

УДК 550.837.211

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-6-134-143

ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ К ТИПИЧНЫМ АНОМАЛИЯМ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ В ТЕКТОНОСФЕРЕ

Данила Денисович Попов^{1✉}, Павел Юрьевич Пушкарев²

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; crossbrian97@mail.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; pavel_pushkarev@list.ru

Аннотация. Представлена трехмерная геоэлектрическая модель, содержащая аномалии электропроводности сложной формы на трех структурных этажах: в осадочном чехле, в консолидированной земной коре и в верхней мантии. Полученные в результате решения прямой задачи синтетические (модельные) магнитотеллурические данные анализируются для выявления аномалий, связанных с геоэлектрическими неоднородностями на различных глубинах. Даны количественные оценки чувствительности различных компонент магнитотеллурических данных к этим неоднородностям. Далее мы планируем использовать представленные данные для оценки эффективности различных методов решения обратных задач.

Ключевые слова: магнитотеллурические зондирования, геоэлектрическая модель, синтетические данные, аномалии электропроводности

Для цитирования: Попов Д.Д., Пушкарев П.Ю. Чувствительность магнитотеллурических зондирований к типичным аномалиям электропроводности в тектоносфере // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 134–143.

SENSITIVITY OF MAGNETOTELLURIC SOUNDINGS TO TYPICAL ELECTRICAL CONDUCTIVITY ANOMALIES IN THE TECTONOSPHERE

Danila D. Popov^{1✉}, Pavel Yu. Pushkarev²

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; crossbrian97@mail.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; pavel_pushkarev@list.ru

Abstract. A three-dimensional resistivity model is presented that contains electrical resistivity anomalies of a complex shape on three structural levels: in the sedimentary cover, in the consolidated earth's crust and in the upper mantle. The synthetic (model) magnetotelluric data obtained as a result of solving the forward problem are analyzed to identify anomalies associated with resistivity inhomogeneities at various depths. Quantitative estimates of the sensitivity of various components of magnetotelluric data to these inhomogeneities are given. Further, we plan to use the presented data to evaluate the effectiveness of various methods for solving inverse problems.

Keywords: magnetotelluric soundings, resistivity model, synthetic data, conductivity anomalies

For citation: Popov D.D., Pushkarev P.Yu. Sensitivity of magnetotelluric soundings to typical electrical conductivity anomalies in the tectonosphere. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 6: 134–143. (In Russ.).

Введение. При оценке возможностей геофизических методов широко применяются синтетические (модельные) геофизические данные, то есть рассчитанные для известных моделей среды и источника поля. Синтетические данные удобно использовать для определения эффективности методов анализа, коррекции, а также инверсии данных (решения обратных задач). В нашем исследовании мы используем модельные данные для оценки возможностей метода магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Данный метод является самым глубинным в электроразведке, позволяя изучать строение осадочного чехла, консолидированной земной коры, а также верхней мантии.

Метод МТЗ применяется с середины XX века, в основе интерпретации данных тогда лежала горизонтально-слоистая или одномерная (1D) модель среды. Благодаря развитию вычислительной техни-

ки, методов численного моделирования и решения обратных задач с конца XX века применяется двухмерная (2D), а с начала XXI века — трехмерная (3D) инверсия. Особенности магнитотеллурического (МТ) поля в 3D средах посвящены работы М.Н. Бердичевского, В.И. Дмитриева, М.С. Жданова, Г. Хоманна, Ф. Ваннамейкера и других ученых. Однако многие вопросы методики 3D интерпретации остаются слабо изученными, и нашей целью является их решение с использованием синтетических данных.

В настоящей статье представлены результаты первого этапа нашей работы. Мы представим 3D геоэлектрическую модель, содержащую характерные аномалии электропроводности на различных глубинах, рассмотрим расчет синтетических данных для этой модели, выполним их качественный анализ и оценим их чувствительность к аномалиям электропроводности. В дальнейшем представленные здесь

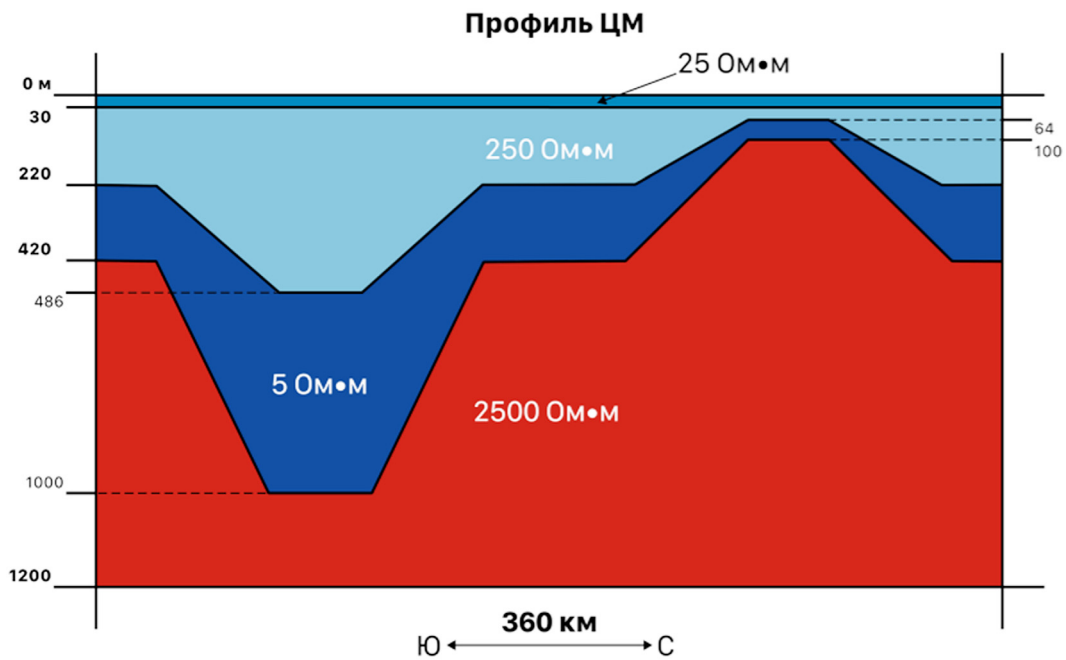


Рис. 1. Разрез вдоль центрального меридионального профиля — осадочный чехол

данные будут использоваться для оценки эффективности различных методик интерпретации.

Построение геоэлектрической модели. Нами была построена 3D геоэлектрическая модель тектоносферы, являющаяся результатом обобщения мирового опыта применения метода МТЗ. Она включает в себя фоновый слоистый разрез и содержит горизонтальные неоднородности на трех структурных уровнях: осадочный чехол, консолидированная земная кора и верхняя мантия. На верхнем уровне в модель включены поднятие и прогиб в кровле фундамента, на среднем — типичные вытянутые коровые аномалии низкого сопротивления, на нижнем — поднятие кровли мантийного проводника (астеносферы).

