

ПРИМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ГЕОТЕРМОМЕТРА ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ГЕОТЕРМИИ И РАЗВЕДКИ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ

В.В. Спичак, О.К. Захарова

*Центр геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли РАН,
108840, Троицк, Москва, Россия*

Представлен обзор последних достижений в области применения электромагнитного геотермометра для решения задач геотермии и разведки геотермальных ресурсов. Анализируются особенности моделей температуры известных геотермальных областей Лардерелло-Травале (Италия), Сульц-су-Форе (Франция) и Хенгидль (Исландия), построенных по данным электромагнитных зондирований и геотермам из пробуренных скважин. Двумерная модель температуры, построенная вдоль магнитотеллурического профиля в геотермальной зоне Травале, позволила оконтурить потенциальный резервуар надкритических флюидов на глубинах между двумя изотермами $T_{\text{SCF}} \sim 400^\circ\text{C}$ и $T_{\text{BDT}} \sim 600^\circ\text{C}$, совпадающими с обнаруженными ранее сейсмическими отражающими горизонтами. Трехмерная модель температуры геотермального участка Хенгидль (Исландия), построенная по данным электромагнитного зондирования до глубины 20 км, позволила определить местоположение высокотемпературных магматических карманов на малой глубине (2—5 км), которые могут служить целями для разведки геотермальных ресурсов. Совместный анализ моделей удельного сопротивления и температуры с учетом аномалий поля силы тяжести выявил области земной коры с разными тепловыми режимами, что, в свою очередь, дало возможность объяснить наблюдаемое распределение сейсмичности не влиянием спрединга коры, а термомеханическим эффектом. Глубинная модель температуры, построенная для геотермальной зоны Сульц-су-Форе (Франция) по профильным магнитотеллурическим данным и термометрии в скважинах, была использована для локализации глубинных источников тепла, а также прогноза механизма его переноса на глубинах до 8 км.

Электромагнитный геотермометр, температура, электромагнитное зондирование, источник тепла, надкритические флюиды, скважины

APPLICATION OF THE ELECTROMAGNETIC GEOTHERMOMETER IN GEOTHERMICS AND GEOTHERMAL EXPLORATION

V.V. Spichak, O.K. Zakharova

The latest results on electromagnetic geothermometry and its use in geothermics and geothermal exploration have been covered. Temperature models for the well-known geothermal areas, Larderello-Travale (Italy), Soultz-sous-Forêts (France) and Hengill (Iceland), constructed from electromagnetic sounding data and temperature well logs have been analyzed. 2D temperature model built along the magnetotelluric profile crossing the Travale (Italy) geothermal system allowed to locate a potential supercritical reservoir at the depth between two isotherms, $T_{\text{SCF}} \sim 400^\circ\text{C}$ and $T_{\text{BDT}} \sim 600^\circ\text{C}$, coinciding with the seismic reflectors, detected earlier. 3D temperature model of the Hengill (Iceland) geothermal area built up to the depth 20 km, using electromagnetic sounding data, allowed us to locate high-temperature magma pockets at shallow depth (2–5 km); these magma pockets can be regarded as targets for geothermal exploration. Joint analysis of the specific resistivity and temperature models, taking into account gravity anomalies, allowed us to locate the zones of different thermal regimes within the crust; this, in turn, explained the observed seismicity pattern by thermo-mechanical properties, rather than by crust spreading. Deep temperature model, built for the Soultz-sous-Forêts (France) geothermal area from magnetotelluric data and temperature well logs, used to locate deep heat sources and predict heat transfer mechanism at depth up to 8 km.

Electromagnetic geothermometer, temperature, electromagnetic sounding, heat source, supercritical fluids, boreholes

ВВЕДЕНИЕ

Оценки температуры в недрах Земли обычно основываются на ее измерениях в скважинах или на данных о градиенте теплового потока. В первом случае проводится пространственная экстраполяция термограмм, измеренных в скважинах, как правило, нерегулярно расположенных на поверхности, что часто приводит к существенным ошибкам. Во втором случае построение моделей температуры основано на

предположениях о стационарности тепловых потоков на боковых гранях области моделирования и знании/предположении о значениях теплового потока на ее нижней и верхней границах [Шварцман, 1992; Дучков и др., 2001; Подгорных и др., 2001; Хуторской, 2008; Ollinger et al., 2010]. Поскольку эти значения известны, как правило, очень приблизительно (особенно на нижней границе), то построение соответствующих моделей температуры на этой основе часто сопряжено с существенными погрешностями.

Альтернативный подход мог бы состоять в оценке температур земных недр с помощью так называемых «косвенных геотермометров», основанных на геологических [Harvey, Browne, 1991], геохимических [Arnórrson, Gunnlaugsson, 1985; Kharaka, Mariner, 1989], изотопных [Поляк и др., 1979; Polyak, Tolstikhin, 1985] данных, собранных на поверхности. Они являются полезными инструментами для оценки температуры на характерных глубинах (в реперных точках) и, соответственно, могут использоваться для уменьшения неопределенности при построении моделей температуры. Однако они не могут служить ни для построения таких моделей, ни для интерполяции/экстраполяции температуры по имеющимся термограммам.

Зависимость удельной электропроводности от температуры [Спичак, 2008; Spichak, Manzella, 2009] может дать дополнительную информацию, особенно полезную при оценке температуры в активных регионах. Геоэлектрические данные помогают интерпретировать температурные профили на основе предположений о теплопроводности и механизмах теплогенерации [Čermak, Laštovičková, 1987]. Оценивая удельную электропроводность в Земле на основании данных электромагнитной индукции, можно сделать прямую количественную оценку значений температуры в тех же точках, используя эмпирические формулы. Лабораторные измерения удельной электропроводности как функции температуры показали, что она, вообще говоря, растет с ее ростом. Однако диапазоны и скорость роста для разных пород отличаются, так как удельная электропроводность чувствительна также к таким факторам, как степень водонасыщения пород, содержание глинистых минералов, пористости и других микроструктурных параметров [Roberts, 2002].

Усредненные кривые удельной электропроводности как функции температуры для разных типов пород, а также оценки имеющих место механизмов электропроводности использовались для построения региональных моделей температуры [Goelectrical..., 1976; Shankland, Ander, 1983; Čermak, Laštovičková, 1987; Дмитриев и др., 1988]. Однако для оценки температуры на сравнительно небольших глубинах (например, до 3—7 км) требуется повышенная точность, которой трудно ожидать от подходов, упомянутых выше.

Принципиально другой подход к оценке температуры земных недр может быть основан на использовании ее неявной связи с удельной электропроводностью, которая в данном случае выступает как информационный прокси-параметр. На этой основе в работе [Спичак и др., 2007] был предложен электромагнитный (ЭМ) геотермометр. Он не требует априорных знаний или предположений о механизмах электропроводности в земной коре и свободен от отмеченных выше недостатков других косвенных геотермометров.

За прошедшее с тех пор время этот подход использовался для оценки температуры на глубинах ниже забоя скважин [Spichak, Zakharova, 2009; Спичак, Захарова, 2018], а также в пространстве между скважинами [Spichak et al., 2011]. Разработанные методики и технологии [Патент..., 2006, 2019] позволили построить двумерные и трехмерные модели температуры ряда регионов мира. С помощью разработанной научно-методической базы [Спичак, Захарова, 2013; Spichak, Zakharova, 2015] можно не только строить модели температуры, но и делать важные выводы о характере идущих в земной коре физико-механических процессов. В настоящем обзоре на примере известных геотермальных регионов мы рассмотрим применение ЭМ геотермометрии для определения местоположения глубинных источников тепла, оценки преобладающего механизма переноса тепла на больших глубинах, локализации надкритических геотермальных резервуаров.

ОСНОВЫ МЕТОДА

Оценку параметров в межскважинном пространстве обычно выполняют путем линейной интерполяции или с помощью геостатистических инструментов, основанных на пространственном статистическом анализе аппроксимированной функции; наиболее часто применяется метод кригинга. Используя профили удельного электрического сопротивления, полученные по данным электромагнитного зондирования, можно уменьшить погрешности интерполяции, поскольку в этом случае база данных расширяется за счет добавления новых данных (удельного сопротивления), некоторым образом связанных с температурой. В отличие от других косвенных геотермометров, этот подход позволяет оценивать температуру в заданных местоположениях недр, что делает его незаменимым инструментом при поиске, разведке и эксплуатации геотермальных резервуаров.

Технология прогноза температуры с помощью электромагнитного геотермометра состоит из следующих шагов [Спичак, Захарова, 2013]:

- проведение электромагнитного зондирования (с естественными или контролируемыми источниками поля) участка, где требуется построить модель температуры;
- построение модели удельного сопротивления/электропроводности этого участка;
- калибровка ЭМ геотермометра на геотермах из имеющихся скважин (с помощью обучения искусственной нейросети «с учителем» на соответствии значений удельного сопротивления и температуры в одних и тех же точках);
- прогноз температуры с помощью ЭМ геотермометра (в заданных точках).

В работе [Spichak et al., 2011] было показано, что точность оценки температуры в межскважинном пространстве определяется преимущественно четырьмя факторами, связанными с характеристиками пространства между местом, где оценивается температурный профиль, и пунктом ЭМ зондирования: наличие разломов, потоков метеорных и подземных вод, расстояния между пунктами и латеральная геологическая неоднородность (хотя последний из названных факторов оказывает меньшее влияние, если применяются адекватные алгоритмы инверсии ЭМ данных). Поэтому априорные знания о геологии и гидрологических условиях района работ могут помочь в правильном размещении ЭМ датчиков по отношению к областям, где предполагается прогнозировать температуру, и тем самым снижении погрешности оценок.

Разработаны оптимальные методики калибровки косвенного электромагнитного геотермометра в различных геологических условиях [Spichak et al., 2011; Spichak, Zakharova, 2012]. В частности, показано, что с помощью ЭМ геотермометра, калиброванного по 6—8 термограммам, можно снизить среднюю относительную погрешность оценки температуры до 12 %. Априорные знания о геологии и гидрологических условиях района работ могут помочь в правильном размещении ЭМ датчиков по отношению к участкам, где предполагается прогнозировать температуру, и тем самым снизить погрешность ее оценки до 5—6 %.

