

ИНВЕРСИЯ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ДАННЫХ В РАЗЛОМНЫХ ЗОНАХ ГОРНОГО АЛТАЯ НА ОСНОВЕ ТРЕХМЕРНОЙ МОДЕЛИ

В.В. Плоткин, Е.В. Поспеева, Д.И. Губин

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Выполнена интерпретация данных магнитотеллурического зондирования (МТЗ) в Горном Алтае на основе численной модели искажений кривых МТЗ в трехмерной среде. Моделирование искажений проводится по методу Треффца, при котором программный код легко позволяет использовать модели разной степени приближения к исследуемой среде (в зависимости от имеющихся вычислительных ресурсов). Продемонстрированы основные преимущества данного подхода. Пропадает необходимость в выборе между различными кривыми МТЗ (поперечными и продольными, минимальными и максимальными, неискаженными и искаженными). Становятся ненужными процедуры нормализации этих кривых. Все зарегистрированные кривые в полном объеме используются в качестве входных данных для процедуры их инверсии. Оптимизация модели среды с учетом искажений кривых МТЗ, вызванных поверхностными и глубинными неоднородностями, повышает достоверность получаемых геоэлектрических разрезов.

Магнитотеллурическое зондирование, электропроводность, искажения и нормализация кривых МТЗ, поверхностные и глубинные неоднородности, геоэлектрический разрез, новейшие разломы, кайнозойский этап активизации.

INVERSION OF MAGNETOTELLURIC DATA IN THE FAULT ZONES OF GORNY ALTAI (based on a 3D model)

V.V. Plotkin, E.V. Pospееva, and D.I. Gubin

Results of magnetotelluric sounding (MTS) in Gornyi Altai are interpreted on the basis of a numerical model of MTS curve distortions in a 3D earth. The distortions are modelled using the Trefftz method permitting the application of models of different degrees of similarity to the test medium (depending on the available computation tools). The major advantage of this approach is demonstrated. There is no need to choose between different MTS curves (transverse and longitudinal, minimum and maximum, undistorted and distorted). Procedures of normalization of these curves become unnecessary. All recorded curves are used in full measure as input data for their inversion. Optimization of the model of the medium with regard to the distortion of MTS curves caused by surface and depth inhomogeneities improves the reliability of geoelectric sections.

Magnetotelluric sounding, electrical conductivity, distortions and the normalization of MTS curves, surface and depth inhomogeneities, geoelectric section, recent faults, Cenozoic activity

ВВЕДЕНИЕ

Выявление, изучение зон активных разломов помогает решить проблемы современной геодинамики и является важнейшим элементом проведения сейсмического районирования и оценки сейсмической опасности. Разломам как доминирующим разноранговым геологическим структурам отводится максимальная роль в структурном контроле флюидной проницаемости, а также современных явлений в верхней части литосферы Земли. В сейсмологии давно установлена связь землетрясений с разрывными нарушениями: развитие разломных зон сопровождается сейсмичностью и сопряжено с деформациями коры и литосферы, которые отражаются в неотектонических движениях [Шерман, Семинский, 2010] и выделяются в рельефе земной поверхности. При этом сейсмически-активными являются разломы с длительной геологической историей развития, скрытые разломы фундамента, линеаменты и узлы их пересечения [Калягин, Абрамов, 2003; Калинина, 2005]. Глубинные разломы по существу представляют собой «сквозные» каналы, проникающие в нижнюю кору и верхнюю мантию, а также выводящие на гипабиссальные глубины и даже на дневную поверхность щелочно-ультраосновные и карбонатитовые флюидно-магматические колонны [Кадик, 2006]. Сильнейшие землетрясения практически всегда приурочены к активным разломам. Это подтверждается экспериментальными данными, свидетельствующими, что внезапный подъем флюидов в разломных зонах инициирует землетрясение [Аптикаев, 1995].

Одним из методов изучения зон активных разломов является магнитотеллурическое зондирование (МТЗ). Глубинные флюидонасыщенные разломы образуют проводящие каналы, которые, пересекая высокоомную литосферу, обеспечивают вертикальное перераспределение избыточных токов и фиксируются в магнитотеллурическом поле в виде субвертикальных проводящих геоэлектрических неоднородностей [Бердичевский и др., 1999; Unsworth et al., 1999; Unsworth, Bedrosian, 2004; Maercklin, 2005; Эпов и др., 2011; Баталев и др., 2013; Поспеева и др., 2014; Неведрова и др., 2014]. Выявление закономерностей проявления землетрясений в связи с геолого-тектоническими особенностями и неотектоникой стало основанием для проведения магнитотеллурических исследований на территории Горного Алтая, который входит в число наиболее опасных сейсмических регионов России. Важнейшим аспектом этих исследований является правильный выбор методологического подхода к интерпретации и анализу полученных данных.

Из-за сложного геоэлектрического строения среды вблизи разломов на практике возникают трудности при анализе поведения магнитотеллурических кривых. В частности, с помощью различных коэффициентов приходится проверять условия выполнимости двумерности геоэлектрических структур, выбирать неискаженные кривые или проводить их нормализацию [Неведрова и др., 2011; Мороз, Мороз, 2012].

В пунктах зондирования вблизи разлома максимальные и минимальные кривые обычно расходятся по уровню сопротивления, появляются дополнительные минимумы и максимумы в зависимостях от периода зондирования. Но такое поведение магнитотеллурических кривых вполне характерно для искажений, возникающих при наличии поверхностных и глубинных неоднородностей электропроводности [Плоткин, Губин, 2015].

Под искажениями обычно понимаются отличия регистрируемых магнитотеллурических кривых от локальной кривой, соответствующей горизонтально-слоистому разрезу с зависимостью электропроводности от глубины в среде под пунктом зондирования. Латеральные изменения этой зависимости приводят к различным искажениям электромагнитного поля и дополнительным вкладам в тензор импеданса. Отклик среды становится нелокальным, но вследствие диффузионного характера распространения поля в проводящей среде искажения кривых определяются ограниченным объемом среды вблизи пункта зондирования [Плоткин, 2012]. Если не учитывать возможные искажения кривых, вполне вероятно недостоверная интерпретация данных МТЗ о глубинном строении разломов. В частности, искажения, вызванные приповерхностными неоднородностями, при анализе могут проявляться как глубинные «проводящие» слои.