Для расчета МТ поля численными методами модель среды (геоэлектрическую модель) можно представить в виде массива прямоугольных ячеек, число которых по координатным осям составляет NX , NY и NZ (оси X и Y направлены условно на север и восток, ось Z — вниз). Каждая ячейка характеризуется значением удельного электрического сопротивления (УЭС) и размерами по трем осям. Вычисления выполнялись с помощью широко применяемой программы МТЗDFwd [Mackie et al., 1993], основанной на методе конечных разностей.

Построение модели для программы МТЗDFwd при больших размерах сетки (NX , NY и NZ) ручным способом весьма трудоемко. Чтобы избежать данной проблемы, нами была разработана и реализована в системе MATLAB программа GMC (Geophysical Models Constructor), позволяющая автоматизировать процесс построения 3D модели, а также визуализировать ее и конвертировать в необходимый формат. На вход программы GMC подаются: количество и размеры ячеек, фоновый слоистый разрез, границы которого задаются в виде карт, а также неоднородности, для которых также задаются карты кровли

и подошвы. На выходе программа GMC выдает «куб сопротивлений» на заданной сетке в формате программы МТЗDFwd.

Нами использовалась сетка с размерами $NX=100$, $NY=100$ и $NZ=79$. По горизонтали размеры ячеек составили 4×4 км в центральной области размером 90×90 ячеек, по бокам были добавлены по 5 дополнительных ячеек с каждой стороны размерами 8, 16, 32, 64 и 128 км, чтобы обеспечить выход на фоновые значения и выполнение граничных условий. По вертикали размеры ячеек постепенно увеличивались от 10 м до 30 км.

Рассмотрим структуры различного УЭС подробнее. Осадочный чехол имеет фоновую мощность 420 м и образует две структуры широтного простирания — поднятие в северной части с мощностью чехла до 100 м и прогиб в южной до 1000 м (рис. 1). При этом в чехле выделяется три слоя, мощность верхнего остается неизменной, а среднего и нижнего меняется пропорционально общей мощности. Размер центральной плоской части поднятия и прогиба составляет 32×80 км (по X и Y), внешний размер — 128×176 км. Центры структур находятся в серединах северной и южной половин планшета.

В консолидированной коре находятся две проводящие призмы. Северо-западная призма характеризуется азимутом простирания 40° на северо-восток, а юго-восточная простирается на 30° на северо-восток (рис. 2). Примерный размер каждой призмы составляет 180 км по длине, 60 км по ширине и мощностью в 20 км. Глубина до кровли северо-западной призмы 20 км, юго-восточной — 10 км (рис. 3). В северо-восточной части планшета расстояние между призмами минимально и составляет 16 км, а в юго-западной части структуры максимально расходятся. Сопротивление северо-западной призмы составляет 60 Ом·м, юго-восточной — 30 Ом·м.

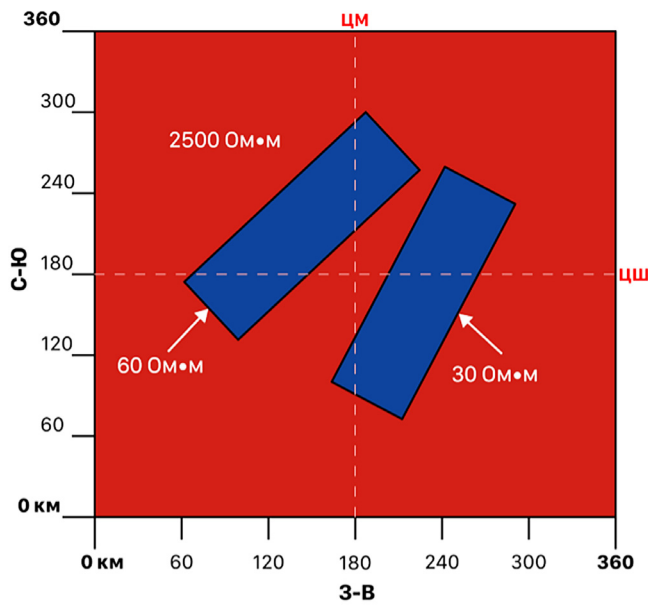


Рис. 2. План — консолидированная кора, содержащая проводящие призмы

Таким образом, юго-восточная призма является более контрастной и залегает ближе к поверхности.

Кровля астеносферы в центральной части планшета поднимается с глубины 120 км до глубины 60 км (рис. 3). Размер центральной плоской части поднятия составляет примерно 70×170 км, края — 170×270 км. Азимут простирания оси поднятия ориентирован на 60° на северо-восток (рис. 4).

Расчет магнитотеллурических данных. В результате решения прямой 3D задачи с помощью программы MT3DFwd определяются компоненты МТ поля в центрах ячеек на земной поверхности для двух поляризации источника на заданных периодах (в нашем случае $T=0,1, 0,2, 0,5, 1, 2, 5, 10, 20, 50, 100, 200, 500, 1000, 2000, 5000$ с).

Для вычисления передаточных функций и инвариантных параметров, а также для их сохранения в файлах различных форматов нами была разработана и реализована в среде MATLAB программа MTDA (MagnetoTelluric Data Analysis). Она вычисляет:

- Передаточные функции: компоненты тензора импеданса $[Z]$, матрицы типпера $[W]$, магнитного тензора $[M]$ и теллурического тензора $[T]$;

- Инвариантные параметры: эффективное кажущееся сопротивление ρ_{eff} , фазу эффективного импеданса φ_{eff} , параметр неоднородности N , параметр асимметрии Свифта skew_S , параметр асимметрии Бара skew_B , норму матрицы $\|W\|$, магнитовариационный параметр асимметрии skew_{MV} , норму матрицы $\|M\|$, магнитный параметр асимметрии skew_M , норму матрицы $\|T\|$, теллурический параметр асимметрии skew_T .

Далее программа MTDA считывает файл со списком точек наблюдения, в котором определены их координаты и принадлежность к профилю, и сохраняет данные:

- В текстовых файлах для визуализации в виде кривых зондирования, частотных разрезов и карт с помощью программ Grapher, Surfer (компания Golden Software) и других;

- В файлах формата EDI (Международный стандарт хранения МТ данных);

- В формате программы 3D инверсии МТ данных WSInv3DMT (автор W. Siripunvaraporn).