Особое внимание уделялось применению косвенного ЭМ геотермометра для экстраполяции температуры на глубину [Spichak, Zakharova, 2009]. Результаты, полученные на Бишкекском геодинамическом полигоне Северного Тянь-Шаня, указывают на то, что точность экстраполяции температур зависит главным образом от соотношения между длиной ствола скважины, где имеется геотерма, и глубиной экстраполяции. Так, при экстраполяции на глубину вдвое большую, чем глубина забоя скважины, относительная погрешность может составлять менее 2 % [Патент..., 2019]. Такой результат позволяет значительно увеличить глубинность косвенной оценки температур в недрах Земли на основе имеющихся геотерм. На его основе в работах [Spichak, 2013, 2014] предложена новая концепция прогноза температуры во время бурения (Forecasting While Drilling — FWD), основанная на использовании результатов предварительной 3D электромагнитной разведки участка и каротажа во время бурения.

ЭМ геотермометрия успешно применялась для оценки глубинных температур в геотермальных областях Сульц-су-Форе во Франции [Spichak, Zakharova, 2015], Хенгидль в Исландии [Spichak et al., 2013] и Травале в Италии [Спичак, Захарова, 2015; Спичак, 2019]. Ниже мы кратко рассмотрим некоторые возможности, которые открываются благодаря полученным результатам.

ОКОНТУРИВАНИЕ РЕЗЕРВУАРА НАДКРИТИЧЕСКИХ ФЛЮИДОВ

Часто возникает необходимость определить тип теплоносителя, который циркулирует в геотермальной системе. В частности, сложно отличить горячие водные и газообразные флюиды только по разрезам удельного электрического сопротивления и/или сейсмических скоростей, не имея априорной информации, которую можно получить из геологических и геохимических исследований, каротажных данных и т.д. Однако даже совместный анализ данных удельного электрического сопротивления и сейсмических скоростей не всегда обеспечивает достаточность информации для того, чтобы сделать обоснованные выводы о типе геотермальных флюидов [Jousset et al., 2011]. С другой стороны, построение модели температуры для изучаемого участка может предоставить необходимую для этого информацию.

Для иллюстрации можно привести пример геотермальной области Лардерелло—Травале (Италия) (рис. 1). С целью лучшего понимания геотермальных условий в регионе авторы работы [Gola et al., 2017] систематизировали имеющиеся структурные, геологические, геохимические, геохронологические, петрологические и геофизические данные, опубликованные многочисленными исследователями этой области за последние 30 лет. Согласно этой работе, в районе существуют два основных геотермальных резервуара: «приповерхностный», расположенный в эвапоритово-карбонатных комплексах (средняя глубина 0.7—1.0 км, температура от 150 до 260 °C) и «глубокий», находящийся в метаморфической части разреза и гранитоидах неогенового возраста (глубина 2.5—4.0 км, температура от 300 до 350 °C) [Bertani et al., 2005; Romagnoli et al., 2010]. В обоих резервуарах циркулируют флюиды преимущественно метеорного происхождения, находящиеся в парообразном состоянии [Celati et al., 1991].

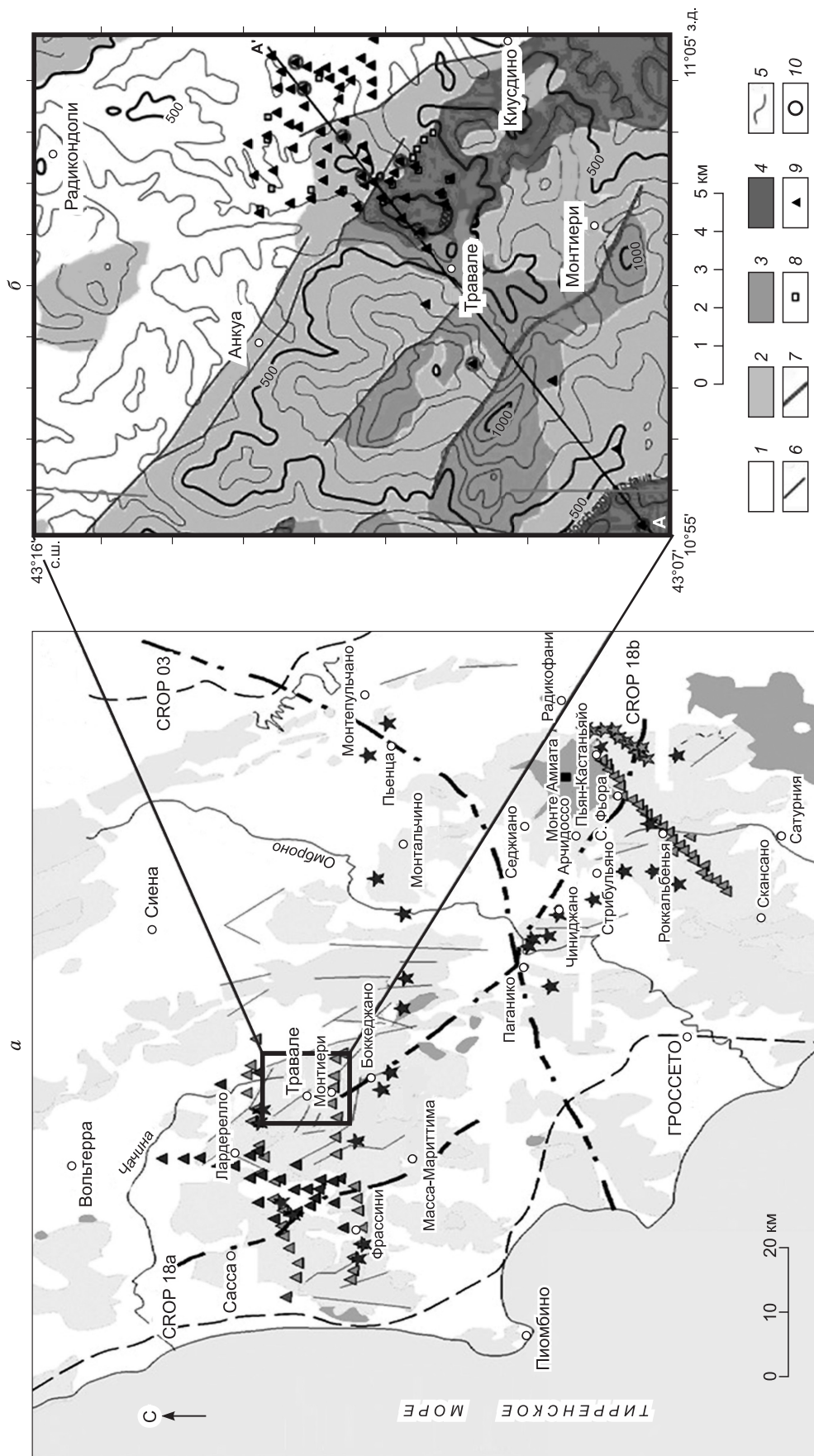


Рис. 1. Упрощенная тектоническая схема региона и его расположение (a); упрощенная геологическая карта, на которую нанесены пункты измерения МТ данных (треугольники) и секций МТ профиль А—А' [Brogi et al., 2005; Manzella et al., 2006] (b).

1 — осадочные породы неогена; 2 — лигурийский комплекс (юра—олигоцен); 3 — тосканский комплекс: поздний триас—ранний миоцен чередование осадков; 4 — тосканский комплекс: поздний триас, сложенный эвапоритами; 5 — топография (м над ур. м.); 6 — сброс; 7 — минерализованный сброс; 8 — АМТ данные; 9 — МТ данные; 10 — МПП данные.

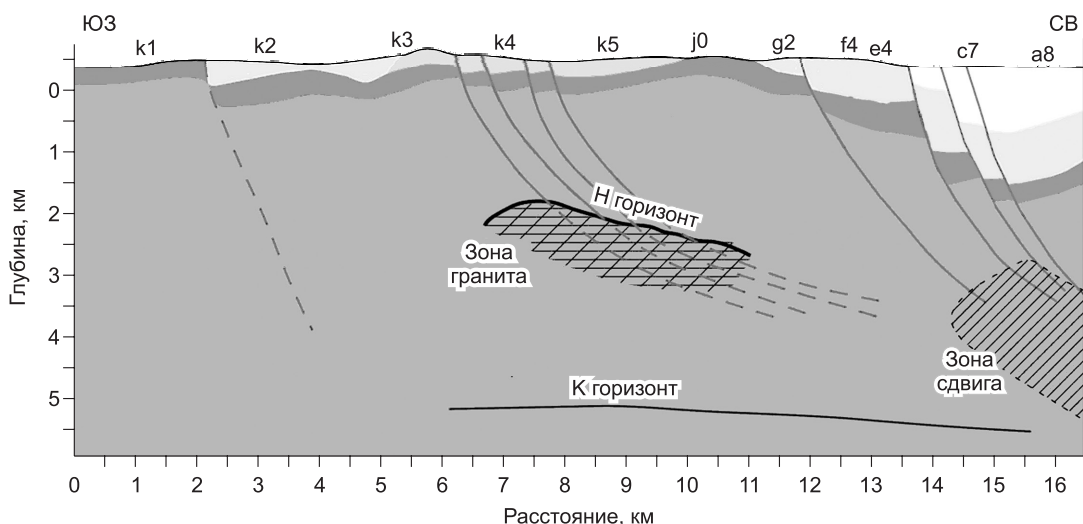


Рис. 2. Геологический разрез вдоль профиля А—А', показанного на рис. 1, б [Bellani et al., 2004].

Здесь и далее: k1—k5, j0, g2, f4, e4, c7, a8 — пункты магнитотеллурического зондирования.

Подпитка метеорными водами происходит через выходящие на поверхность карбонатные формации; кроме того, также предполагается приток флюидов по латерали из региональных водонапорных горизонтов, окружающих гидротермальные резервуары (вероятно, индуцированный текущей эксплуатацией скважин [Celati et al., 1991; Romagnoli et al., 2010].