С другой стороны, моделирование этих искажений при интерпретации данных МТЗ с использованием всех имеющихся магнитотеллурических кривых (продольных, поперечных, фазовых) для нескольких пунктов вполне способно сузить области эквивалентности решений обратной задачи. В работе [Плоткин, Губин, 2015] моделирование искажений проводится на основе метода Треффца [Егоров, 2011], особенность которого в том, что программный код легко позволяет использовать модели разной степени приближения к исследуемой среде. Изменяя детальность отображения среды, можно на практике находить компромисс между достигаемым качеством интерпретации экспериментальных данных и вычислительными затратами на обработку. В то же время близость решений обратной задачи в этих случаях подтверждает их достоверность и уменьшение области эквивалентности.

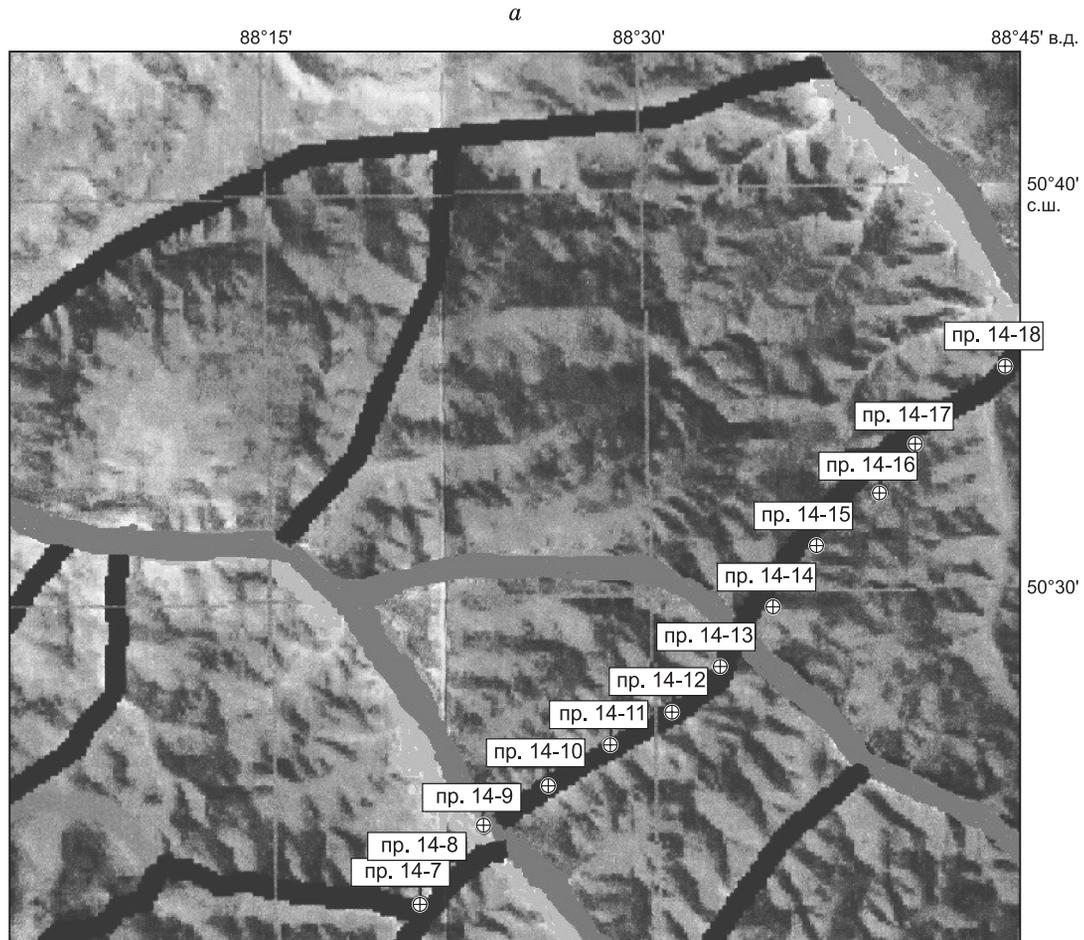
Необходимо отметить, что в высоких широтах или в экваториальной зоне, где существуют мощные ионосферные токовые струи — электроджеты [Жданов, 1986], приближение первичного источника вертикально падающей плоской волной перестает выполняться. Следует учитывать неоднородную структуру источника. Можно преодолеть возникающие трудности, применяя площадное синхронное зондирование. В этом случае не нужно знать происхождение пространственных гармоник полей на земной поверхности (от источника или из среды), а в качестве верхних граничных условий (ВГУ) можно задавать регистрируемые на ней распределения компонент магнитного или электрического полей. Решение обратной задачи найдется методом согласования этих распределений на поверхности друг с другом [Плоткин, 2012] и без использования и расчетов кривых МТЗ.

В средних широтах в применении синхронного зондирования нет нужды, поскольку в дальней зоне первичного источника справедливо приближение о возбуждении среды вертикально падающей плоской волной. Это означает, что латеральные изменения поля на земной поверхности обусловлены лишь неоднородностью среды. Поэтому можно использовать ВГУ в виде [Плоткин, Губин, 2015], учитывая затухание всех пространственных гармоник поля, возбуждаемых в среде, в глубь атмосферы. Рассмотрению этого случая посвящена настоящая статья.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И ПРОЦЕДУРА ИНВЕРСИИ

Для анализа возможностей и реализации такого подхода использовались данные профильных магнитотеллурических исследований, выполненных в пределах Улаганского плоскогорья, расположен-

ного в Восточно-Алтайской фациальной зоне, которая находится между Горно-Алтайской и Западно-Саянской складчатых системами и часто относится к последней [Кузнецов, 1963]. С юго-запада она ограничена зоной Курайско-Телецкого глубинного разлома, распадающегося в своей восточной части на серию оперяющихся разломов. Верхний структурный этаж Восточно-Алтайской структурной зоны представлен прогибами, выполненными терригенно-осадочными породами, в том числе терригенными девонскими отложениями. Метаморфические выступы, считавшиеся ранее породами фундамента, по современным представлениям являются метаморфизованными породами нижнесреднепалеозойского возраста со сложным чешуйчато-покровным тектоническим строением [Новиков, 2004]. Рассматриваемый профиль располагается в междуречье Башкауса и Иолду, в пределах которого породы верхнего