Анализ тензора импеданса. Основной передаточной функцией, используемой в методе МТЗ, является тензор импеданса. Импеданс имеет физический смысл комплексного сопротивления, которое оказывает среда индуцированному в ней электрическому току [Ковтун, Успенский, 2008]. Тензор импеданса состоит из четырех компонент, связывающих комплексные амплитуды горизонтальных компонент электрического и магнитного полей [Бердичевский, 1960; Cantwell, 1960]:

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y, \quad (1)$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y.$$

Для качественного анализа результатов решения прямой задачи для рассмотренной выше модели в первую очередь были выбраны наиболее широко используемые инварианты — ρ_{eff} и φ_{eff} . Эф-

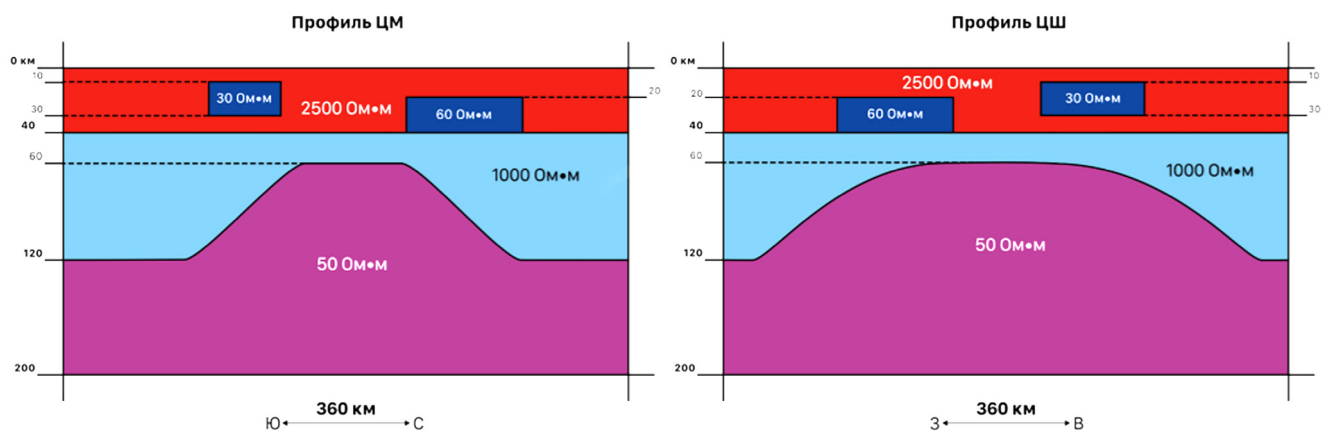


Рис. 3. Разрезы вдоль центрального меридионального и широтного профилей — консолидированная кора, содержащая проводящие призмы, верхняя мантия и астеносферное поднятие

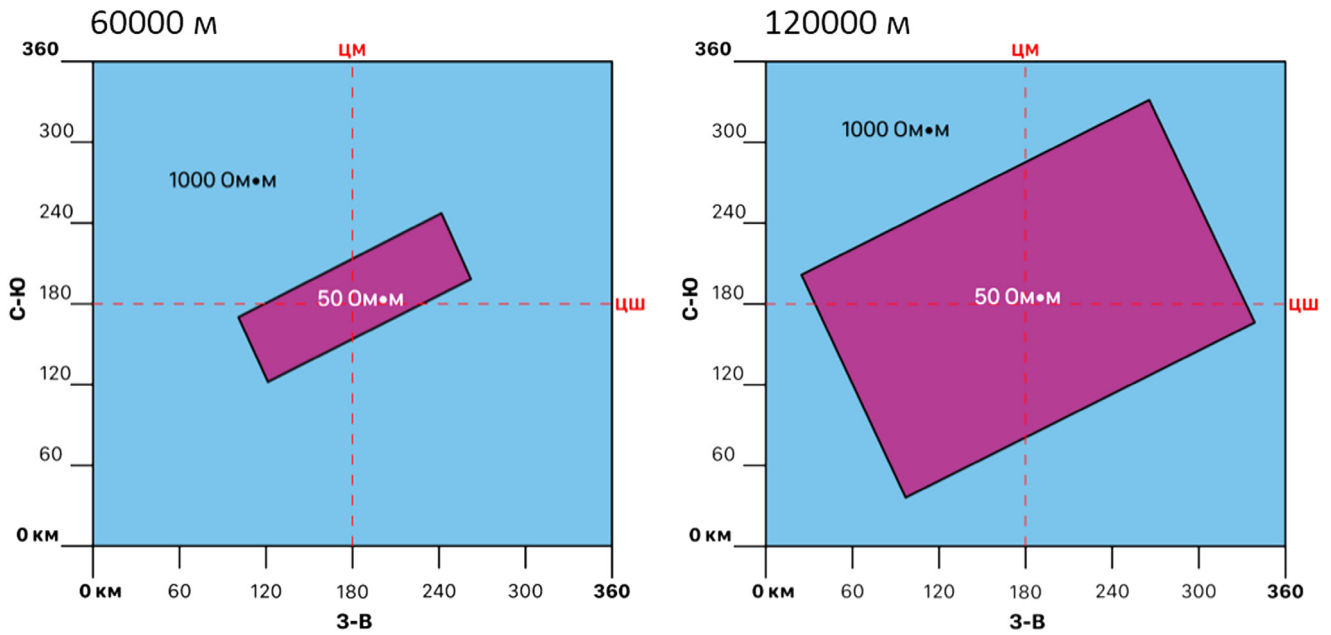


Рис. 4. План — верхняя мантия и астеносферное поднятие. Слева — глубина 60 км, справа — 120 км

Фактивный импеданс Z_{eff} является инвариантным параметром (не меняющимся при повороте системы координат). Данный параметр определяется по формуле [Hobbs, 1992]:

$$Z_{\text{eff}} = \sqrt{\det[Z]} = \sqrt{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}}. \quad (2)$$

На рис. 5 и 6 представлены амплитудные и фазовые кривые в точках центральных меридионального и широтного профилей. На этих кривых можно выделить три основных слоя. В случае меридионального профиля на амплитудных кривых первый проводящий слой отмечается на $T < 1$ с. Второй высокоомный слой выделяется на $T \sim 100$ с. Наличие третьего участка, на котором отмечаются нисходящие ветви кривых, указывает на наличие проводящего основания.

По фазовым кривым можно заметить, что они смещены по периодам в левую сторону. Это связано с тем, что фаза импеданса является более чувствительным параметром по отношению к глубинным объектам, чем кажущееся сопротивление. Таким образом, мы видим влияние проводящей астеносферы на $T > 100$ с.

Кроме того, наблюдается статическое смещение низкочастотных ветвей амплитудных кривых друг относительно друга на разных точках наблюдения. Точка $x30y50$ (названия точек образованы номерами ячеек по горизонтальным осям) расположена над проводящим прогибом в осадочном чехле, а потому кривая смещена вниз, а точка $x70y50$ — над высокоомным поднятием, из-за чего кривая смещена вверх.