В результате 2D и 3D сейсморазведочных работ, проведенных в прошлые десятилетия, были получены данные, которые свидетельствуют о существовании двух заметных сейсмических маркеров — горизонта Н и горизонта К (рис. 2), с перерывами прослеживаемыми на всей площади. Данные бурения показали, что в некоторых случаях горизонт Н соответствует уровню термометаморфического ореола неогеновых гранитоидов [Bertini et al., 2006]; с этого уровня при помощи множества скважин велась добыча перегретого пара. Более глубокий горизонт К имеет похожую динамическую картину, но местами демонстрирует отклонения, типичные для так называемых «ярких пятен», и по сравнению с горизонтом Н у него более непрерывная пространственная протяженность. Начиная с 1983 г. характер и происхождение этих горизонтов являются предметом обсуждения [Batini et al., 1983; Cameli et al., 1993; Liotta, Ranalli, 1999], поскольку они не были вскрыты скважинами (кроме, возможно, скв. San Pompeo 2). Термобарические условия, экстраполированные на этот уровень ($P \approx 30$ МПа и $T > 400$ °С), похоже, не соответствуют глубинному геотермальному резервуару, который до сих пор эксплуатируется и характеризуется давлением ниже гидростатического (это давление контролируется текущим состоянием перегретого пара [Romagnoli et al., 2010]).

Упомянутые выше неопределенности можно снизить за счет привлечения моделей удельного электрического сопротивления и температуры для данной площади. П.Я. Пушкаревым [Pushkarev, 2007] была построена 2D модель удельного электрического сопротивления вдоль профиля А—А' (рис. 3, положение профиля см. на рис. 1, б). На рисунке 3 видно, что удельное электрическое сопротивление демонстрирует неоднородные характеристики, и это согласуется с сильной сейсмической анизотропией (16 %) данного участка, выявленной в работе [Piccinini, Saccorotti, 2018]. В целом значения удельного сопротивления изменяются от 10 до 100 Ом·м, что указывает на возможное присутствие флюидонасыщенных пород.

В.В. Спичак [2019] использовал ЭМ геотермометр для построения модели температур вдоль того же профиля (рис. 4) на основании упомянутой выше модели удельных электрических сопротивлений и имеющихся на этой площади данных термокаротажа. Анализ построенной модели позволяет объяснить некоторые особенности, которые не удалось объяснить в рамках предыдущих концептуальных моделей этой геотермальной зоны [Manzella et al., 2006]. В частности, обращает на себя внимание, что изотерма $T_{SCF} = 374$ °С, соответствующая температуре образования сверхкритических флюидов (Super Critical Fluids), практически совпадает с верхним отражающим горизонтом Н (см. рис. 2), тогда как изотерма $T \approx 600$ °С, соответствующая солидусу влажных гранитов, соответствует местоположению нижнего отражающего горизонта К.

Эти результаты можно интерпретировать следующим образом. Нижний отражающий горизонт К соответствует переходу от охлаждения частично расплавленной магматической интрузии (на глубине

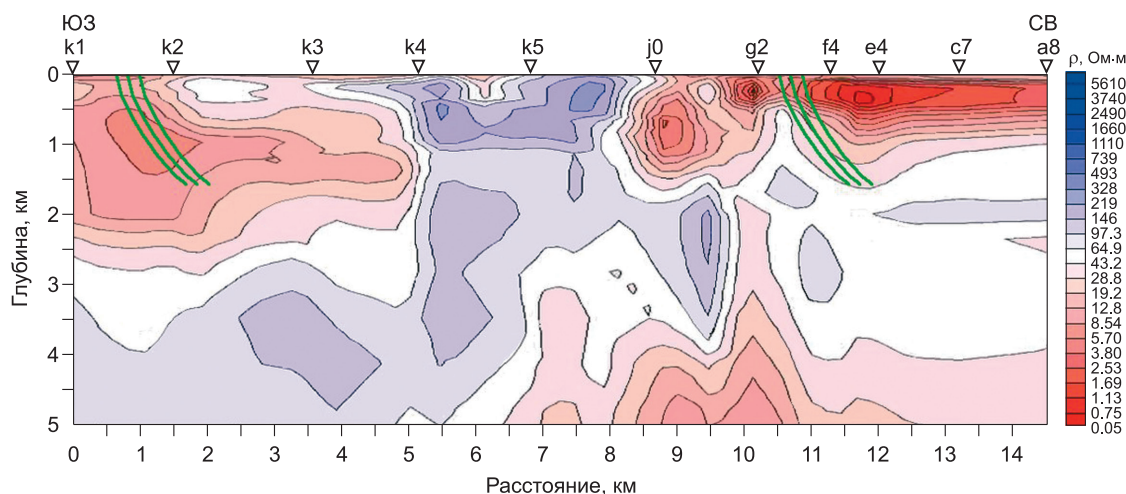


Рис. 3. Разрез удельного сопротивления (ρ) вдоль профиля А—А' [Pushkarev, 2007].

Зелеными линиями показаны метеорные воды.

более 5000 м), находящейся в пластическом состоянии, к хрупкой коре (выше изотермы $T_{BDT} \approx 600$ °С, где BDT — Brittle-Ductile Transition), насыщенной вязкой смесью глубинных магматогенных вод, которые мигрировали вверх на приповерхностные уровни, продуктов взаимодействия воды и горных пород, и метеорных вод [Brogi et al., 2005], которые существуют в надкритическом состоянии под давлением более 220 кбар при температурах от T_{SCF} до T_{BDT} . Скачок сейсмических скоростей на нижнем отражающем горизонте К может быть связан с резким уменьшением сдвиговой жесткости при переходе от хрупкой среды к пластичной [Carzione, Poletto, 2013].

На сравнительно небольших глубинах (менее 2 км) снижение давления и температуры соответствует переходу от надкритических флюидов, расположенных ниже местоположения изотермы T_{SCF} , к перегретой смеси пара и газа. Однако этот переход не настолько резкий, как переход между хрупкими и пластичными горными породами на глубине изотермы T_{BDT} . Соответственно, верхний отражающий горизонт, разделяющий области надкритических флюидов с температурой выше T_{SCF} и сильно трещиноватые горные породы, содержащие газ и пар, имеет прерывистый характер. Другой важный вывод состоит в том, что вместо двух геотермальных резервуаров, о которых говорили ранее на основании интерпретации только электромагнитных и сейсмических разрезов (см. статью [Gola et al., 2017] и ссылки в ней), по-видимому, следует говорить об одном глубинном надкритическом резервуаре и связанном с ним канале переноса горячего пара к поверхности (см. область под пунктами магнитотеллурического зондирования (МТЗ) k5-c7 на глубинах 0—2 км на рис. 4).

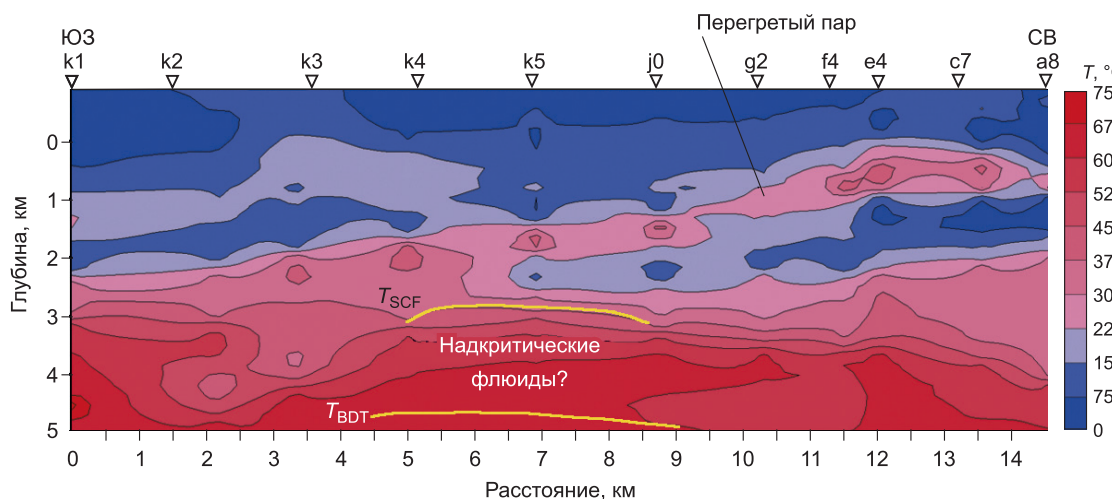


Рис. 4. Температурный разрез вдоль МТ профиля А—А', построенный с помощью ЭМ геотермометра (модифицировано по [Спичак, Захарова, 2015]).

ИСТОЧНИКИ ТЕПЛА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Применение косвенного ЭМ геотермометра позволяет построить для района работ трехмерную модель температуры, способную стать многоцелевой базой данных для дальнейшего анализа с точки зрения геотермальных условий. В работе [Spichak et al., 2013] построена модель высокотемпературной геотермальной области Хенгидль в Исландии, которая использовалась для обнаружения источников тепла и объяснения структуры сейсмичности.

Область Хенгидль, расположенная на юго-западе Исландии, находится на пересечении Западной вулканической зоны (ЗВЗ), рифта п-ова Рейкьянес и Южно-Исландской сейсмической зоны (ЮИСЗ) (рис. 5, а). Вулканический комплекс Хенгидль включает в себя несколько взаимосвязанных геотермальных полей, находящихся по разные стороны от горы Хенгидль (см. рис. 5, б): область Хверагерди (Hv) на юго-востоке, область Несъяведлир (Ne) на северо-востоке и область Хедлискейди (He) на юго-западе.