пр. 14-7 1

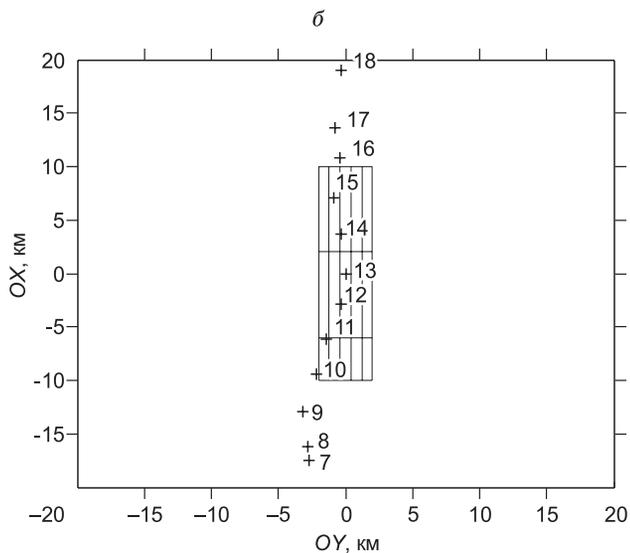


Рис. 1. Геологическая карта исследуемой части Алтая (*a*) — широкими линиями показаны разломы, *I* — профиль 14-номер пункта МТЗ; пример проекции расчетной области на поверхность полигона (*б*), пункты показаны крестиками с указанием их номеров.

структурного этажа представлены преимущественно песчаниками и алевролитами горно-алтайской свиты ($\text{C}_3 - \text{O}_1 \text{gr}_1$), а также метаморфическими сланцами теректинской свиты нижнего протерозоя (PRtr?). Эти образования характеризуются высокими значениями удельного электрического сопротивления, которое изменяется от 2000—2500 Ом·м в юго-западной части профиля до 7000—10 000 Ом·м в северо-восточной. В средней части разреза земной коры картируется проводящий слой с глубиной залегания верхней кромки 10—12 км и сопротивлением менее 50 Ом·м. Слой осложнен серией субвертикальных проводящих неоднородностей, в пределах которых УЭС составляет около 5 Ом·м. Пространственно неоднородности сопряжены с системой новейших разломов северо-западного простирания, реконструированных по результатам геоморфологических исследований [Новиков, 2001]. Согласно этим исследованиям, активные в кайнозой разломы образуют блоковую систему со значительными (сотни и тысячи метров) амплитудами смещения за позднекайнозойское время и формируют основу современной орографической структуры (крупных форм рельефа ранга хребтов и межгорных впадин).

На рис. 1, а широкими черными и серыми полосами выделены разломы. Пункты МТЗ 7-18 выбранного профиля расположены вдоль одного из таких разломов (черного цвета). Рассматриваемый профиль пересекается двумя другими разломами (серого цвета) вблизи пунктов 9 и 13.

При моделировании по методу Треффца расчетная область неоднородной среды представляется совокупностью нескольких конечных элементов в виде параллелепипедов, в которых среда однородна. На рис. 1, б в качестве примера показана схема полигона и проекции параллелепипедов на поверхность. Начало системы координат выбрано в точке расположения базового п. 13 (оси OX и OY расположены в горизонтальной плоскости, ось OZ направлена вниз, поверхность Земли $z = 0$). На рис. 2 кривые кажущегося сопротивления в пунктах профиля приведены для этой системы координат. Как видно, в пунктах 9 и 13 искажения кривых наиболее заметны, и расхождение продольных и поперечных кривых достигает двух порядков величины.

При моделировании использовалась расчетная область с разбиением полигона вдоль горизонтальных осей с количеством параллелепипедов от трех до семи, а по глубине количество неоднородных слоев достигало четырех. Это вполне позволило получить все характерные особенности в поведении магнитотеллурических кривых на пунктах.

В целях ускорения работы оптимизация значений электропроводности в параллелепипедах проводилась поэтапно. Вначале при моделировании использовался меньший объем среды (с разбиением на три конечных элемента вдоль горизонтальных осей) и данные только п. 13 в центре полигона. Затем анализируемый объем среды был увеличен — до семи параллелепипедов вдоль осей OX и OY , и привлекались данные нескольких пунктов.