Что касается широтного профиля, то расхождение между амплитудными кривыми наблюдается с $T = 1$ с. В случае фазовых кривых аналогичная картина начинает проявляться с $T = 0,2$ с. По кривым, приуроченным к точкам наблюдения $x50y30$, $x50y50$ и $x50y70$, можно предположить, что различие в их

амплитудах объясняется положением точек относительно проводящих призм. По априорным данным видно, что точка $x50y70$ располагается над юго-восточной проводящей призмой с УЭС в $30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, в то время как точка $x50y30$ располагается над более глубоко залегающей северо-западной призмой с УЭС в $60 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

По картам ρ_{eff} (рис. 7) отмечаются аномалии, которые хорошо коррелируются с положениями поднятия и прогиба в осадочном чехле. С $T = 20$ с на карте выделяется аномалия, вызванная наличием юго-восточной проводящей призмы, простирающейся в субмеридиональном направлении с азимутом 30° . Наличие северо-западной призмы с азимутом простираения 40° начинает отчетливо проявлять себя на картах с $T = 500$ с.

Аналогичная ситуация наблюдается на картах φ_{eff} (рис. 8). Следует отметить, что эффект от проводящих призм начинает прослеживаться на меньших периодах. В данном случае это видно на карте при $T = 1$ с. Особенно данный эффект проявляется от юго-восточной призмы на $T = 1$ и 500 с. На $T = 5000$ с можно также видеть возможное влияние от кровли проводящего поднятия астеносферы, несмотря на экранирующий эффект от вышележающих структур. Важно также отметить, что по мере увеличения периода уменьшается диапазон значений φ_{eff} и на периодах больше 1000 с при наличии сильного шума данные могут быть не информативными.

Больше информации дает анализ полярных диаграмм, а также параметров неоднородности и асимметрии среды, но из-за ограниченного объема статьи мы остановились только на рассмотрении эффективного импеданса.

На практике при полевых исследованиях использование $[Z]$ может иметь ограничение, вызванное локальными приповерхностными неоднородностями, искажающими информацию о глубинных