В целом в рассматриваемой области находятся четыре центра вулканической активности (см. рис. 5, б): упомянутая выше область Хенгидль, а также области Гренсдалур, Хромундартиндур и Хусмули. Вулканический комплекс Хенгидль содержит активный центральный вулкан и систему трещин север—северо-восточного простирания (рис. 6). Вторичный структурно-тектонический тренд, перпендикулярный преобладающему ССВ-ЮЮЗ

тренду проявлений коровой аккреции, развит в зоне, соединяющей центры вулканических комплексов Хенгидль и Гренсдалур и простирается вдоль структуры Олькельдухалс (см. рис. 5, б).

В.В. Спичак с соавторами [2012] построили 3D модель удельного электрического сопротивления геотермальной области Хенгидль до глубины 20 км (рис. 7). На основании модели авторы показали, что источником тепла в верхней коре этого региона может быть восходящий поток материала с высокой проводимостью с глубин более 20 км, его скопление в подземных резервуарах и дальнейшее распространение в реологически ослабленном слое на глубинах 5—15 км. Как и предполагалось ранее, полученные результаты подтвердили мантийное происхождение источников тепла в этом районе. При этом в диапазоне глубин от 10 до 25 км не оказалось непрерывного хорошо проводящего слоя с удельными сопротивлениями ниже 10 Ом·м, который предполагался там ранее по результатам отдельных профилей МТЗ. Вместо этого были обна-

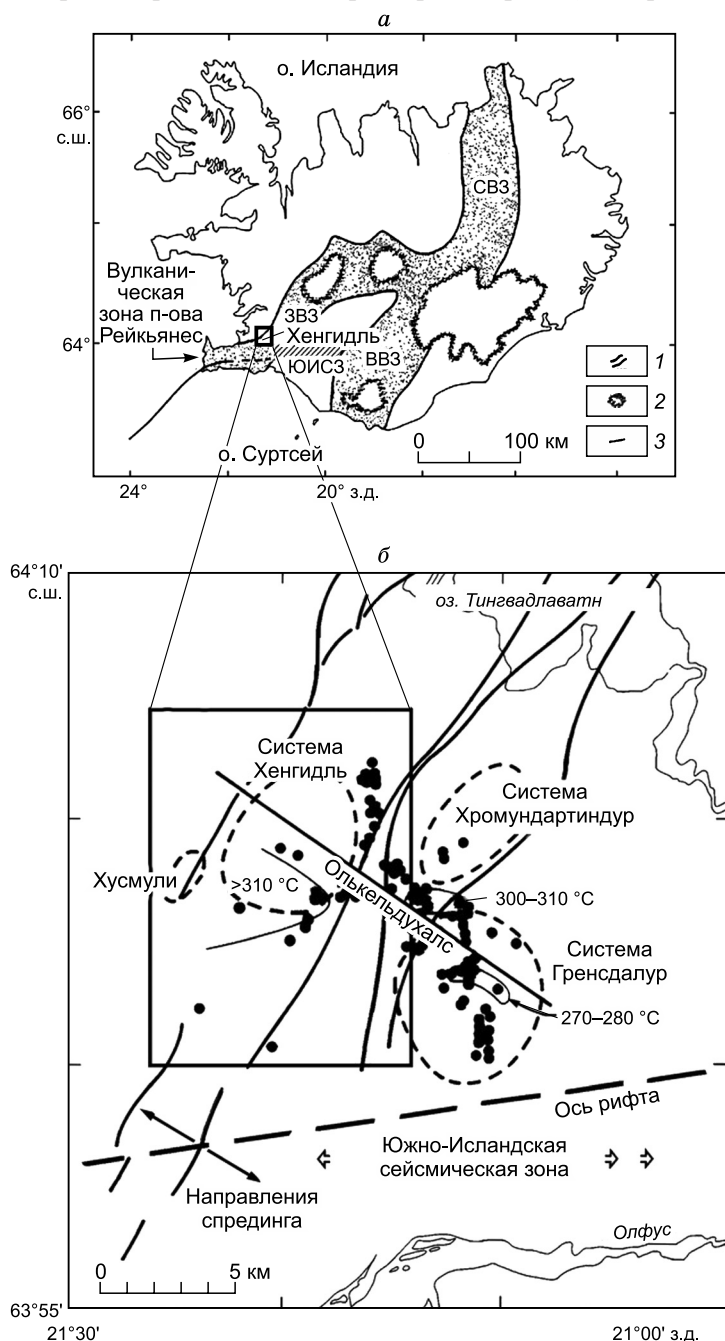


Рис. 5. Расположение изучаемой области (а), схематическая тектоническая карта тройного узла Хенгидль [Foulger, Toomey, 1989] (б).

а: 1 — неовулканические зоны, 2 — ледники, 3 — зоны сейсмичности; б — жирными линиями показаны контуры зон извержений/трещин, простирающихся в направлении ССВ. Штриховыми линиями оконтурены четыре центра геотермальной активности. Точки показывают расположение фумарол на поверхности. Линия, связывающая вулканы Хенгидль и Гренсдалур, является осью поперечной тектонической структуры, вдоль которой мигрировал вулканизм.

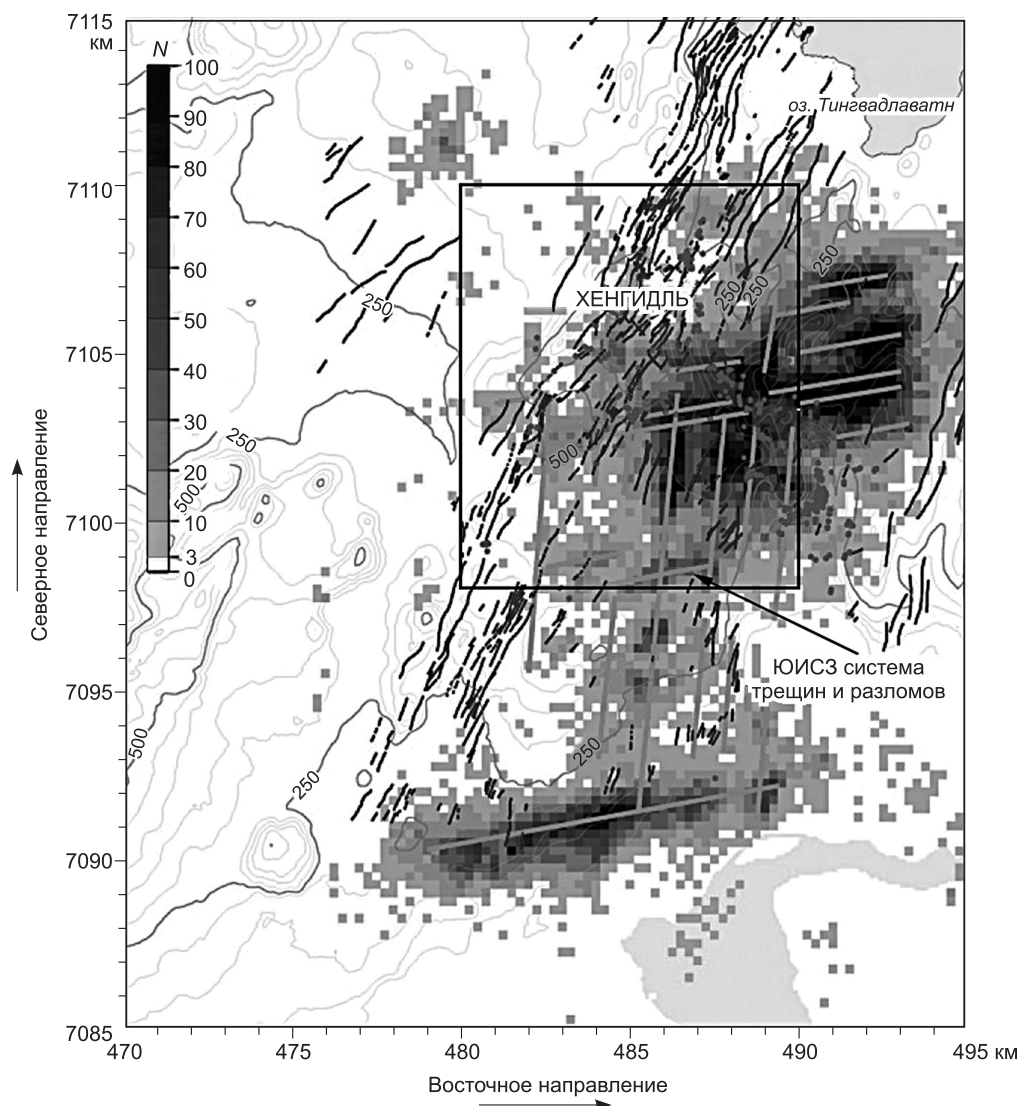


Рис. 6. Плотность эпицентров сейсмических событий (N), произошедших за период с 1991 по 2001 г., и трансформные тектонические линеаменты (жирные светлые линии), выявленные на основании общего распределения сейсмичности.

Тонкие темные линии — разломы и трещины, картируемые на поверхности [Stefánsson et al., 1993].

ружены локальные хорошо проводящие участки, связанные друг с другом и по горизонтали, и по вертикали.

Анализ трехмерной модели температуры, построенной в работе [Spichak et al., 2013] (см. горизонтальные и вертикальные срезы температуры на рис. 8 и 9 соответственно), позволил ответить на вопросы, не находившие ответов в рамках предыдущих концептуальных моделей. Согласно этой модели, фоновая температура исландской коры на глубине менее 20 км составляет не более 400 °С. На нее наложена сеть взаимосвязанных высокотемпературных каналов с низким удельным сопротивлением, которые пронизывают кору в основном на уровне 10—15 км и уходят корнями на глубину более 20 км.