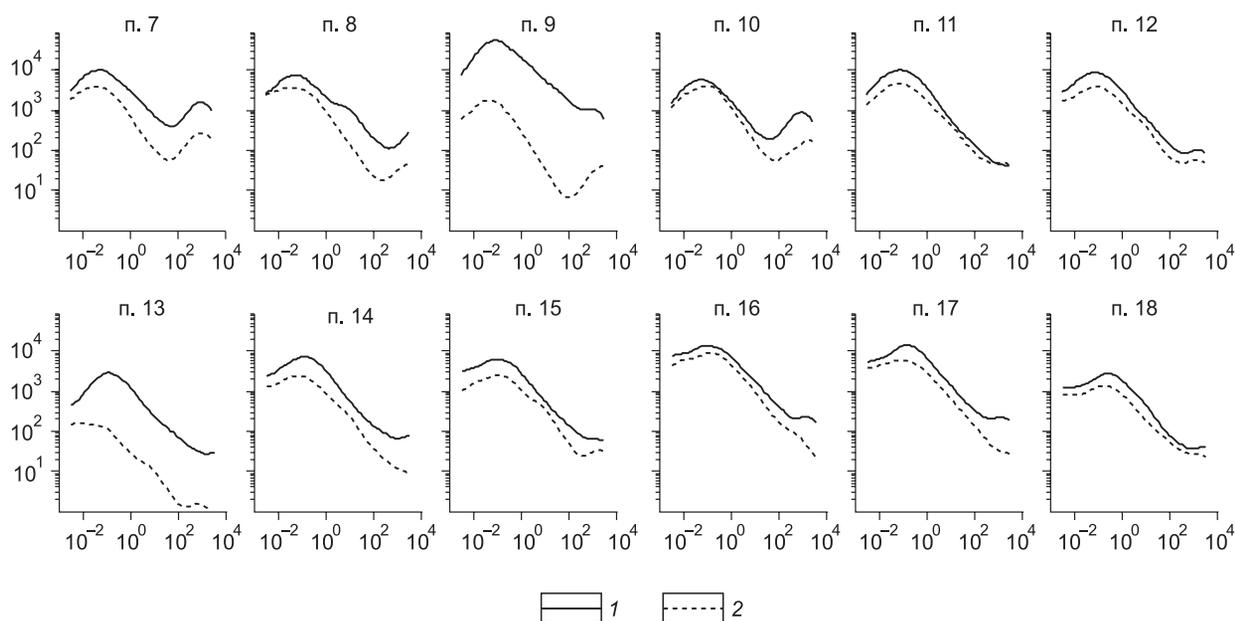


Рис. 2. Кривые кажущегося сопротивления в пунктах МТЗ относительно профиля.

1 — продольные, 2 — поперечные; номера пунктов даны над каждым графиком, по осям абсцисс — временной период (с), по осям ординат — кажущееся сопротивление (Ом·м).

Размеры параллелепипедов по горизонтальным осям варьировались: h_x (по оси OX) от 1 до 5 км и h_y (по оси OY) от 0.1 до 1.5 км. Выбор соотношения размеров параллелепипедов оказался существенным при моделировании магнитотеллурических кривых на пунктах регистрации данных и оптимизации модели среды. В частности, стороны параллелепипедов вдоль профиля существенно превышают стороны вкрест него (см. рис. 1, б). Это связано с тем, что при равных горизонтальных размерах параллелепипедов получить все особенности поведения кривых на пунктах не удалось. Можно предположить, что это связано с локализацией пунктов лишь на малых удалениях от линии профиля (рис. 1, б). Подобная структура системы пунктов наблюдений не позволяет получить площадные данные в направлениях вкрест профиля в той мере, которая является достаточной для определения строения среды в этих направлениях. Существенным оказалось также и положение проекций параллелепипедов на поверхность полигона относительно пунктов профиля. Следовательно, использование грубой модели среды в каждом случае требует выбора адекватной системы наблюдений с учетом особенностей сложного геоэлектрического строения — пересечений разломов в земной коре и т. п.

Поэтому при оптимизации модели среды с имеющимися профильными данными в число отыскиваемых параметров наряду со значениями электропроводностей в параллелепипедах были включены их переменные горизонтальные размеры h_x и h_y , а также толщины неоднородных слоев. Отметим, что при расчетах пункты имеют фиксированные координаты, в частности, базовый (центральный пункт) всегда имеет координаты (0, 0). Кривые для параллелепипеда, в который попадает пункт, рассчитываются над точкой в центре параллелепипеда. Поэтому расчетная точка совпадает с положением лишь для базового пункта, для остальных пунктов возможны сдвиги расчетных точек относительно положения этих пунктов $\sim h_x, h_y$. Поэтому геометрия получаемых разрезов известна лишь с этой точностью. На практике результаты инверсии при различных исходных горизонтальных размерах параллелепипедов проявляются как сжатие или расширение получаемых разрезов вдоль горизонтальных осей координат на расстояния $\sim h_x, h_y$. Это следствие принципиальной неоднозначности интерпретации не адекватных в полной мере строению среды экспериментальных данных, приводящее к эквивалентности получаемых моделей [Табаровский, Эпов, 2006]. Для сужения модельно обусловленной области эквивалентности необходима более плотная сеть наблюдений.

О степени соответствия модели среды имеющимся экспериментальным данным можно судить по величине минимума целевого функционала, определяющего невязку расчетных и измеренных кривых МТЗ:

$$\Phi = \frac{1}{2KJ} \sum_{k=1}^K \sum_{j=1}^J \left(\left| \frac{\rho_{xy}^t - \rho_{xy}^{\text{exp}}}{\rho_{xy}^{\text{exp}}} \right|^2 + \left| \frac{\rho_{yx}^t - \rho_{yx}^{\text{exp}}}{\rho_{yx}^{\text{exp}}} \right|^2 \right)_{k,j}, \quad (1)$$

где $\rho_{xy}^t, \rho_{xy}^{\text{exp}}, \rho_{yx}^t, \rho_{yx}^{\text{exp}}$ — кажущиеся сопротивления (нижние индексы xy и yx обозначают различные поляризации поля, верхние индексы t и exp относятся к расчетным модельным и экспериментальным значениям кажущегося сопротивления соответственно), полученные в разных пунктах (суммирование по k) и на разных периодах (суммирование по j). В функционал (1) в круглые скобки аналогичным образом записываются также члены, учитывающие различия экспериментальных и теоретических значений фаз импедансов. Сравнение результатов инверсии с учетом фазовых невязок и без них, а также невязок по данным о вертикальной компоненте геомагнитных вариаций позволяет оценивать степень их достоверности. Отметим, что в функционале вида (1) не учтены существующие погрешности измерений экспериментальных величин, на величину которых, вообще говоря, следует заменить соответствующие знаменатели всех слагаемых в (1). Это понятно из того, что минимизация отклонений теоретических и экспериментальных кривых МТЗ ниже уровня погрешностей вряд ли имеет смысл. Поскольку сравнивать различия модельных и экспериментальных кривых удобнее в процентах, будем здесь использовать функционал в виде (1), предполагая точность измерений экспериментальных величин высокой, а их погрешности малыми в сравнении с погрешностями решений обратной задачи. Таким образом, для сравнения результатов будем использовать найденные при инверсиях минимумы (1) как величину средних отклонений модельных и измеренных кривых МТЗ, выраженных в процентах на одно измерение. Оптимизация модели осуществлялась методом Нелдера—Мида до тех пор, пока либо минимум функционала не достигал заданного значения, либо его изменения становились меньше пороговой величины.

