

ПРИМЕНЕНИЕ НЕЛОКАЛЬНЫХ ФУНКЦИЙ ОТКЛИКА ПРИ ГЛОБАЛЬНОМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОМ ЗОНДИРОВАНИИ

В.В. Плоткин, А.Ю. Белинская, П.А. Гаврыш, А.И. Губанов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

Рассмотрены подходы к построению по данным мировой сети обсерваторий карт латерального распределения кажущейся электропроводности на разных временных периодах с помощью введения нелокальных функций электромагнитного отклика и многоточечных передаточных операторов. Поиск латерального распределения кажущейся электропроводности Земли производится за счет согласования между собой зарегистрированных на всех станциях вариаций трех компонент геомагнитного поля. Приведены результаты обработки данных мировой сети за 1964—1968 гг. по суточным геомагнитным S_q -вариациям. Они сопоставлены с аналогичными данными, полученными по 30 мировым геомагнитным бурям за период 1957—2001 гг. Оценены коэффициенты первых членов разложения по сферическим гармоникам латеральной зависимости кажущейся электропроводности Земли на суточном временном периоде.

Верхняя мантия, глобальное магнитовариационное зондирование, латеральная неоднородность, электропроводность, нелокальные функции отклика, многоточечные передаточные операторы.

NONLOCAL RESPONSE FUNCTIONS IN GLOBAL ELECTROMAGNETIC SOUNDINGS

V.V. Plotkin, A.Yu. Belinskaya, P.A. Gavrysh, and A.I. Gubanov

We discuss approaches to mapping lateral apparent conductivity patterns at different periods from magnetic observatory data using nonlocal functions of electromagnetic response and multipoint transfer operators. The distribution of Earth's lateral conductivity is found by correlation of three magnetic field components recorded at all observatories. We processed S_q observatory data for 1964–68 and correlated them to data in 30 magnetic storms for 1957–2001. Using the spherical harmonic analysis, we estimated the coefficients of first harmonics of Earth's apparent conductivity expansion at diurnal time period.

Upper mantle, global MVS, lateral heterogeneity, electrical conductivity, nonlocal response functions, multipoint transfer operators

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время внутреннее строение Земли, пространственные распределения геофизических параметров, а также проходящие в ней геодинамические процессы изучаются в основном методами сейсмической томографии [Woodhouse, Dziewonski, 1984; Gung, Romanowicz, 2004]. Учитывая зависимость электропроводности от температуры [Constable и др., 1992; Heinson, 1999; Gatzemeier, Moorkamp, 2005], весьма актуально привлечь для той же цели электромагнитные методы, поскольку пространственные распределения скоростей упругих волн и такого независимого параметра, как электропроводность, вообще говоря, не обязательно совпадают. Поэтому их сравнение способствовало бы выяснению механизмов электропроводности и ее зависимости от температуры в глубинных областях.

До сих пор электромагнитные методы применяются для исследований лишь глубинной зависимости электропроводности в верхней мантии [Рокитянский, 1981]. Дело в том, что латеральные неоднородности среды и самого поля, возбуждаемого естественным и часто неизвестным источником, существенно затрудняют обработку и интерпретацию данных наблюдений магнитотеллурических (МТЗ) и магнитовариационных (МВЗ) зондирований [Жданов, 1986].

Чтобы преодолеть существующие трудности, нами был реализован метод согласования компонент [Плоткин, 2005], основанный на предположении, что связь между компонентами электромагнитного поля на дневной поверхности в общем случае не является локальной, а определяется трехмерным распределением электропроводности в исследуемом объеме. Решение обратной задачи при таком подходе строится с учетом теоремы единственности — электромагнитное поле внутри некоторого объема определяется горизонтальными компонентами либо электрического, либо магнитного полей на его поверхности [Тамм, 1976]. Имея из эксперимента оба набора компонент, можно согласовывать их распределения на дневной поверхности между собой за счет подбора изменений электропроводности внутри объема.

Как показано в работе [Плоткин, 2005], на суточных и более низких частотах, когда можно пренебречь токами смещения в воздухе, для решения прямой и обратной задачи достаточно данных только по трем

компонентам магнитного поля на дневной поверхности, т. е. достаточно данных наблюдений МВЗ. Основываясь на двухмодовом подходе [Плоткин, 2004] и учитывая малую электропроводность атмосферы, граничные условия на дневной поверхности в этом случае можно представить следующим образом. Для электрической моды справедливо условие равенства нулю вертикальных компонент тока и электрического поля, а для магнитной моды можно использовать данные либо по горизонтальным компонентам, либо по вертикальной компоненте магнитного поля. Указанных данных вполне хватает для единственности решения уравнений электромагнитного поля. Решение обратной задачи и поиск распределения кажущейся электропроводности внутри исследуемого объема осуществляется с помощью согласования данных наблюдений по трем компонентам магнитного поля на всей дневной поверхности.