Соответственно, можно предположить, что вероятные источники тепла, подпитывающие геотермальную систему, это интрузии горячей частично расплавленной магмы, поднимающейся из мантии вверх по разломам и трещинам. В частности, был сделан вывод, что источником обнаруженных в работе [Elders, Fridleifsson, 2010] на глубине 2 км аномально высоких температур (1100 °С) может быть расплавленная жидкая магма с температурой выше ликвидуса, поднимающаяся из мантии и, в конечном счете, скапливающаяся в магматических «карманах» на приповерхностных глубинах (2—5 км) (см. рис. 9). Сопоставление вертикальных разрезов температур и распределений гипоцентров землетрясений

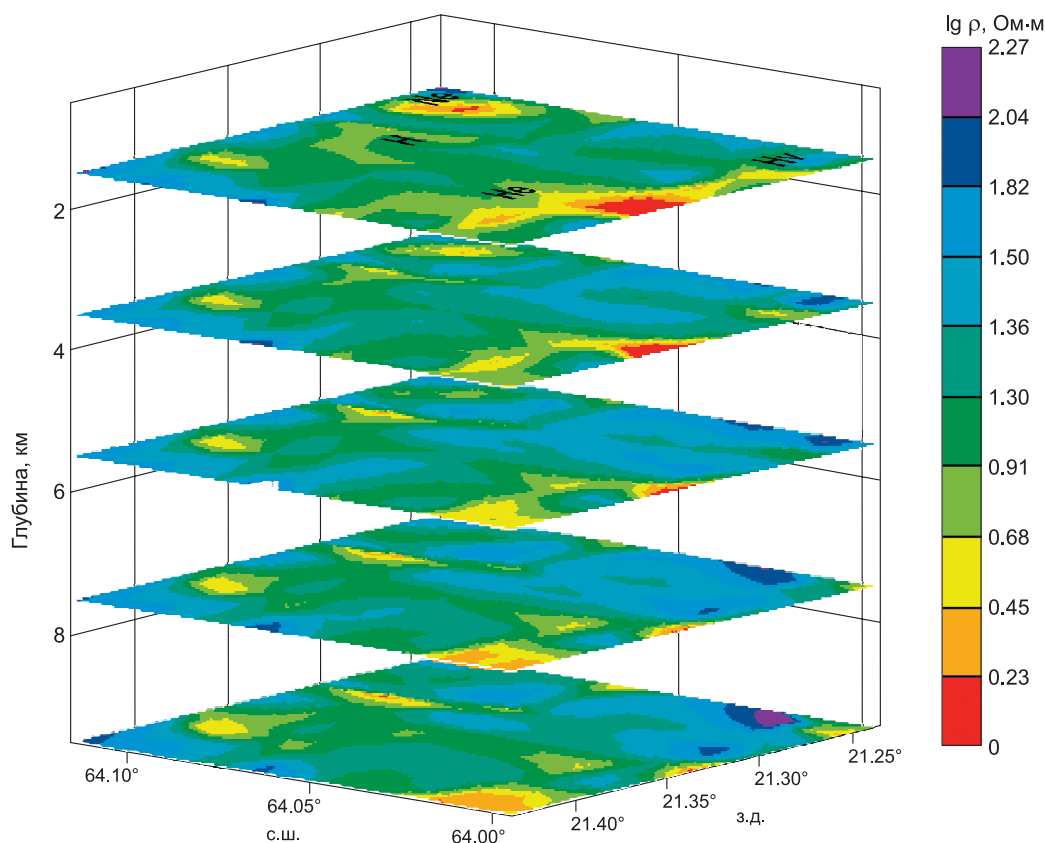


Рис. 7. Объемная модель сопротивления, построенная с помощью совместной нейросетевой инверсии данных ЗСБ и МТЗ [Спичак и др., 2012].

(см. их местоположение на рис. 9) показало, что все они расположены в областях, где температура не превышает 400 °С, что соответствует солидусу габбро в богатой силикатами исландской коре.

Совместный анализ моделей температуры и удельного электрического сопротивления с учетом данных гравиметрии позволил разделить местоположения реликтовой и активной частей вулканического геотермального комплекса. На рисунке 10 представлена карта поля силы тяжести в редукции Буге, на которой четыре соседних участка (их местоположение см. на рис. 5, б) соответствуют областям в земной коре с разными тепловыми режимами: в крупных массивах Хусмули (I) и Гренсдалур (III) затвердевающая магма остывает, тогда как в более активных областях Несьяведлир (II) и Хедлискейди (IV) происходит движение вверх частично расплавленной магмы или горячих флюидов. Они разделены глубинным субмеридиональным разломом и поперечной тектонической структурой Олькельдухалс (обозначены штриховыми линиями на рис. 10).

Глубинный разлом прослежен на горизонтальных срезах удельного электрического сопротивления (см. рис. 7) и температуры (см. рис. 8). Он совпадает с предполагаемым местоположением трансформного разлома субмеридионального простирания, который проходит в южной части региона (см. рис. 6). Это, в свою очередь, объясняет наблюдаемое распределение сейсмичности различными термальными режимами в четырех соседних частях области, разделенных меридиональным разломом, который ограничен меридианами 21.31° и 21.33° з.д. и диагональной полосой ЗСЗ-ВЮВ направления, проходящей ниже тектонической структуры второго порядка Олькельдухалс.

ОЦЕНКА ПРЕОБЛАДАЮЩЕГО МЕХАНИЗМА ТЕПЛОПЕРЕНОСА И ПУТЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ФЛЮИДОВ

Авторы работы [Spichak et al., 2015] применили электромагнитный геотермометр для оценок глубинных температур в геотермальной области Сульц-су-Форе во Франции по данным магнитотеллурического зондирования вдоль профиля А—В (рис. 11). Тестирование точности оценки температуры, проводившееся путем сопоставления профиля прогнозных температур и термограммы из самой глубокой

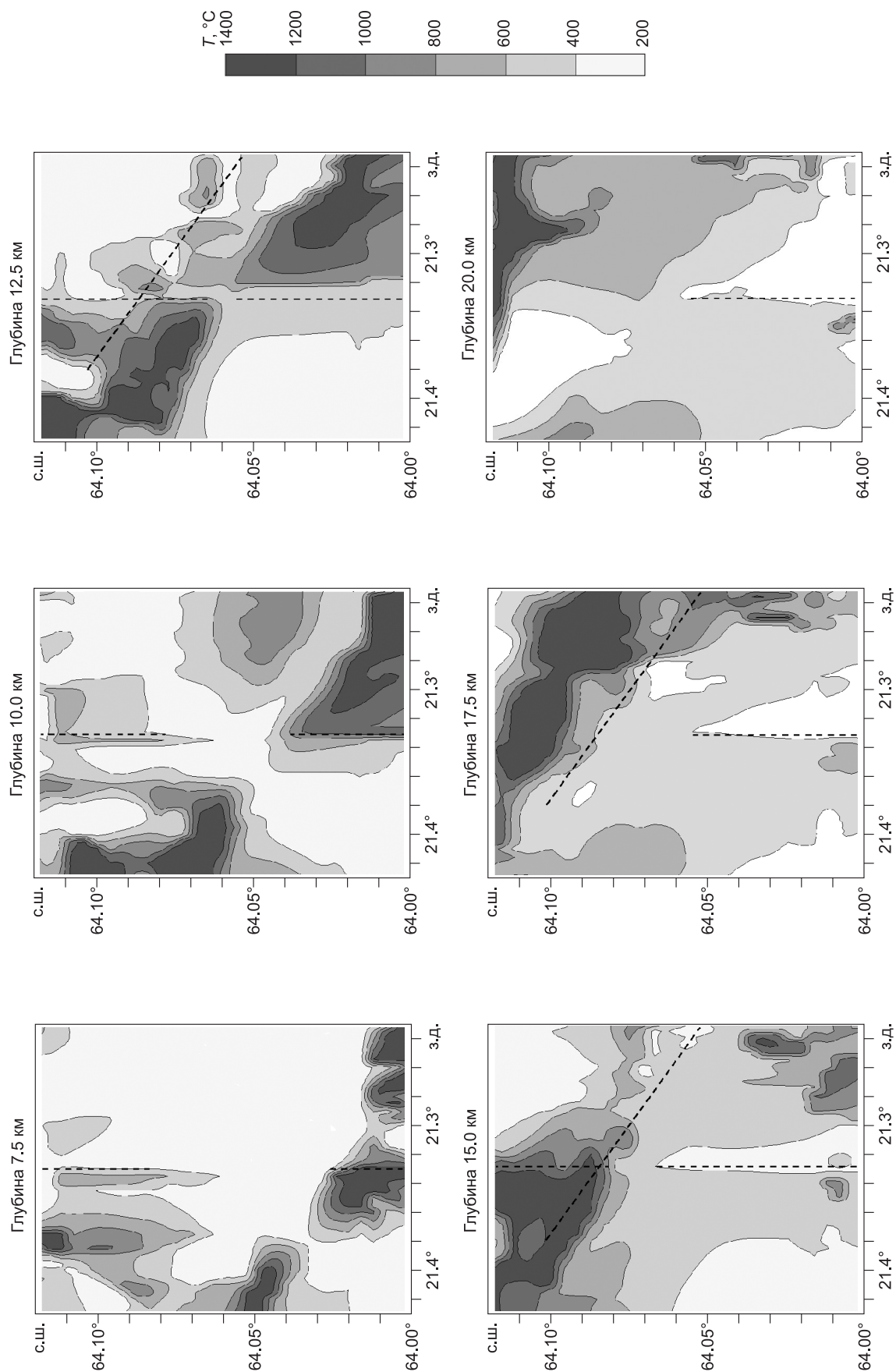


Рис. 8. Срезы температуры на разных глубинах [Spirchak et al., 2013].

Вертикальная штриховая линия показывает прогиб на поверхности скачка температуры, диагональная штриховая линия — направление поперечной тектонической структуры Оленегорьского (см. ее расположение на рис. 5).