При инверсии данных параметризация модели среды осуществлялась в виде, учитывающем априори известные максимальные и минимальные значения отыскиваемых величин, например, для электропроводностей:

$$\sigma = \exp(\sigma_0 + \sigma_1 \text{th}(x)), \quad \sigma_0 = \ln(\sqrt{\sigma_{\text{max}} \sigma_{\text{min}}}), \quad \sigma_1 = \ln(\sqrt{\sigma_{\text{max}} / \sigma_{\text{min}}}), \quad (2)$$

где $-\infty < x < \infty$, а σ_{\max} и σ_{\min} — максимальное и минимальное значения электропроводностей (в параллелепипедах и подстилающих слоях) соответственно. Выражения, аналогичные (2), использовались также для других параметров — горизонтальных размеров параллелепипедов и толщин неоднородных слоев. Вместо (2) применялись и более простые выражения вида $\sigma = \exp(x)$ совместно с условиями ограниченности коридора изменения соответствующих величин. Опыт показал, что оптимизация модели среды в этом случае осуществлялась при меньшем количестве итераций.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИНВЕРСИИ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Было проведено несколько оптимизаций модели среды, отличающихся стартовыми значениями электропроводностей в параллелепипедах, их первоначальными горизонтальными размерами, количеством неоднородных слоев по глубине. В качестве примера на рис. 3 отображены результаты одного из вариантов. Показано достигнутое соответствие модельных и экспериментальных кривых кажущихся сопротивлений в учтенных пунктах (см. рис. 3, а). Итоговая геоэлектрическая модель среды представлена трехмерным объемным распределением удельных сопротивлений в логарифмическом масштабе, пункты наблюдений отмечены крестиками (см. рис. 3, б). В качестве стартовой использовалась полученная в двумерном приближении геоэлектрическая модель с направлением протяженности структуры вдоль оси OY . Она показана на рис. 4, а.

Практика показала, что чем меньше размеры параллелепипедов в методе Треффца, тем меньше величины достигаемых минимумов в (1) (уменьшение размеров параллелепипедов с одновременным увеличением их количества требует больших вычислительных ресурсов и на практике оказывается затруднительным). Следовательно, используя параллелепипеды меньших размеров, можно последовательно получать модели, более точно отражающие особенности строения реальной среды.

На рис. 4, 5 представлено несколько видов пространственных сечений распределений логарифмов удельного сопротивления, полученных при минимизации целевого функционала Φ . Все они выполнены

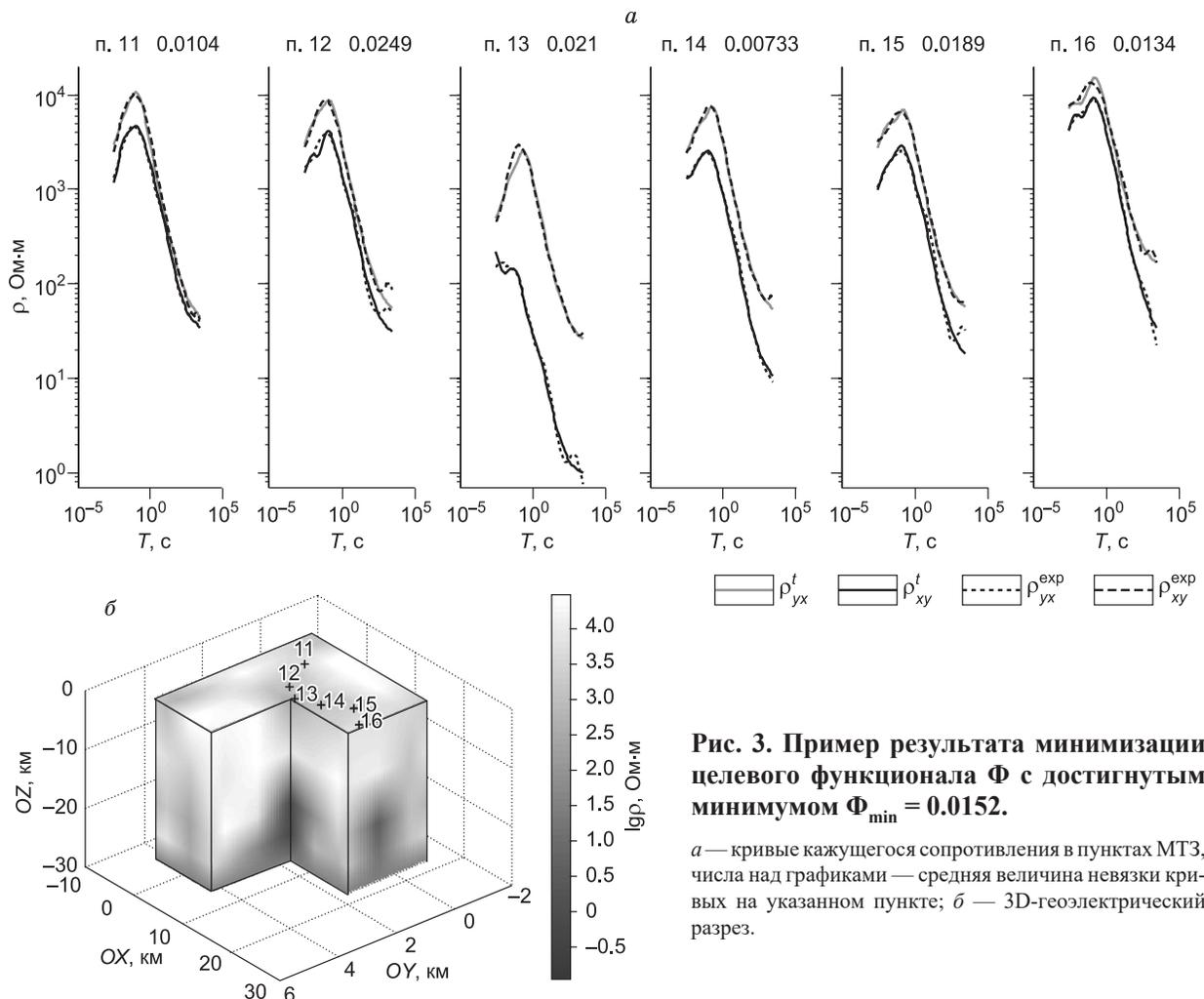


Рис. 3. Пример результата минимизации целевого функционала Φ с достигнутым минимумом $\Phi_{\min} = 0.0152$.