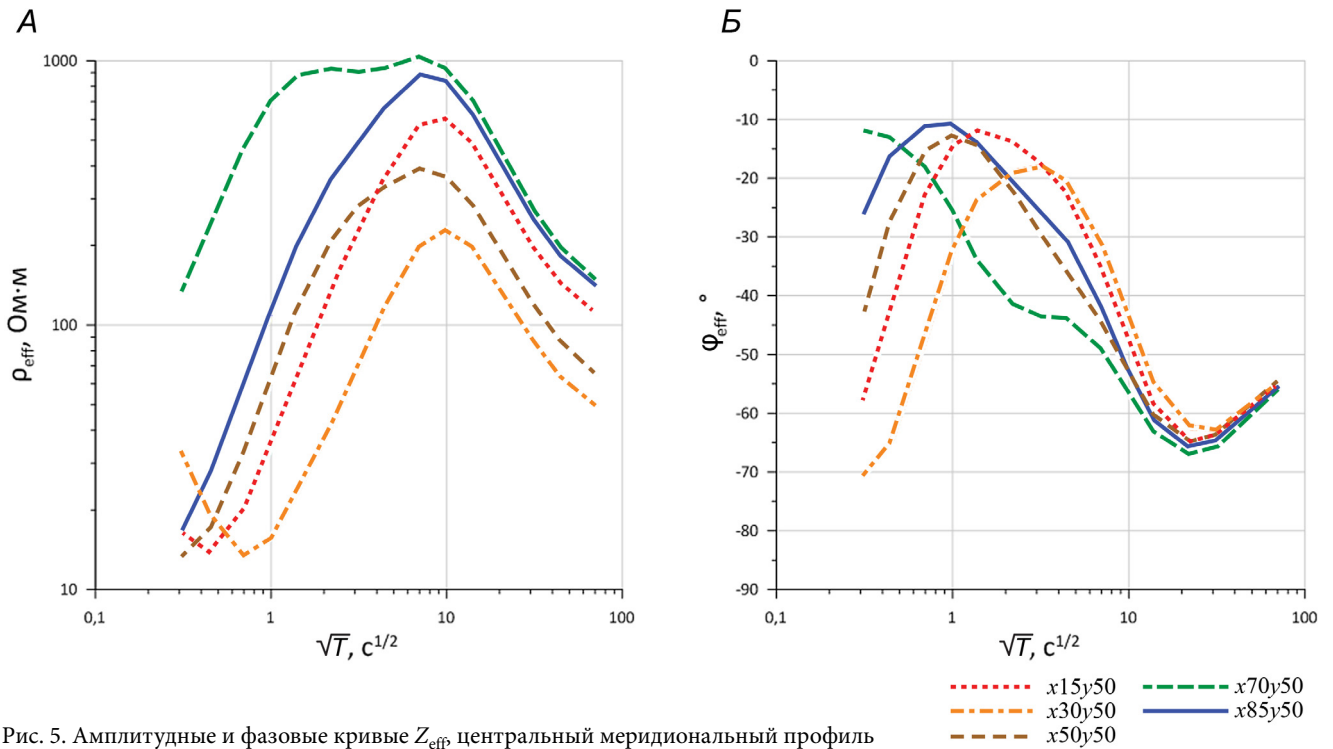


Рис. 5. Амплитудные и фазовые кривые Z_{eff} центральный меридиональный профиль

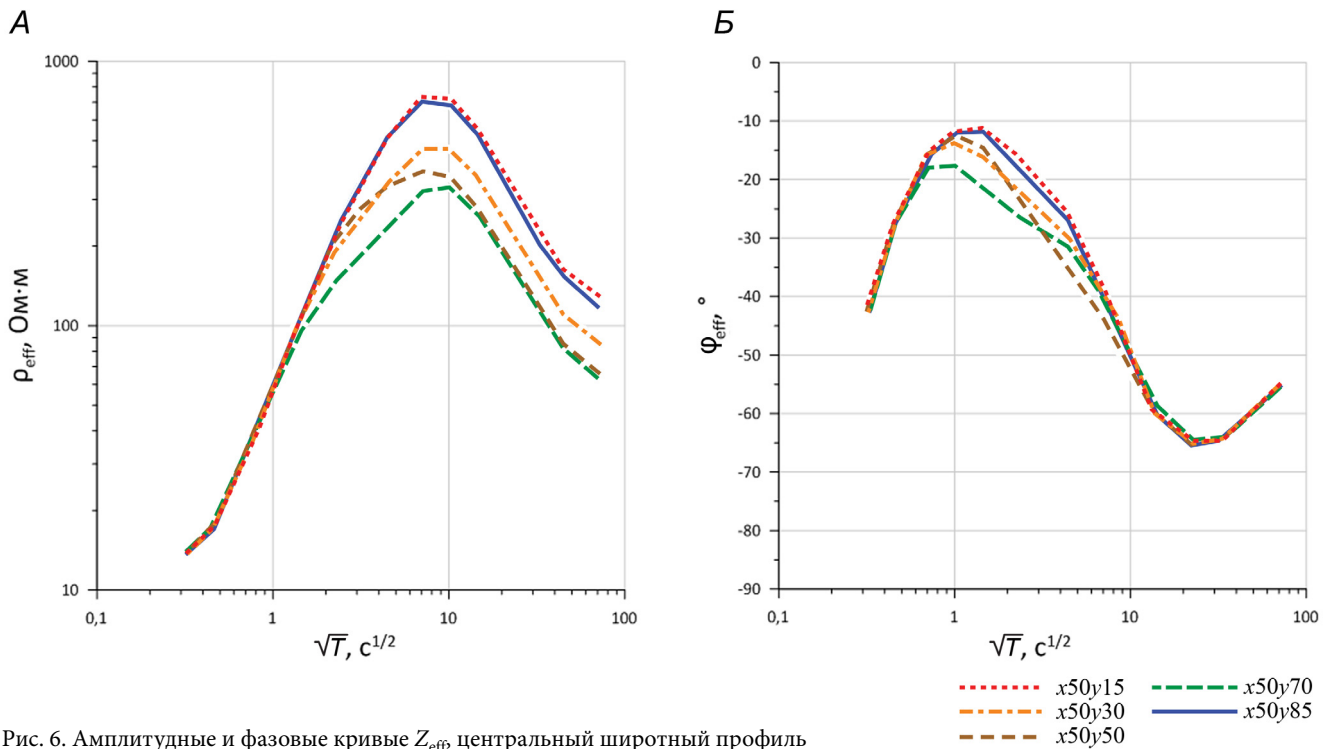


Рис. 6. Амплитудные и фазовые кривые Z_{eff} центральный широтный профиль

структурах. Передаточные функции, основанные на магнитной составляющей МТ поля, в меньшей степени подвержены данным искажениям.

Анализ типпера (матрицы Визе-Паркинсона). Матрица типпера связывает вертикальную компоненту магнитного поля с горизонтальными, что дает возможность надежно определять положение глубинных протяженных проводящих тел [Wiese, 1962; Parkinson, 1959]:

$$H_z = W_{zx}H_x + W_{zy}H_y, \quad (5)$$

[W] обладает высокой чувствительностью к неоднородностям, расположенным в стороне от точки наблюдения, и на больших периодах практически не подвержен влиянию приповерхностных неоднородностей.

По построенным картам нормы $\|W\|$ на периодах до 20 с отмечаются аномалии, которые хорошо коррелируются с положениями поднятия и прогиба в осадочном чехле (рис. 9). С $T=20$ с на карте отчетливо выявляется аномалия от юго-восточной