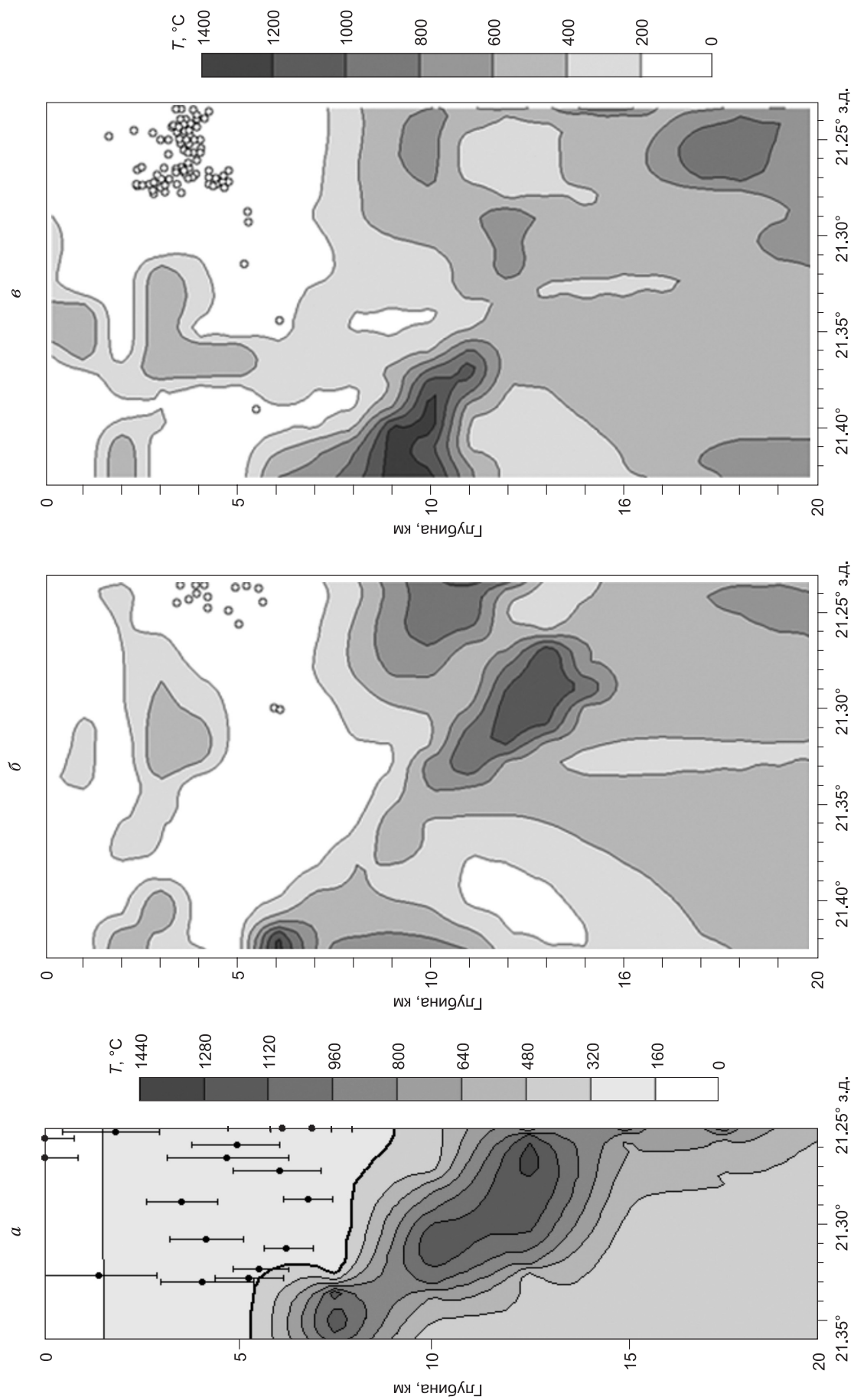


Рис. 9. Разрезы температуры на 64.02° с.ш. (*a*), 64.04° с.ш. (*б*) и 64.06° с.ш. (*е*) [Spichak et al., 2013].

Кружками обозначены гипоцентры землетрясений, согласно работам [Jousset et al., 2011] (*б*) и [Stefánsson et al., 1993] (*е*).

Рис. 10. Изолинии гравитационной аномалии в редукции Буге [Forbergsson et al., 1984].

Прямоугольник ограничивает рассматриваемую область; вертикальная штриховая линия показывает проекцию на поверхность глубинного скачка сопротивления и температуры; диагональная штриховая линия — направление поперечной тектонической структуры Олькельдухалс.

скважины, показало, что относительная ошибка прогноза температуры может быть менее 2 %. Было показано, что неопределенность в значениях удельного сопротивления, вызванная погрешностями инверсии МТ данных и возможным влиянием внешних факторов, оказывает очень слабое влияние на прогнозные температуры и зависит главным образом от соотношения глубин скважины и прогноза.

В результате 2D инверсии МТ данных был построен разрез удельных сопротивлений вдоль профиля А—В (рис. 12), а применение

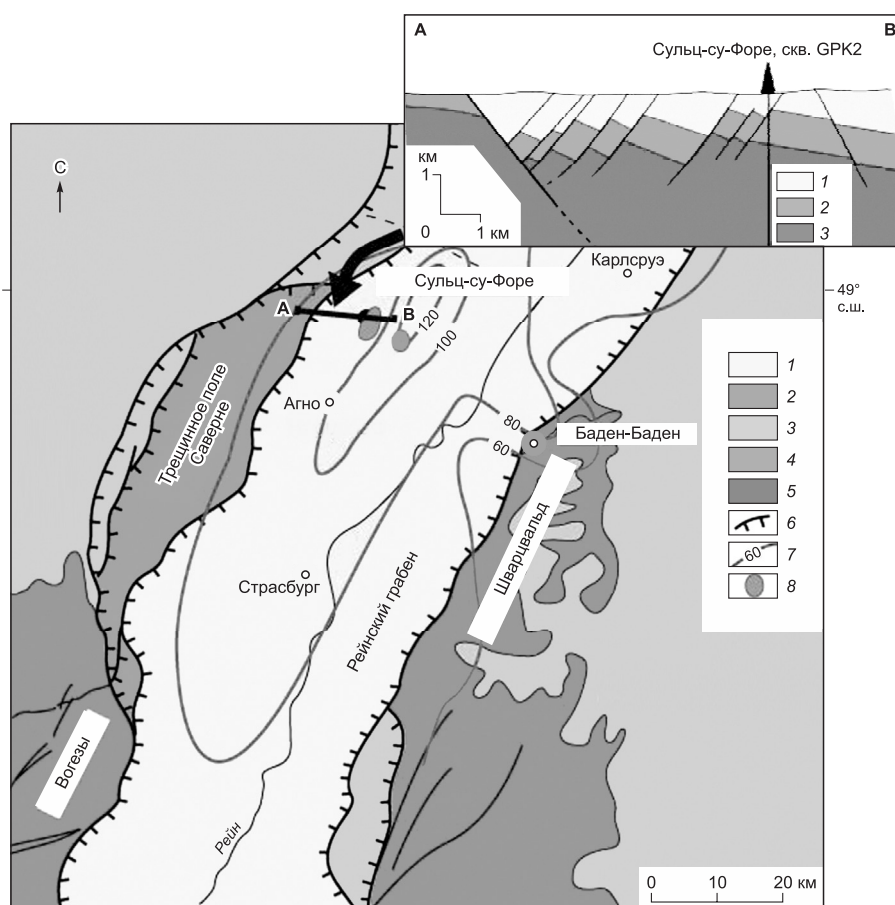
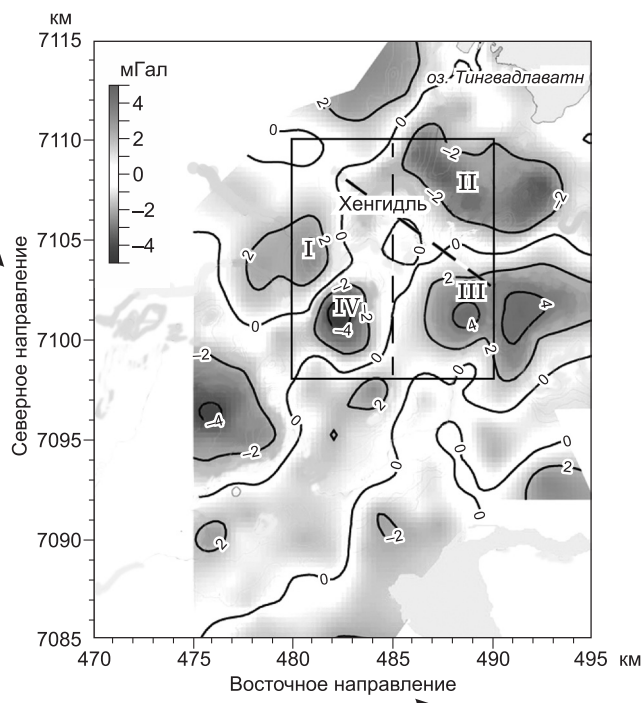


Рис. 11. Местоположение геотермальной области Сульц-су-Форе и геология Верхнерейнского грабена.

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 вставке дан упрощенный разрез области Сульц-су-Форе вдоль МТ профиля А—В: 1 — кайнозойские заполняющие осадки, 2 — мезозойские осадки, 3 — гранитное основание [Dezayes et al., 2005].

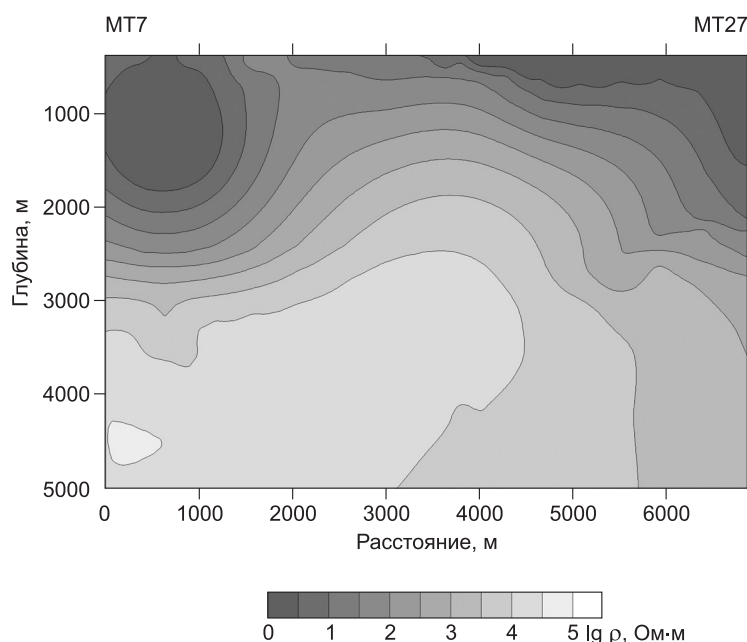


Рис. 12. Двумерный разрез логарифма сопротивления вдоль профиля А—В, перпендикулярного Рейнскому грабену (см. рис. 11) [Spichak et al., 2015].