а — кривые кажущегося сопротивления в пунктах МТЗ, числа над графиками — средняя величина невязки кривых на указанном пункте; *б* — 3D-геоэлектрический разрез.

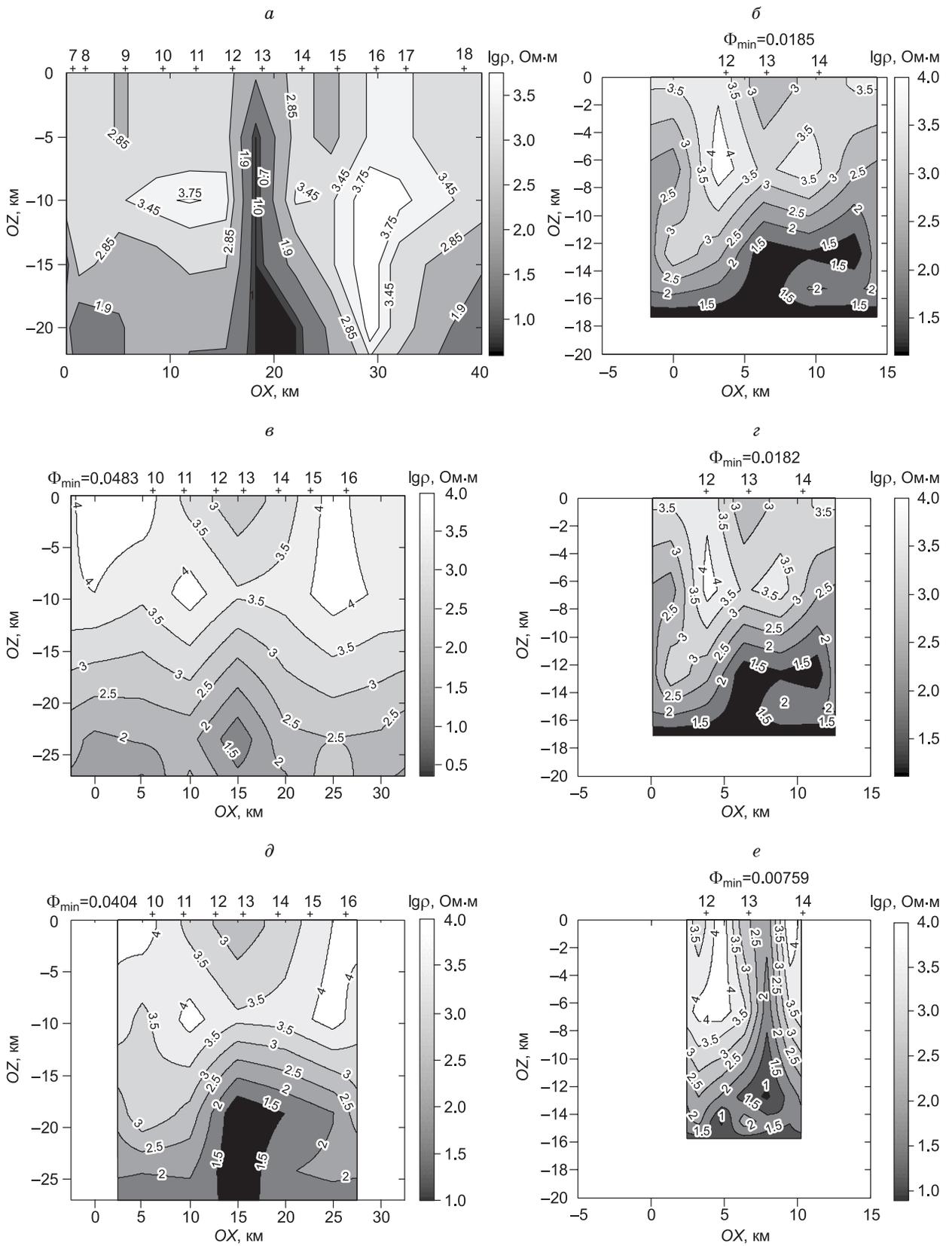


Рис. 4. Сравнение нескольких полученных результатов минимизации целевого функционала Φ .

a — 2D-глубинный разрез, стартовая модель; b – e — варианты 3D-глубинных разрезов. Все разрезы даны для вертикального сечения, проходящего вдоль исследуемого профиля через базовый п. 13, числа над графиками указывают достигнутые минимумы функционала Φ .