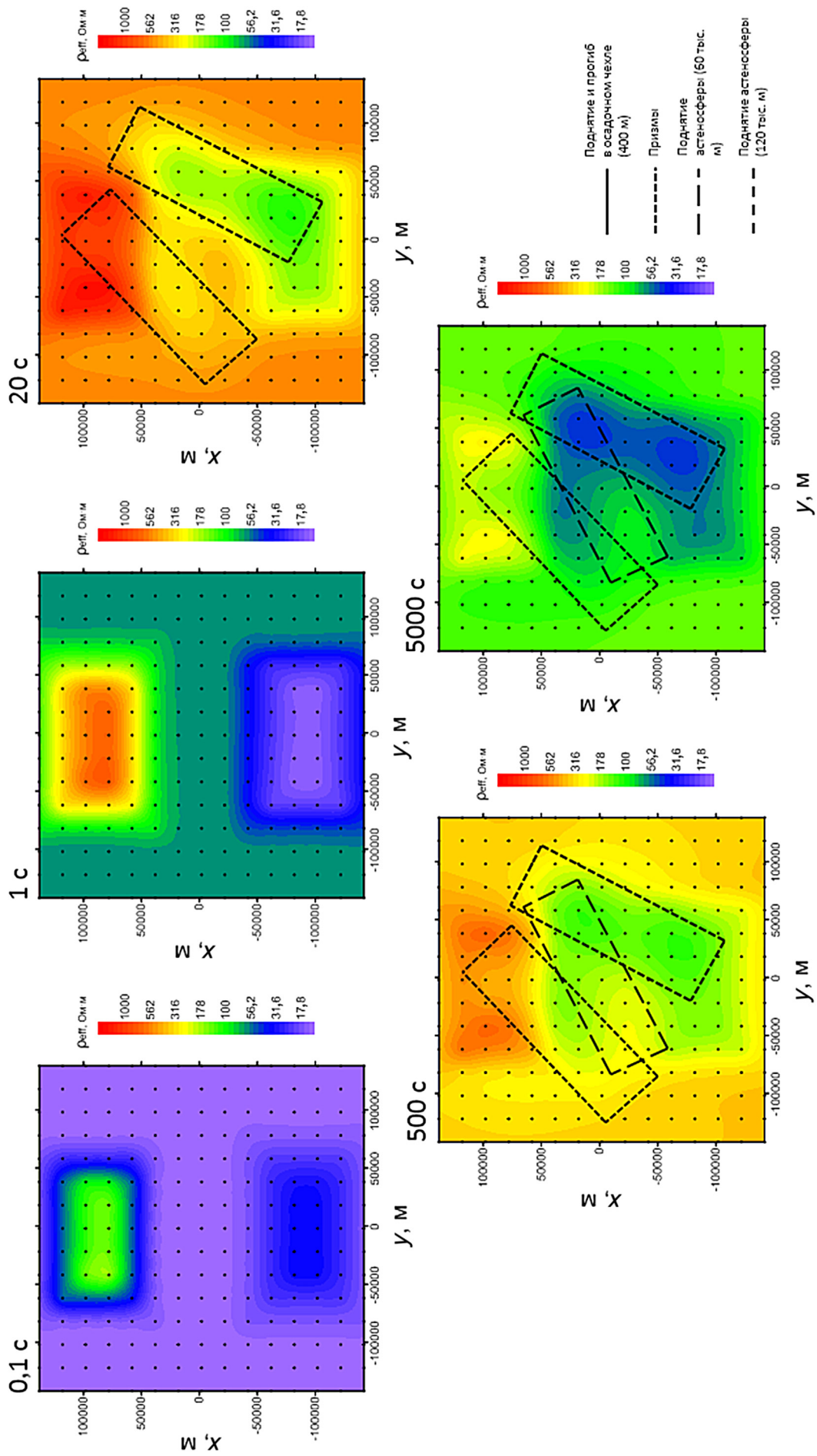


Рис. 7. Карты аномалий ΔH

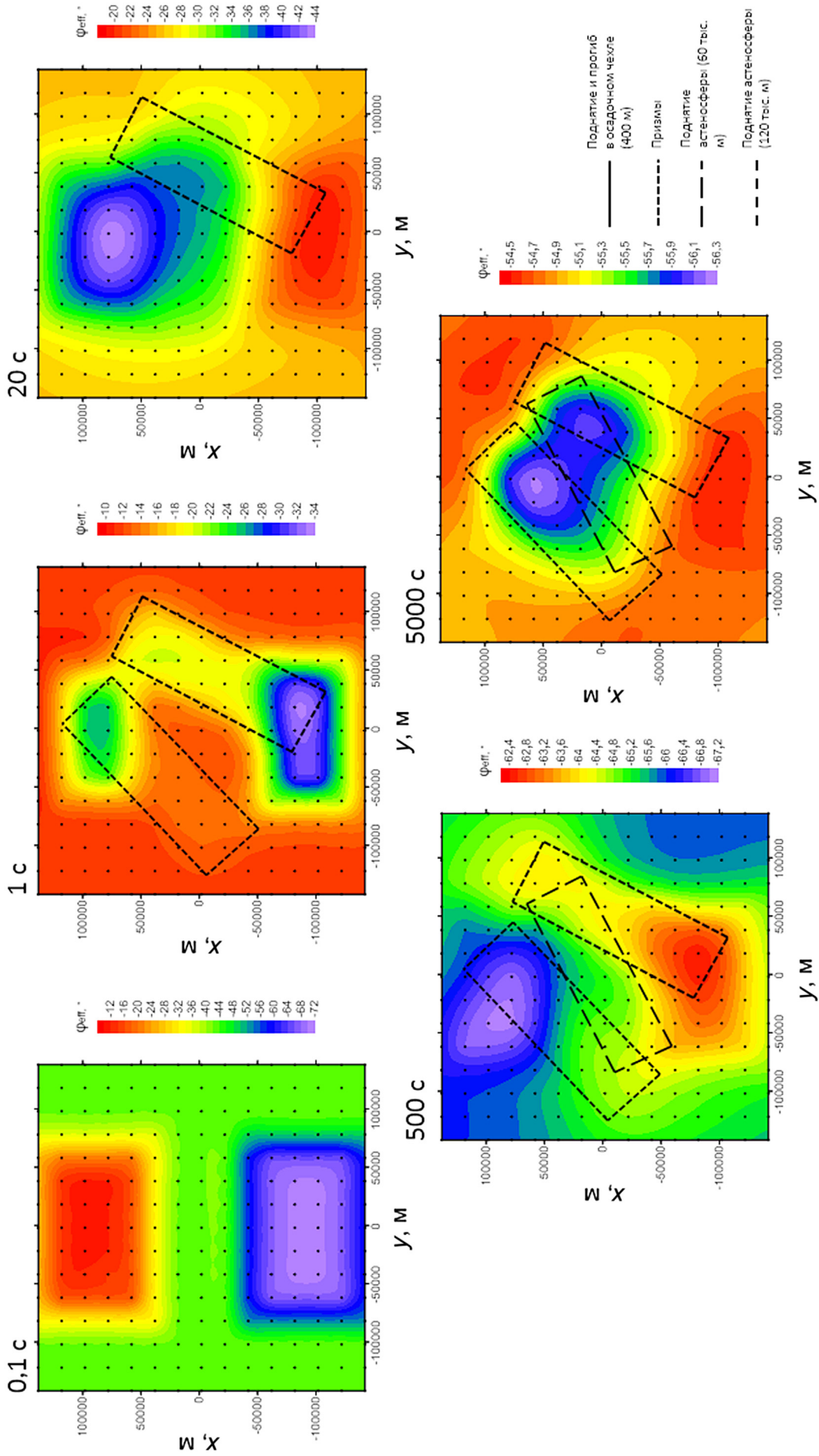


Рис. 8. Карты аномалий $\Phi_{эфф}$

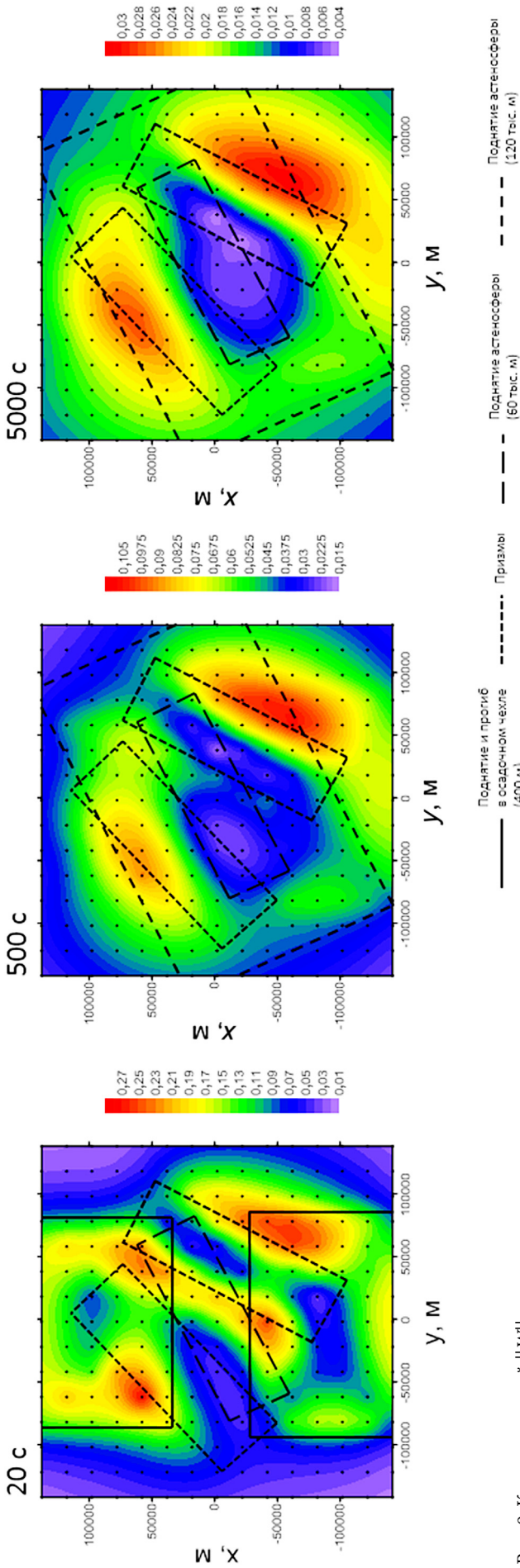


Рис. 9. Карты аномалий $||W||$

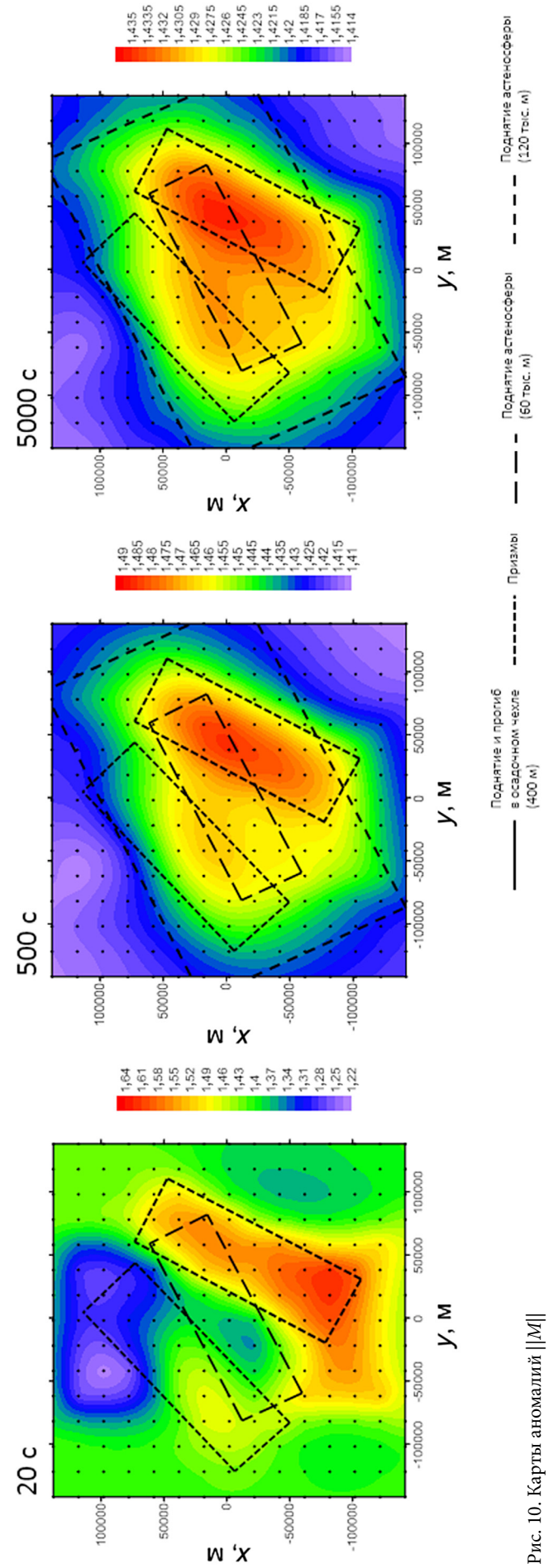


Рис. 10. Карты аномалий $||M||$

призмы. В данном случае, следует отметить, что для такой вытянутой структуры довольно точно указывается местоположение оси тока, так как над ней $\|W\|$ стремится к нулю. Также с ростом периода сильнее проявляется аномалия от северо-западной призмы, несмотря на ее искажение, вызванное влиянием высокоомного поднятия в осадочном чехле.

Анализ магнитного тензора. Другой передающей функцией, определяемой только по магнитному полю, является (горизонтальный) магнитный тензор. Он связывает горизонтальные поля в рядовой и базовой (B) точках наблюдения [Варенцов и др., 2003]:

$$\begin{aligned} H_x &= M_{xx}H_x^B + M_{xy}H_y^B, \\ H_y &= M_{yx}H_x^B + M_{yy}H_y^B, \end{aligned} \quad (6)$$

Во избежание искажающего эффекта на наблюдаемые данные желательно, чтобы базовая точка находилась над горизонтально-однородной средой.

В 2D среде может использоваться компонента, связанная с токами, поляризованными вдоль структур, а в 3D среде все четыре компонента $[M]$ являются информативными. В отличие от $[W]$, $[M]$ чувствителен к структурам, непосредственно расположенным под точкой наблюдения.

По построенным картам $\|M\|$ можно также выделить аномалии, которые отчетливо коррелируются с положениями поднятия и прогиба в осадочном чехле (рис. 10). Кроме того, с $T=20$ с на карте так же довольно однозначно отмечается аномалия от юго-восточной призмы. При этом аномалия от северо-западной призмы усиливается по мере увеличения периода. На периоде 5000 с, вероятно, проявляется и поднятие проводящей астеносферы.

Анализ чувствительности к отдельным геоэлектрическим структурам. Как мы видим, различные геоэлектрические структуры проявляются в МТ данных с разной интенсивностью, приповерхностные — ярче, глубинные — слабее. Чтобы оценить вклад каждой структуры и предварительно оценить возможность ее выделения при решении обратной задачи, нами были определены максимальные чувствительности различных компонент МТ данных к основным геоэлектрическим структурам.