Таким образом, в качестве нелокального отклика проводящей Земли на ее возбуждение естественным первичным источником, предлагается использовать одновременно весь набор комплексных амплитуд спектра вариаций трех компонент магнитного поля, зарегистрированных на станциях мировой сети. В работе [Плоткин и др., 2007] такая обработка была выполнена применительно к данным по мировым геомагнитным бурям, а впервые этот подход предложен и опробован В.В. Плоткиным при обработке данных наблюдений глобального МВЗ по спокойным S_q -вариациям для простой модели электропроводности Земли [Плоткин, 2005]. Здесь будут представлены результаты выполнения предлагаемого варианта обработки применительно к данным по суточным геомагнитным S_q -вариациям с использованием представления латеральной зависимости кажущейся электропроводности Земли сферическими гармониками и с применением методов оптимизации.

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Аппроксимация данных. Мировая сеть геомагнитных обсерваторий имеет неравномерное распределение точек наблюдения по поверхности Земли. Первая задача, возникающая при использовании метода согласования распределений компонент на дневной поверхности исследуемых вариаций магнитного поля, заключается в аппроксимации на всю сферу данных, полученных со станций. Существует проблема выбора аппроксимирующих сферических функций. В реальной ситуации в регистрируемом поле могут присутствовать сферические гармоники, у которых характерные пространственные масштабы изменения настолько малы, что их амплитуды не могут быть достоверно определены имеющейся редкой мировой сетью, поскольку реализуется эффект наложения или преобразования гармоник высоких порядков в низкие. Вероятно по этой причине, как показывает практика, при расширении аппроксимирующего набора сферических гармоник в сторону высоких порядков оценки амплитуд становятся неустойчивыми.

Интересующие нас поля ионосферных S_q -токов и мировых геомагнитных бурь носят глобальный характер и могут быть хорошо описаны лишь несколькими первыми сферическими гармониками. Возникает задача надежного определения амплитуд этих гармоник и аппроксимации глобальной части поля. Поэтому необходима регуляризирующая процедура фильтрации, устраняющая влияние высших сферических гармоник. В качестве возможного варианта нами предложена процедура многократного усреднения оценок амплитуд, получаемых при разных наборах сферических гармоник [Плоткин и др., 2007]. Для конкретности далее используем сквозную нумерацию сферических гармоник, располагая их в следующем порядке (используются присоединенные полиномы Лежандра в нормировке Шмидта)

$$P_0, P_1^0, P_1^1 \cos(\varphi), P_1^1 \sin(\varphi), P_2^0, P_2^1 \cos(\varphi), P_2^1 \sin(\varphi), P_2^2 \cos(2\varphi), P_2^2 \sin(2\varphi), \dots \quad (1)$$

так что номер функций меняется от 1 до $n(n+2)+1$, где n — некоторый максимально используемый порядок сферических гармоник. Как показал опыт и тестирование этой процедуры [Плоткин и др., 2007] на синтетических данных с реальными распределениями пунктов наблюдений, она обеспечивает стабильность и достоверность итоговых оценок искомым амплитуд сферических функций, описывающих глобальную часть исследуемых полей.

Подбор латерального распределения. Точное решение набора прямых задач в случае трехмерно неоднородных распределений электропроводности требует значительных затрат машинного времени и пока практически не реально [Плоткин, 2004]. Поэтому для расчета теоретических значений измеряемых параметров электромагнитного поля нами использовались приближенные методы. На первом этапе в ходе решения обратной задачи для каждого временного периода отыскивалось наилучшим образом подходящее латеральное распределение кажущейся электропроводности Земли в предположении плавно неоднородной среды. Это означает, что при расчете прямой задачи в каждой географической точке мы пользовались формулами для однородного шара, считая, однако, само поле неоднородным и представляя его суммой всех имеющихся сферических гармоник. При переходе к другой географической точке значение кажущейся электропроводности изменялось в соответствии с ее предполагаемым глобальным латеральным распределением. Среднее значение кажущейся электропроводности для выбранного

временного периода соответствовало известной кривой сопротивлений глобального МВЗ [Рокитянский, 1981]. Для подбора латеральных отклонений кажущейся электропроводности использовались сферические гармоники глобального масштаба порядков $n = 1$ и $n = 2$. Задача заключалась в определении амплитуд этих гармоник, удовлетворяющих условию минимума невязки теоретических и экспериментальных значений выбранных характеристик электромагнитного поля.