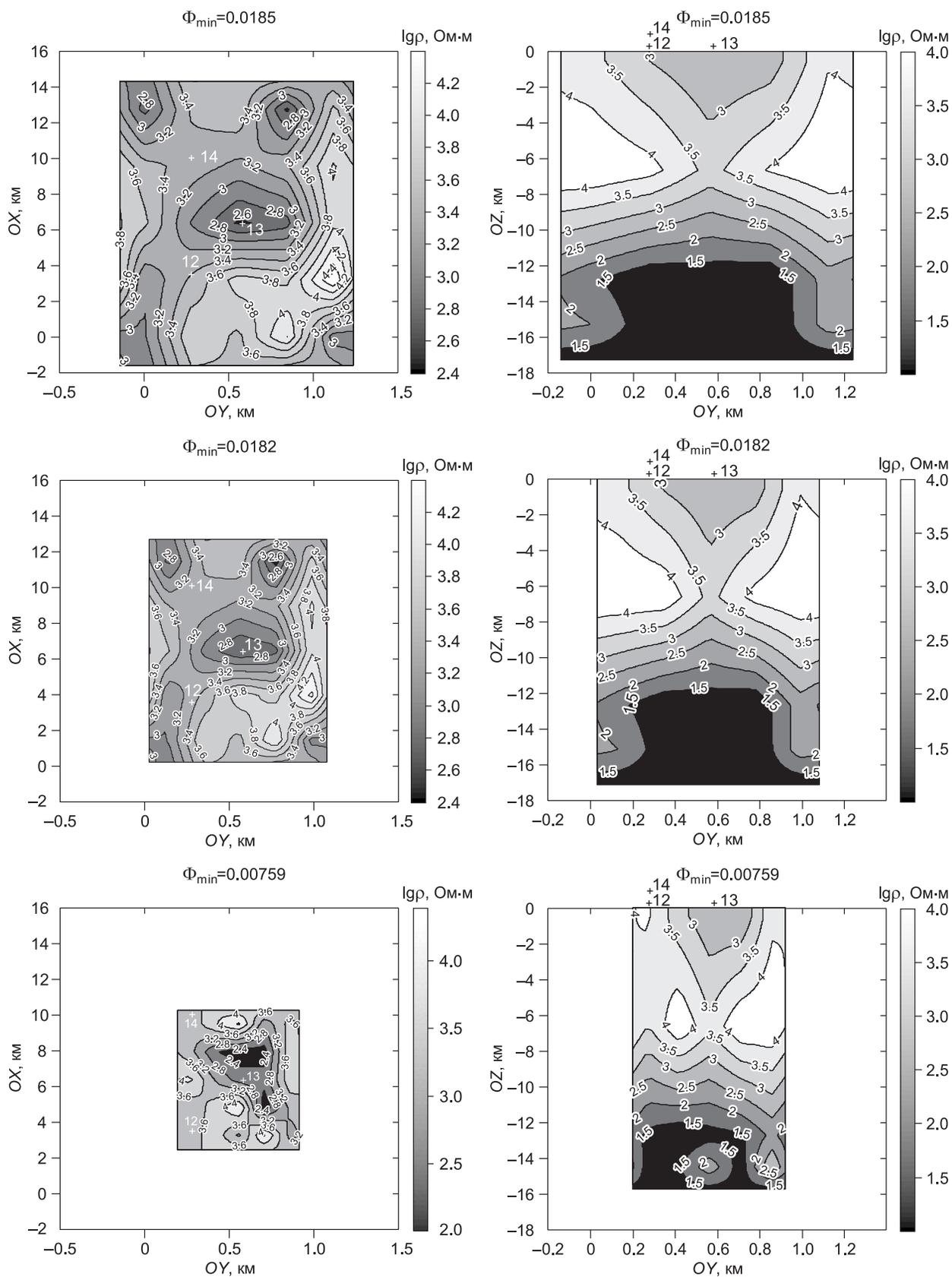


Рис. 5. Сравнение нескольких полученных результатов минимизации целевого функционала Φ .

Слева — распределения логарифмов удельного сопротивления на земной поверхности, справа — глубинные разрезы вкост исследуемого профиля, числа над графиками указывают достигнутые минимумы функционала Φ .

для различных исходных горизонтальных размеров параллелепипедов h_x и h_y , при этом количество параллелепипедов по горизонтальным осям равнялось 5 (кроме рис. 4, в, где оно равно 7).

Глубинные распределения удельных сопротивлений в вертикальных сечениях (при разных размерах h_x и h_y), проходящих через базовый п. 13 вдоль исследуемого профиля (вдоль оси OX), показаны в одном масштабе по осям координат на рис. 4, б, з, е. Аналогичные распределения, полученные по данным одних и тех же пунктов при разных размерах полигона, приведены на рис. 4, в, д (при одинаковых размерах параллелепипедов, но разбиениях вычислительного объема по горизонтальным осям на 7 и 5 соответственно). Сравнение рис. 4, в и д характеризует влияние на получаемые результаты краевых условий при увеличении размеров полигона. Можно видеть, что увеличение размеров полигона сказывается на получаемых разрезах лишь в пределах погрешностей решения обратной задачи.

Карты удельных сопротивлений на земной поверхности даны на рис. 5 (слева). Глубинные распределения удельных сопротивлений в вертикальных сечениях вкрест исследуемого профиля (вдоль оси OY), проходящих через базовый п. 13, показаны на рис. 5 (справа). Напомним, что стартовая модель (см. рис. 4, а) в двумерном приближении взята для случая, когда зависимость вдоль оси OY предполагалась отсутствующей. Как видно из глубинных разрезов вкрест профиля (см. рис. 5, справа), можно говорить лишь о локальном выполнении условий двумерного приближения в некоторых интервалах на оси OY . Такая локальность двумерного приближения геоэлектрических разрезов характерна для прерывистых проявлений по данным МТЗ глубинного разлома на земной поверхности. Вероятно, не все участки разлома можно увидеть по этим данным.

Результаты инверсий при уменьшении исходных горизонтальных размеров параллелепипедов проявляются на рис. 4, 5 как сжатия получаемых разрезов вдоль горизонтальных осей координат. Как уже указывалось, геометрия получаемых разрезов известна лишь с точностью $\sim h_x, h_y$. Сравнение разрезов (см. рис. 4, 5) при близких минимумах функционалов, представленных в одинаковых масштабах по осям координат, но полученных с разными исходными размерами параллелепипедов, дает представление об областях эквивалентности решений обратной задачи.

Как видно, с падением размеров параллелепипедов воспроизводятся все более мелкие особенности строения реальной среды. В частности, на рис. 4, 5 видно как вблизи п. 13 (изолинии на земной поверхности и вертикальные сечения) начинает проявляться область пересечения двух разнонаправленных разломов — вдоль взятого профиля и вкрест него (см. рис. 1, а), ответственная за наблюдаемые на этом пункте искажения кривых МТЗ. Следовательно, можно говорить об уточнении получаемых моделей. Понятно, что чрезмерное уменьшение исходных размеров параллелепипедов ограничено плотностью системы пунктов наблюдений, в частности, расстояниями между ними. Те пространственные гармоника полей, для которых расстояния между пунктами больше половины длины волны, будут восприниматься при обработке данных с учетом известного эффекта наложения (теоремы Котельникова). Таким образом, неконтролируемое уменьшение размеров параллелепипедов менее половины минимальных расстояний между пунктами чревато появлением дополнительных эквивалентных решений обратной задачи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Важным преимуществом рассмотренного подхода является его пригодность для решения обратных задач при наличии существенных искажений кривых МТЗ даже в случае 3D-среды. Пропадает необходимость в анализе стандартных коэффициентов применимости 2D-приближения, в выборе между различными кривыми МТЗ (поперечными и продольными, минимальными и максимальными, неискаженными и искаженными). Становятся ненужными процедуры нормализации этих кривых. Все зарегистрированные кривые в полном объеме могут быть использованы в качестве входных данных для процедуры их инверсии. Всесторонний учет искажений кривых МТЗ, безусловно, повышает достоверность получаемых геоэлектрических разрезов.