Для вычисления максимальной чувствительности мы сравнивали два набора данных, первый — отвечающий фоновой горизонтально-слоистой среде, и второй — отвечающий погруженной в тот же разрез структуре. Далее вычислялась максимальная (по всем точкам МТЗ на данном периоде) разность между полученными фоновым и аномальным значениями компоненты МТ данных. В качестве таких компонент рассматривались инварианты ρ_{eff} и φ_{eff} а также нормы матриц $\|W\|$, $\|M\|$ и $\|T\|$.

Результаты представлены в виде таблиц, где зеленым цветом отмечена высокая чувствительность компоненты на данном периоде, желтым — средняя, красным — низкая, то есть в пределах типичной погрешности наблюдений.

Анализируя полученные результаты, можно видеть, что поднятие и прогиб фундамента для всех параметров выявляются практически на всем представленном диапазоне периодов (табл. 1). Исключением является $T=5000$ с, на котором такие параметры, как φ_{eff} , $\|W\|$ и $\|M\|$, уже не чувствительны к данным приповерхностным структурам.

По мере перехода к более глубинным структурам можно видеть, что наиболее «чувствительные» периоды закономерно смещаются от меньших значений к большим. Для юго-восточной призмы рассматриваемые параметры наиболее чувствительны при $T=20$ с (табл. 2), хотя $T=500$ и 5000 с также являются информативными.

Северо-западная призма характеризуется схожим распределением чувствительности МТ данных по периодам (табл. 3). Однако значения вследствие меньшей контрастности и большей глубины залегания примерно в два раза меньше, чем в случае юго-восточной призмы.

Наиболее слабо проявляется астеносферное поднятие, однако его влияние заметно во всех компонентах на периоде 500 с (табл. 4). В фазе импеданса поднятие проявляется и на более коротком периоде, и даже ярче. В компонентах, в которых используется модуль импеданса, то есть в кажущемся сопротивлении и норме теллурического тензора, влияние поднятия сохраняется на периоде 5000 с, тогда как в остальных компонентах оно уже начинает уменьшаться.