В качестве экспериментальных характеристик электромагнитного поля в обсуждаемом подходе использовались наборы амплитуд сферических гармоник, описывающих распределения на дневной поверхности потенциала электрического поля и его радиальной производной для магнитной моды [Плоткин, 2004]. Эти наборы вычислялись по значениям комплексных амплитуд временных гармоник всех трех компонент геомагнитных вариаций, зарегистрированных на мировой сети. По вертикальной компоненте магнитного поля находился сам потенциал, а по горизонтальным компонентам независимо определялась его радиальная производная [Плоткин, 2005].

Теоретические значения потенциала на дневной поверхности вычислялись для текущих моделей электропроводности внутри Земли по экспериментальным значениям радиальной производной потенциала. Соответственно, теоретические значения радиальной производной потенциала на поверхности вычислялись по экспериментальным значениям потенциала при той же модели электропроводности внутри Земли. Поиск минимума целевой функции производился несколькими методами оптимизации, представленными в пакете MatLab. В качестве начальных значений амплитуд латеральных возмущений задавались как нули, так и другие величины. Все эти варианты сказывались лишь на затратах машинного времени и приводили практически к одному и тому же результату.

Понятно, что окончательные выводы при такой технологии могут быть сделаны лишь на основе проверки полученных результатов по точным численным моделям. С этой целью было проведено сравнение результатов расчета электромагнитного поля в одной и той же ситуации в приближении плавно неоднородной среды и по точной программе для двухмодового представления поля [Плоткин, 2004]. Как оказалось, при использованных аппроксимациях латерального распределения электропроводности в Земле и при реально наблюдаемых на земной поверхности распределениях амплитуд спокойных суточных геомагнитных вариаций (и полей мировых геомагнитных бурь) можно говорить о хорошем соответствии результатов расчета по точной программе и в приближении плавно неоднородной среды. Это связано с тем, что в указанных условиях электрическое поле магнитной моды оказывается в десятки раз больше по амплитуде, чем электрическое поле электрической моды [Плоткин и др., 2007], а малая величина поля электрической моды и является условием применимости приближения плавно неоднородной среды.

Многоточечные передаточные операторы. Для повышения достоверности получаемых сведений об электропроводности и ее пространственном распределении внутри Земли были рассмотрены и другие нелокальные функции отклика.

В частности, чтобы оценить возможное влияние на результаты использованной при аппроксимации данных процедуры многократного усреднения, применялся вариант подгонки моделей электропроводности и электромагнитного поля непосредственно к данным о комплексных спектральных амплитудах геомагнитных вариаций на станциях мировой сети. В этом случае также рассматривалось приближение плавно неоднородной среды, и на каждой станции поле рассчитывалось по формулам для однородного шара. Конечно, в глобальном смысле и поле, и электропроводность считались неоднородными по латерали и представлялись в виде разложений по сферическим гармоникам. Поле электрической моды в приближении плавно неоднородной среды является величиной второго порядка малости. Это обстоятельство позволяет не учитывать вклад электрической моды, тем более, что данных о комплексных амплитудах компонент электрического поля геомагнитных вариаций на станциях мировой сети нет. Представляя электропроводность и потенциалы поля магнитной моды в виде рядов по сферическим гармоникам, можно рассчитать теоретические значения этих потенциалов и всех компонент геомагнитного поля на каждой станции с координатами ϑ и φ по формулам (при заданных коэффициентах E_{n_0} и распределении $\sigma(\vartheta, \varphi)$):

$$E^{(0)} = \sqrt{\frac{r}{R}} \sum_n E_{n_0} Y_n(\vartheta, \varphi) \frac{I_{n'+1/2}(kr)}{I_{n'+1/2}(kR)}, \quad k^2 = i\omega\mu_0\sigma(\vartheta, \varphi), \quad H^{(1)} = -\frac{1}{i\omega\mu_0} \frac{\partial E^{(0)}}{\partial r}, \quad (2)$$

$$H_\vartheta = -\frac{1}{i\omega\mu_0 R} \frac{\partial^2 E^{(0)}}{\partial \vartheta \partial r}, \quad H_\varphi = -\frac{1}{i\omega\mu_0 R \sin \vartheta} \frac{\partial^2 E^{(0)}}{\partial \varphi \partial r}, \quad H_r = \frac{1}{i\omega\mu_0 R^2} \Delta_\Omega E^{(0)}.$$

Здесь ω — угловая частота поля, R — средний радиус Земли, а коэффициенты n' зависят от n в соответствии с выбранной нумерацией сферических гармоник (1). Подгонка теоретических и экспериментальных значений комплексных амплитуд трех компонент методами оптимизации приводит к наилучшим представлениям для электромагнитного поля и пространственного распределения электропроводности внутри Земли. Для проверки устойчивости получаемых результатов описанная обработка данных проводилась с

последовательностями рядов сферических гармоник с отличающимся количеством членов (напомним, что поставлена цель — определить вклад лишь глобальных частей пространственных распределений). Таким образом, если в первом подходе этапы аппроксимации данных наблюдений и последующего поиска распределения электропроводности разделялись, то в данном случае они осуществлялись одновременно.