электромагнитного геотермометра позволило построить разрез температур до глубины 5000 м (рис. 13). Он демонстрирует локальный максимум температур на больших глубинах ниже скважин GPK2 и RT1/RT3, что указывает на существование соответствующих источников тепла, расположенных на больших глубинах.

Другая примечательная особенность разреза температур заключается в синусоидальной форме изотерм в горизонтальном направлении, что подтверждает гипотезу о глубинной циркуляции

флюидов в трещиноватом гранитном фундаменте Сульц-су-Форе [Clauser, Villinger, 1990; Le Carlier et al., 1994]. Анализ профиля температуры в скв. GPK2 на глубинах до 8000 м (рис. 14, б) показал, что его поведение соответствует кондуктивному типу в диапазонах глубин 0—2000 и 3700—5000 м, тогда как в диапазонах глубин 2000—3700 и ниже 5000 м он имеет конвективный характер.

В связи с этим следует отметить, что распространенный способ поиска путей циркуляции флюидов на больших глубинах, который основывается только на разрезах удельных электрических сопротивлений [Manzella et al., 2006], может приводить к неверным выводам, поскольку низкоомные аномалии удельного сопротивления могут быть вызваны несколькими причинами. Использование разрезов температур может снизить неопределенность и помочь в прослеживании флюидных потоков.

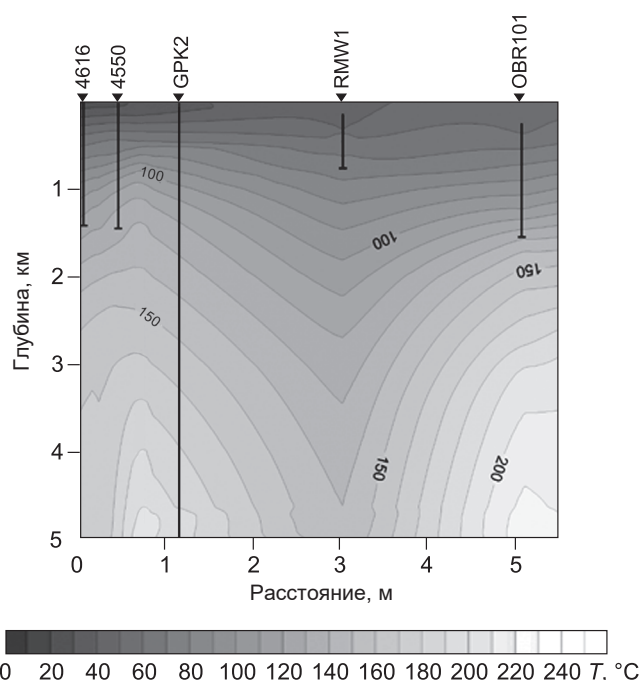
ВЫВОДЫ

Результаты применения электромагнитного геотермометра в известных геотермальных областях показали, что его можно успешно эксплуатировать при построении двумерных и трехмерных моделей температуры до глубин, ограниченных только глубиной используемых с этой целью методов электромагнитного зондирования. Анализ построенных моделей позволяет делать выводы о доминирующих механизмах теплопроводности на больших глубинах и расположении возможных источников тепла. Исследования в Исландской геотермальной зоне показали особую полезность совместного анализа моделей удельного сопротивления, температуры и гравитационных аномалий для построения концептуальных моделей геотермальных зон.

ЭМ геотермометр может применяться при интерполяции скважинных измерений на межскважинное пространство, а также для экстраполяции температуры ниже забоя скважин. Это обстоятельство делает его особенно привлека-

Рис. 13. Температурный разрез вдоль профиля А—В, показанного на рис. 11 [Spichak et al., 2015].

Треугольники — горизонтальные проекции местоположений скважин на этот профиль.



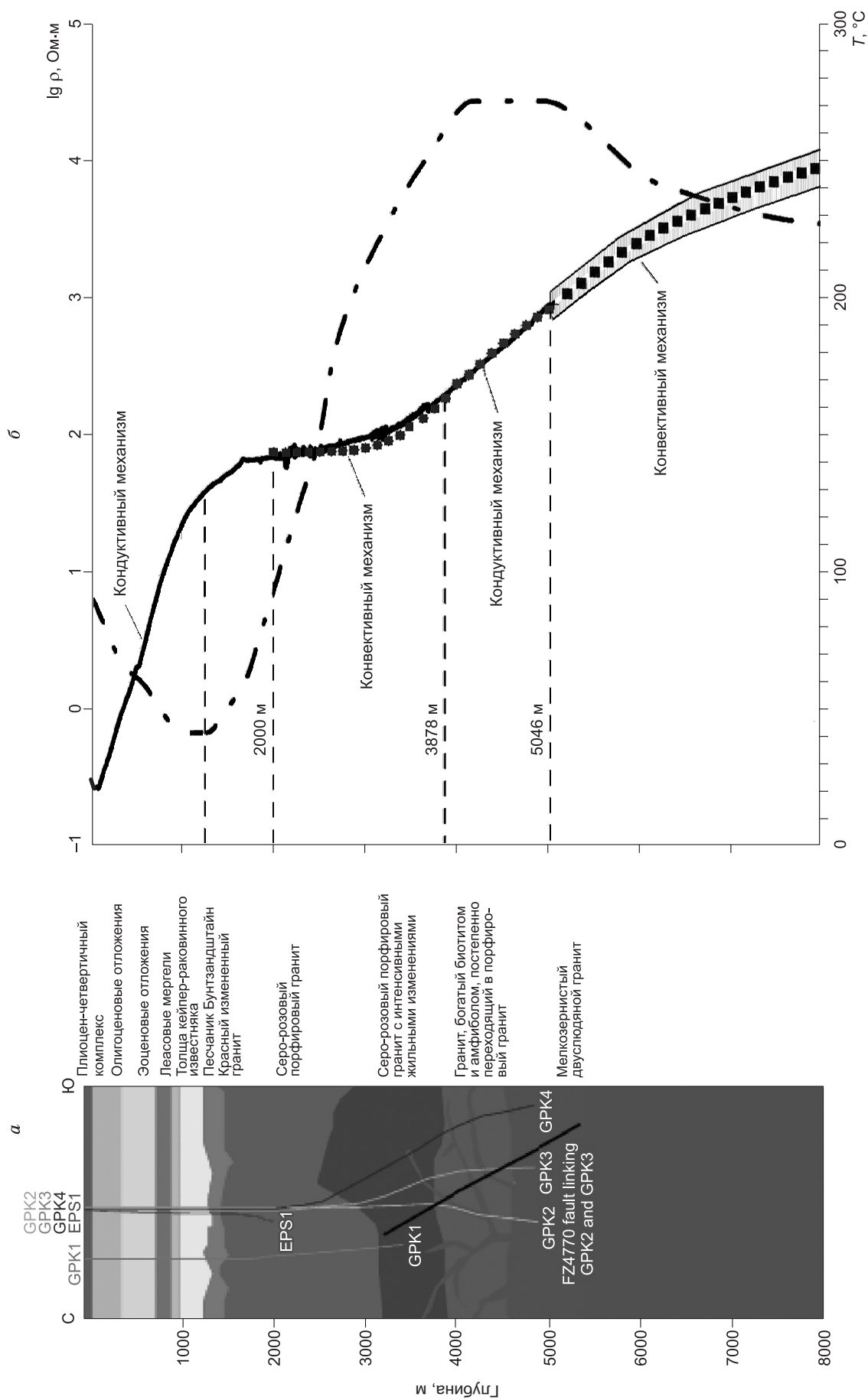


Рис. 14. 2D концептуальная геологическая модель геотермальной области Сульд-су-Форе (модифицировано из [Dezaues et al., 2005]) (а); ЭМ экстраполяция температуры в скв. ГРК2 на интервал глубин 5046—8175 м (модифицировано из [Spichak et al., 2015]) (б).

Измеренная температура обозначена сплошной линией, а прогнозная — штриховая, профиль удельного сопротивления — штрихпунктирной. Заштрихованная область ограничивает область неопределенности прогнозной температуры.

тельным при проведении разведочных работ в геотермальной энергетике (особенно при поисках «тепла сухих пород», которое не обязательно сопровождается аномалиями в геофизических полях), а также при поисках углеводородов по аномалиям температуры. Применение ЭМ геотермометра в геотермальной энергетике может резко снизить затраты на разведочное бурение скважин и за счет этого повысить ее конкурентоспособность по сравнению с альтернативными источниками энергии.

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

ЛИТЕРАТУРА

Дмитриев В.И., Ротанова Н.М., Захарова О.К. Оценки распределения температуры в переходном слое и нижней мантии Земли по данным глобального магнитовариационного зондирования // Изв. РАН. Физика Земли, 1988, № 2, с. 3—8.

Дучков А.Д., Шварцман Ю.Г., Соколова Л.С. Глубинный тепловой поток Тянь-Шаня: достижения и проблемы // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (10), с. 1516—1531.

Патент РФ № 2326413, GO1V 3/00. Способ оценки температуры в недрах Земли / В.В. Спичак, О.К. Захарова, 2006, Бюл., № 6.

Патент РФ № 2717685 GO1V 3/08. Способ прогноза температуры на глубины ниже забоя скважин / В.В. Спичак, О.К. Захарова, 2019, Бюл. № 9, 10 с.

Подгорных Л.В., Хуторской М.Д., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г. Трехмерная геотермическая модель Карского шельфа и прогноз нефтегазоносности // ДАН, 2001, т. 380, № 2, с. 228—232.

Поляк Б.Г., Толстухин И.Н., Якуцени В.А. Изотопный состав гелия и тепловой поток — геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника, 1979, № 5, с. 3—23.

