particle size distribution and mineralogical composition on thermal conductivity measurements of rock fragments // *Geothermics*, 2019a, v. 80, p. 119—128.
- Kämmlein M., Stollhofen H.** Pore-fluid-dependent controls of matrix and bulk thermal conductivity of mineralogically heterogeneous sandstones // *Geotherm. Energy*, 2019b, v. 7 (13), <https://doi.org/10.1186/s40517-019-0129-4>.
- Khandelwal M.** Prediction of thermal conductivity of rocks by soft computing // *Int. J. Earth Sci.*, 2011, v. 100 (6), p. 1383—1389.
- Kováčik J., Emmer Š.** Cross property connection between the electric and the thermal conductivities of copper graphite composites. *Int. J. Eng. Sci.*, 2019, v. 144, p. 103—130.
- Ledesert B.** *Fracturation et paléocirculations hydrothermales. Application au granite de Soultz-sous-Forêts*. Thèse. Univ. Poitiers, France, 1993, 87 p.
- MacGregor L.** Integrating seismic, CSEM, and well-log data for reservoir characterization // *Leading Edge*, March 2012, p. 268—277.
- Mielke P., Bär K., Sass I.** Determining the relationship of thermal conductivity and compressional wave velocity of common rock types as a basis for reservoir characterization // *J. Appl. Geophys.*, 2017, v. 140, p. 135—144.
- Miranda M.M., Márquez M.I.V., Raymond J., Dezayes C.** A numerical approach to infer terrestrial heat flux from shallow temperature profiles in remote northern regions // *Geothermics*, 2021, v. 93, p. 102064.
- Mitchell J.K., Soga K.** *Fundamentals of soil behavior*. New York, Wiley, 2005, 577 p.
- Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R.** Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set // *Rev. Geophys.*, 1993, v. 31, p. 267—280.
- Popov Yu., Tertychnyi V., Romushkevich R., Korobkov D., Pohl J.** Interrelations between thermal conductivity and other physical properties of rocks: experimental data // *Pure Appl. Geophys.*, 2003, v. 160, p. 1137—1161.
- Pribnow D., Sass J.H.** Determination of thermal conductivity for deep boreholes // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100 (B6), <https://doi.org/10.1029/95JB00960>.
- Pribnow D., Engelking U., Schellschmidt R.** Temperature prediction for the HDR Project at Soultz-sous-Forêts. GGA Tech. Rep. No. 115869. Hannover, 1997, 10 p.

- Reuss A.** Berechnung der Fließgrenze von Mischkristallen auf Grund von Plastizitätsbedingung für Einkristalle // *Z. Angew. Math. Mech.*, 1929, v. 9, p. 49—58.
- Rosener M.** Étude pétrophysique et modélisation des transferts thermiques entre roche et fluide dans le contexte de l'échangeur géothermique de Soultz-sous-Forêts. Thèse. Univ. Louis Pasteur. Strasbourg, 2007, 114 p.
- Singh D.N., Kuriyan S.J., Manthena K.C.** A generalized relationship between soil electrical and thermal resistivities // *Exp. Therm. Fluid Sci.*, 2001, v. 25, p. 175—181.
- Singh R., Bhoopal R.S., Kumar S.** Prediction of effective thermal conductivity of moist porous materials using artificial neural network approach // *Build. Environ.*, 2011, v. 46, p. 2603—2608.
- Singh T.N., Sinha S., Singh V.K.** Prediction of thermal conductivity of rock through physico-mechanical properties // *Build. Environ.*, 2007, v. 42, p. 146—155.
- Spichak V.V.** Computational geo-electromagnetics: methods, models and forecasts. Cambridge, MA, Elsevier, 2020, 448 p.
- Spichak V.V., Zakharova O.K.** Electromagnetic geothermometry. Amsterdam, Elsevier, 2015, 183 p.
- Spichak V.V., Zakharova O.K.** Porosity estimation at depths below the borehole bottom from resistivity logs and electromagnetic resistivity // *Near Surf. Geophys.*, 2016, v. 14 (3), p. 299—306.
- Spichak V.V., Zakharova O.K.** Permeability estimating beyond boreholes from electrical conductivity data determined from magnetotelluric sounding: Soultz-sous-Forêts (France) case study // *Geothermics*, 2022, v. 105, p. 1102513.
- Spichak V.V., Geiermann J., Zakharova O., Calcagno P., Genter A., Schill E.** Estimating deep temperatures in the Soultz-sous-Forêts geothermal area (France) from magnetotelluric data // *Near Surf. Geophys.*, 2015, v. 13 (4), p. 397—408.
- Sreedeeep S., Reshma A.C., Singh D.N.** Generalized relationship for determining soil electrical resistivity from its thermal resistivity // *Exp. Therm. Fluid Sci.*, 2005, v. 29, p. 217—226.
- Tatar A., Mohammadi S., Soleymanzadeh A., Kord S.** Predictive mixing law models of rock thermal conductivity: Applicability analysis // *J. Petrol. Sci. Eng.*, 2021, v. 197, p. 107965.
- Tokoro T., Ishikawab T., Shiraic S., Nakamura T.** Estimation methods for thermal conductivity of sandy soil with electrical characteristics // *Soils Found.*, 2016, v. 56 (5), p. 927—936.
- Voigt W.** Lehrbuch der Kristallphysik. Leipzig, Teubner, 1928, 978 p.
- Walsh J., Decker E.** Effect of pressure and saturating fluid on the thermal conductivity of compact rock // *J. Geophys. Res.*, 1966, v. 71 (12), p. 3053—3061.
- Wang J., Zhang X., Du L.** A laboratory study of the correlation between the thermal conductivity and electrical resistivity of soil // *J. Appl. Geophys.*, 2017, v. 145, p. 12—16.
- Woodside W., Messmer J.** Thermal conductivity of porous media. I. Unconsolidated sands // *J. Appl. Phys.*, 1961a, v. 32 (9), p. 1688—1699.
- Woodside W., Messmer J.** Thermal conductivity of porous media. II. Consolidated rocks // *J. Appl. Phys.*, 1961b, v. 32 (9), p. 1699—1706.
- Yun T.S., Santamarina J.C.** Fundamental study of thermal conduction in dry soils // *Granular Matter*, 2008, v. 10, p. 197—207.
- Zimmerman R.W.** Thermal conductivity of fluid-saturated rocks // *J. Petrol. Sci. Eng.*, 1989, v. 3, p. 219—227.