Данный подход обеспечивает реальный компромисс между точностью решения обратной задачи МТЗ и вычислительными затратами на него. Более грубые представления о распределениях электропроводности в среде могут быть получены с меньшими затратами за более короткое время и, что важно, с контролируемой точностью.

Результаты пробных применений рассматриваемого метода позволяют говорить и о сужении областей эквивалентности получаемых решений. Это можно объяснить увеличением объема данных, использованных в качестве входных для процедуры инверсии, а с физической точки зрения — учетом всего прилегающего объема трехмерной среды около пунктов зондирования. Следует, однако, подчеркнуть, что модельно обусловленная эквивалентность решений возникнет в случаях несоответствия выбора системы пунктов наблюдений сложности строения среды.

С практической точки зрения полученные результаты позволяют значительно повысить надежность интерпретации полученных данных и, как следствие, надежность их геологического истолкования. В частности, точное выявление зон активных разломов может повысить надежность сейсмического районирования и оценки сейсмической опасности территории Горного Алтая.

Авторы благодарят В.В. Потапова за большой вклад при проведении полевых экспериментальных работ, а также рецензентов — Е.Ю. Антонова и анонимного — за внимание к работе и полезные советы.

ЛИТЕРАТУРА

Аптикаев С.Ф. Структура микромасштабного сейсмического поля: Автореф. дис. ... к.ф.-м.н. М., ОИФЗ РАН, 1995, 22 с.

Баталев В.Ю., Баталева Е.В., Матюков В.Е., Рыбин А.К. Глубинное строение западной части зоны Таласо-Ферганского разлома по результатам магнитотеллурических зондирований // Литосфера, 2013, № 4, с. 136—145.

Бердичевский М.Н., Ваньян Л.П., Кошурников А.В. Магнитотеллурические зондирования в Байкальской рифтовой зоне // Физика Земли, 1999, № 10, с. 3—25.

Жданов М.С. Электроразведка. М., Недра, 1986, 316 с.

Егоров И.В. Метод Треффца для решения трехмерных прямых и обратных задач геоэлектрики // Физика Земли, 2011, т. 47, № 2, с. 15—26.

Кадик А.А. Флюиды как отражение окислительно-восстановительного режима в мантии: следствия для геофизических свойств глубинного вещества // Флюиды и геодинамика. М., Наука, 2006, с. 19—45.

Калинина Л.Ю. Роль разломов и глубинной структуры в пространственном контроле землетрясений на северо-востоке России: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2005, 34 с.

Калягин А.Н., Абрамов В.А. Основы трансструктурной геологии. Владивосток, Дальнаука, 2003, 348 с.

Кузнецов В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая // Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск, 1963, с. 7—68.

Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А. Аномалии электрического поля и электропроводности земной коры в связи с Култукским землетрясением на оз. Байкал // Физика Земли, 2012, т. 48, № 5, с. 64—76.

Неведрова Н.Н., Поспеева Е.В., Санчаа А.М. Интерпретация данных комплекса электромагнитных методов в сейсмоактивных районах (на примере Чуйской впадины Горного Алтая) // Физика Земли, 2011, т. 47, № 1, с. 63—75.

Неведрова Н.Н., Деев Е.В., Санчаа А.М. Глубинное строение и характеристики краевых структур Курайской впадины (Горный Алтай) по данным геоэлектрики с контролируемым источником // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (1), с. 119—132.

Новиков И.С. Кайнозойская сдвиговая структура Алтая // Геология и геофизика, 2001, т. 42(9), с. 1377—1388.

Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004, 312 с.

Плоткин В.В. Зона влияния неоднородности среды и поля при магнитотеллурическом зондировании // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (1), с. 140—149.

Плоткин В.В., Губин Д.И. Учет приповерхностных неоднородностей над горизонтально-слоистым разрезом при магнитотеллурическом зондировании // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (7), с. 1381—1390.

Поспеева Е.В., Витте Л.В., Потапов В.В., Сахарова М.А. Магнитотеллурические исследования в районах новейшей тектоники и сейсмической активности (на примере Горного Алтая) // Геофизика, 2014, № 4, с. 8—16.

Табаровский Л.А., Эпов М.И. Оценка разрешающей способности электромагнитных методов // Геология и геофизика, 2006, т. 47(5), с. 568—578.

Шерман С.И., Семинский К.Ж. Тектонофизические исследования в Институте земной коры СО РАН: принципиальные достижения и актуальные задачи // Геодинамика и тектонофизика, 2010, т. 1, № 1, с. 4—15.

Эпов М.И., Неведрова Н.Н., Поспеева Е.В., Санчаа А.М., Потапов В.В. Геоэлектрическое строение земной коры Чуйской впадины Горного Алтая на основе комплексной интерпретации данных электромагнитных методов с контролируемым и естественным источником (МТЗ, ЗС) // Динамика физических полей Земли, М., Светоч Плюс, 2011, с. 31—53.

Maercklin N., Bedrosian P.A., Haberland C., Ritter O., Ryberg T., Weber M., Weckmann U. Characterizing a large shear-zone with seismic and magnetotelluric methods: The case of the Dead Sea Transform // *Geophys. Res. Lett.*, 2005, v. 32, L15303, doi:10.1029/2005GL022724.

Unsworth M., Bedrosian P. On the geoelectric structure of major strike-slip faults and shear zones // *Earth Planets Space*, 2004, v. 56, p. 1177—1184.

Unsworth M.J., Egbert G.D., Booker J.R. High resolution electromagnetic imaging of the San Andreas Fault in Central California // *J. Geophys. Res.*, 1999, v. 104, p. 1131—1150.

*Рекомендована к печати 16 марта 2016 г.
М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию
27 октября 2015 г.*