Спичак В.В. Электромагнитное зондирование геотермальных зон: новые горизонты // Геофизика, 2008, № 1, с. 50—67.

Спичак В.В. Электромагнитная томография земных недр. М., Научный мир, 2019, 374 с.

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

Спичак В.В., Захарова О.К. Построение глубинного разреза температуры в геотермальной области Травале (Италия) с помощью электромагнитного геотермометра // Физика Земли, 2015, № 1, с. 90—97.

Спичак В.В., Захарова О.К. О возможности применения электромагнитного геотермометра для поиска углеводородов на глубинах ниже забоя скважин // Актуальные проблемы нефти и газа, 2018, № 1(20), с. 1—7.

Спичак В.В., Захарова О.К., Рыбин А.К. О возможности бесконтактного электромагнитного геотермометра // ДАН, 2007, т. 417, № 3, с. 393—397.

Спичак В.В., Гойдина А.Г., Захарова О.К. Квазитрехмерная геоэлектрическая модель вулканического комплекса Хенгидль (Исландия) // Вестник КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле, 2012, Вып. 19, № 1, с. 168—180.

Хуторской М.Д. Применение трехмерного геотемпературного моделирования для расчета условий катагенеза органического вещества // Литология и полезные ископаемые, 2008, № 4, с. 441—452.

Шварцман Ю.Г. Тепловое поле, сейсмичность и геодинамика Тянь-Шаня: Автореф. дис.... д. г.-м. н., Бишкек, ИГАНРК, 1992, 38 с.

Arnórsson S., Gunnlaugsson E. New gas geothermometers for geothermal exploration-calibration and application. Geochim. Cosmochim. Acta, 1985, v. 49 (6), p. 1307—1325.

Batini F., Bertini G., Bottai A., Bottai A., Burgassi P.D., Cappetti G., Gianelli G., Puxeddu M. San Pompeo 2 deep well: a high temperature and high pressure geothermal system // Extended Abstracts of the Third International seminar on results of EC research and demonstration projects in the field of geothermal energy, 1983, p. 341—353.

Bellani S., Brogi A., Lazzarotto A., Liotta D., Ranalli G. Heat flow, deep temperatures and extensional structures in the Larderello Geothermal Field (Italy): constraints on geothermal fluid flow // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2004, v. 132, p. 15—29.

Bertani R., Bertini G., Cappetti G., Fiordelisi A., and Marocco B.M. An update of Larderello-Travale / Radicondoli deep geothermal system // Extended Abstracts of the World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 2005.

Bertini G., Casini M., Gianelli G., Pandeli E. Geological structure of a long-living geothermal system, Larderello, Italy // Terra Nova, 2006, v. 18 (3), p. 163—169.

Brogi A., Lazzarotto A., Liotta D., Ranalli G. Crustal structures in the geothermal areas of southern Tuscany (Italy): Insights from the CROP 18 deep seismic reflection lines // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2005, v. 148, p. 60—80.

- Cameli G.M., Dini I., Liotta D.** Upper crustal structure of the Larderello geothermal field as a feature of post-collisional extensional tectonics, Southern Tuscany, Italy // *Tectonophysics*, 1993, v. 224 (4), p. 413—423.
- Carzione J.M., Poletto F.** Seismic rheological model and reflection coefficients of the brittle-ductile transition // *Pure Appl. Geophys.*, 2013, v. 170, p. 2021—2035.
- Celati R., Cappetti G., Calore C., Grassi S., D'Amore F.** Water recharge in Larderello geothermal field // *Geothermics*, 1991, v. 20, p. 119—133.
- Čermak V., Lašovičková M.** Temperature profiles in the Earth of importance to deep electrical conductivity models // *Pure Appl. Geophys.*, 1987, v. 125, p. 255—284.
- Clauser C., Villinger H.** Analysis of conductive and convective heat transfer in a sedimentary basin, demonstrated for the Rhein graben // *Geophys. J. Int.*, 1990, v. 100, p. 393—414.
- 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 // *Proceedings of the World Geothermal Congress*. Antalya, Turkey, 2005.
- Elders W.A., Fridleifsson G.O.** The Science Program of the Iceland Deep Drilling Project (IDDP): a study of supercritical geothermal resources // *Expanded abstracts of the World Geothermal Congress*. Bali, Indonesia, 2010.
- Forbergsson G., Magnusson I., Gunnarsson A., Johnsen G., Bjornsson A.** Geodetic and gravity surveys in the Hengill area 1982 and 1983. Orkustofnun Report OS-84003/VOD-03 B. Reykjavik, Iceland (in Icelandic), 1984, 58 p.
- Foulger G.R., Toomey D.R.** Structure and evolution of the Hengill-Grensdalur Volcanic Complex, Iceland: Geology, geophysics, and seismic tomography // *J. Geophys. Res.*, 1989, v. B12, p. 17511—17522.
- Geoelectrical and geothermal studies (East-Central Europe, Soviet Asia)** / Ed. A. Adam. Budapest, Akademia Kiado, 1976, 752 p.
- Gola G., Bertini G., Bonini M., Botteghi S., Brogi A., De Franco R., Dini A., Donato A., Gianelli G., Liotta D., Manzella A., Montanari D., Montegrossi G., Petracchini L., Ruggieri G., Santilano A., Scrocca D., Trumpy E.** Data integration and conceptual modelling of the Larderello geothermal area, Italy // *Energy Procedia*, 2017, v. 125, p. 300—309.
- 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 // Th. Schafer Druckerei GmbH, Hannover, Germany, 1979.
- Harvey C.C., Browne P.R.L.** Mixed-layer clay geothermometry in the Wairakei geothermal field, New Zealand // *Clays Clay Miner.*, 1991, v. 39, p. 614—621.
- Jousset P., Haberland C., Bauer K., Arnason K.** Hengill geothermal volcanic complex (Iceland) characterized by integrated geophysical observations // *Geothermics*, 2011, v. 40, p. 1—24.
- Kharaka Y.K., Mariner R.H.** Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins // *Thermal history of sedimentary basins*. S.C.P.M. Special issue, Springer, Verlag, 1989, p. 99—117.
- Le Carlier C., Royer J.J., Flores E.L.** Convective heat transfer at Soultz-sous-Forêts geothermal site: implications for oil potential // *First Break*, 1994, v. 12 (11), p. 553—560.
- Liotta D., Ranalli G.** Correlation between seismic reflectivity and rheology in extended lithosphere: southern Tuscany, inner Northern Apennines, Italy // *Tectonophysics*, 1999, v. 315 (1—4), p. 109—122.
- Manzella A., Spichak V., Pushkarev P., Sileva D., Oskooi B., Ruggieri G., Sizov Yu.** Deep fluid circulation in the Travale geothermal area and its relation with tectonic structure investigated by a magnetotelluric survey // *Expanded abstracts of the 31st Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*. Stanford University, USA, 2006.
- Ollinger D., Baujard C., Kohl T., Moeck I.** Distribution of thermal conductivities in the Groß Schönebeck (Germany) test site based on 3D inversion of deep borehole data // *Geothermics*, 2010, v. 39, p. 46—58.
- Piccinini D., Saccorotti G.** Observation and analysis of shear wave splitting at the Larderello-Travale geothermal field, Italy // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2018, v. 363, p. 1—9.
- Polyak B.G., Tolstikhin I.N.** Isotopic composition of the Earth's helium and the motive forces of tectogenesis // *Chem. Geol.*, 1985, v. 52, p. 9—33.
- Pushkarev P.Y.** 2D resistivity model of the Travale geothermal field revealed from MT data // *Proceedings of the Workshop INTAS Project*. Pisa, Italy, 2007.
- Roberts J.J.** Electrical properties of microporous rock as a function of saturation and temperature // *J. Appl. Phys.*, 2002, v. 91 (3), p. 1687—1694.
- Romagnoli P., Arias A., Barelli A., Cei M., Casini M.** An updated numerical model of the Larderello-Travale geothermal system, Italy // *Geothermics*, 2010, v. 39, p. 292—313.

Shankland T., Ander M. Electrical conductivity, temperatures, and fluids in the lower crust // J. Geophys., 1983, v. 88 (B11), p. 9475—9484.

Spichak V.V. A new strategy for geothermal exploration drilling based on using of an electromagnetic sounding data // Expanded abstracts of the International workshop on high enthalpy geothermal systems, San-Bernardino, California, 2013.

Spichak V.V. Reduce geothermal exploration drilling costs: pourquoi pas?! // Expanded abstracts of the D-GEO-D conference. Paris, France, 2014.

Spichak V.V., Manzella A. Electromagnetic sounding of geothermal zones // J. Appl. Geophys., 2009, v. 68, p. 459—478.

Spichak V.V., Zakharova O.K. The application of an indirect electromagnetic geothermometer to temperature extrapolation in depth // Geophys. Prosp., 2009, v. 57, p. 653—664.

Spichak V.V., Zakharova O.K. The subsurface temperature assessment by means of an indirect electromagnetic geothermometer // Geophysics, 2012, v. 77 (4), WB179-WB190.

Spichak V.V., Zakharova O.K. Electromagnetic geothermometry. Amsterdam, Elsevier, 2015, 183 p.

Spichak V.V., Zakharova O.K., Rybin A.K. Methodology of the indirect temperature estimation basing on magnetotelluric data: northern Tien Shan case study // J. Appl. Geophys., 2011, v. 73, p. 164—173.

Spichak V.V., Zakharova O.K., Goidina A.G. A new conceptual model of the Icelandic crust in the Hengill geothermal area based on the indirect electromagnetic geothermometry // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2013, v. 257, p. 99—112.

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.

Stefánsson R., Gudmundsson J.B., Roberts M.J. Long-term and short-term earthquake warnings based on seismic information in the SISZ. Veðurstofa Íslands — Greinargerð, Icelandic Meteorological Office. Reykjavik, 2006, 53 p.

*Поступила в редакцию 6 сентября 2020 г.,
принята в печать 16 марта 2021 г.*