Заключение. Нами была составлена 3D геоэлектрическая модель тектоносферы, включающая типичные неоднородности на трех структурных этажах: антиклинальную и синклиналиную формы в осадочном чехле, две протяженные проводящие аномалии в консолидированной земной коре и поднятие проводящего слоя в верхней мантии. Модель отличается реалистичностью и сложностью ввиду плавного изменения глубин границ и различий в азимутах простирающихся вытянутых структур. Для того, чтобы перенести эту модель на детальную 3D сетку, нами были разработаны и реализованы специальный алгоритм.

Вычислив МТ поле с помощью известной программы МТ3DFwd, основанной на методе конечных разностей, мы далее определили основные МТ передающие функции и их инварианты. Анализ изменения этих инвариантов по площади и с увеличением периода колебаний поля позволил исследовать характер аномалий, которые связаны с неоднородностями среды.

Рассчитав чувствительности основных инвариантных параметров по отношению к неоднородностям, мы количественно оценили, какой вклад эти неоднородности вносят в аномалии инвариантных параметров на различных периодах. Результаты свидетельствуют, что все структуры вносят в данные заметный вклад, превышающий типичные погрешности наблюдений, но глубинные структуры проявляются наименее ярко.

В дальнейшем мы планируем использовать представленные в статье данные для оценки эффективности различных методов решения обратных задач.

Таблица 1

Максимальные чувствительности различных компонент МТ данных к поднятию и прогибу фундамента

	Поднятие и прогиб								
	T=0,1 с	T=1 с	T=20 с	T=500 с	T=5000 с				
$\Delta\rho_{\text{эфф}} \%$	100	65	22	17	20	$\Delta\rho_{\text{эфф}} \%$	< 1	< 10	
$\Delta\varphi_{\text{эфф}}^\circ$	32	19	13	1,9	0,26	$\Delta\varphi_{\text{эфф}}^\circ$	< 0,5	< 5	
$\Delta W $	0,095	0,21	0,27	0,046	0,0095	$\Delta W $	< 0,03	< 0,1	
$\Delta M $	0,054	0,145	0,21	0,016	0,0042	$\Delta M $	< 0,03	< 0,1	
$\Delta T $	3,4	3,4	1,1	0,9	0,9	$\Delta T $	< 0,03	< 0,1	

Таблица 2

Максимальные чувствительности различных компонент МТ данных к юго-восточной призме

	Ю-В призма								
	T=0,1 с	T=1 с	T=20 с	T=500 с	T=5000 с				
$\Delta\rho_{\text{эфф}} \%$	0,19	0,8	20	16	20	$\Delta\rho_{\text{эфф}} \%$	< 1	< 10	
$\Delta\varphi_{\text{эфф}}^\circ$	0,26	8	8,5	1,7	0,85	$\Delta\varphi_{\text{эфф}}^\circ$	< 0,5	< 5	
$\Delta W $	8,50E-05	0,0145	0,25	0,075	0,015	$\Delta W $	< 0,03	< 0,1	
$\Delta M $	2,90E-05	0,0075	0,18	0,034	0,008	$\Delta M $	< 0,03	< 0,1	
$\Delta T $	3,40E-03	0,025	0,54	0,5	0,52	$\Delta T $	< 0,03	< 0,1	

Таблица 3

Максимальные чувствительности различных компонент МТ данных к северо-западной призме

	С-З призма								
	T=0,1 с	T=1 с	T=20 с	T=500 с	T=5000 с				
$\Delta\rho_{\text{эфф}} \%$	0,032	1,3	9	6,5	8,5	$\Delta\rho_{\text{эфф}} \%$	< 1	< 10	
$\Delta\varphi_{\text{эфф}}^\circ$	0,0105	1,8	5,4	0,9	0,44	$\Delta\varphi_{\text{эфф}}^\circ$	< 0,5	< 5	
$\Delta W $	4,00E-06	0,0032	0,125	0,036	0,008	$\Delta W $	< 0,03	< 0,1	
$\Delta M $	0	0,0022	0,09	0,018	0,0044	$\Delta M $	< 0,03	< 0,1	
$\Delta T $	5,80E-04	0,036	0,28	0,23	0,25	$\Delta T $	< 0,03	< 0,1	

Таблица 4

Максимальные чувствительности различных компонент МТ данных к поднятию астеносферы

	Поднятие астеносферы								
	T=0,1 с	T=1 с	T=20 с	T=500 с	T=5000 с				
$\Delta\rho_{\text{эфф}} \%$	0	0	0,4	4,4	4,4	$\Delta\rho_{\text{эфф}} \%$	< 1	< 10	
$\Delta\varphi_{\text{эфф}}^\circ$	0	0	5,4	1,25	0,45	$\Delta\varphi_{\text{эфф}}^\circ$	< 0,5	< 5	
$\Delta W $	0	0	0,025	0,046	0,018	$\Delta W $	< 0,03	< 0,1	
$\Delta M $	0	0	0,011	0,048	0,018	$\Delta M $	< 0,03	< 0,1	
$\Delta T $	0	0	0,028	0,125	0,125	$\Delta T $	< 0,03	< 0,1	

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бердичевский М.Н. Основы теории магнитотеллурического профилирования // Прикладная геофизика. 1960. Вып. 28. С. 70–91.
 2. Варенцов И.М., Соколова Е.Ю., Мартанус Е.Р., Наливайко К.В. Система передаточных операторов электромагнитного поля для массива синхронных зондирований BEAR // Физика Земли. 2003. № 2. С. 30–61.
 3. Ковтун А.А., Успенский Н.И. Геоэлектрика. Естественное поле. СПб., 2008. 122 с.
 4. Cantwell T. Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals. Ph.D. Thesis. Cambridge, 1960.
 5. Hobbs B.A. Terminology and symbols for use in studies of electromagnetic induction in the Earth // Surveys in Geophysics. 1992. Vol. 13. P. 489–515.

6. Mackie R.L., Madden T.R., Wannamaker P.E. Three-dimensional magnetotelluric modeling using difference equations — theory and comparison to integral equation solutions // Geophysics. 1993. Vol. 58. P. 215–226.
 7. Parkinson W.D. Direction of rapid geomagnetic fluctuation // Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. 1959. Vol. 2. P. 1–14.
 8. Wiese H. Geomagnetische tiefentellurik, Teil 2, Die streichrichtung der untergrundstrukturen des elektrischen winderstandes, erschlossen aus geomagnetischen variationen // Geofisica Pura e Applicata. 1962. Vol. 52. P. 83–103.

Статья поступила в редакцию 21.08.2023, одобрена после рецензирования 02.10.2023, принята к публикации 22.01.2024