Аппроксимация данных на всю поверхность является ответственным этапом в обсуждаемом подходе, и от методов ее выполнения могут зависеть получаемые результаты. Как уменьшить влияние этого этапа при обработке данных? С другой стороны, синхронная площадная съемка данных по вариациям электромагнитного поля требует больших временных и материальных затрат. Как их уменьшить, можно ли разнести во времени измерения на разных пунктах?

Как известно, чтобы исключить влияние источника традиционно используется аппарат тензора импеданса, а также других локальных передаточных операторов. Это позволяет определять тензор импеданса в каждом пункте независимо, в том числе во времени. Однако, если поле и среда обладают сложной пространственной структурой и не подчиняются модели Тихонова—Каньяра, необходимо учесть нелокальность электромагнитного отклика среды. Чтобы и в этом случае использовать механизм передаточных операторов, можно обобщить представления о них, в частности, ввести понятие о многоточечных передаточных операторах, связывающих компоненты электромагнитного поля в нескольких точках. С учетом сказанного ранее, в нашем случае для электромагнитного поля можно ввести матрицу \hat{M} , описывающую связи между вертикальными $H_r(\vartheta_i, \varphi_i)$ и горизонтальными $H_\vartheta(\vartheta_i, \varphi_i)$ и $H_\varphi(\vartheta_i, \varphi_i)$ компонентами поля геомагнитных вариаций в нескольких пунктах ($i = 1, \dots, N$):

$$\begin{pmatrix} H_r(\vartheta_1, \varphi_1) \\ \dots \\ H_r(\vartheta_N, \varphi_N) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} M_{1,1} & M_{1,N} & M_{1,N+1} & M_{1,2N} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ M_{N,1} & M_{N,N} & M_{N,N+1} & M_{N,2N} \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} H_\vartheta(\vartheta_1, \varphi_1) \\ \dots \\ H_\vartheta(\vartheta_N, \varphi_N) \\ \dots \\ H_\varphi(\vartheta_1, \varphi_1) \\ \dots \\ H_\varphi(\vartheta_N, \varphi_N) \end{pmatrix}. \quad (3)$$

Такой выбор можно объяснить тем, что электромагнитное поле полностью определяется заданием либо вертикальной, либо горизонтальных компонент магнитного поля на всей поверхности Земли. Вводимая связь между компонентами в нескольких точках отражает это обстоятельство. Подчеркнем, что соотношение (3) справедливо для произвольного поля и любой модели среды. Однако переход от значений поля на всей поверхности к значениям в дискретных точках, безусловно, накладывает определенные ограничения на величину пространственных градиентов полей. В этом смысле связи (3) лишь приближенно описывают истинные соотношения между величинами компонент в точках наблюдений. Степень этого приближения можно попытаться оценить, если рассмотреть способы вычисления теоретических значений этой матрицы.

Произвольно неоднородное поле на поверхности Земли может быть представлено в виде бесконечного разложения по сферическим гармоникам. Для случая плавно неоднородной среды, когда можно ограничиться рассмотрением только магнитной моды, ее потенциал, представленный в виде такого ряда с ограниченным количеством членов, позволяет вычислять по (2) все три компоненты магнитного поля в любой из рассматриваемых точек. Задавая каждый раз потенциал поля в виде одного члена такого ряда, можно получить систему уравнений относительно коэффициентов матрицы \hat{M} . Ясно, что для определения каждой строки матрицы \hat{M} из $2N$ коэффициентов столько же раз понадобится брать представление потенциала отдельными сферическими гармониками. Каждая строчка матрицы \hat{M} связывает вертикальную компоненту магнитного поля на выбранной станции со значениями горизонтальных компонент этого поля на других станциях. Из соображений ослабления влияния удаленных объемов среды на поле в данном месте можно заключить, что оно в большей степени должно определяться лишь соседним ближайшим окружением выбранной точки. Ясно, что быстрого возможных пространственных изменений поля определяется наивысшим порядком взятых для его представления сферических гармоник. Отсюда можно сформулировать некоторый аналог теоремы Котельникова: на заданной системе точек возможно адекватное представление поля лишь с ограниченными пространственными градиентами. Для N точек наивысший возможный порядок сферических гармоник будет определяться членом ряда с номером $2N$, если использовать весь предыдущий их набор (1). Из сказанного следует, что для расчета матрицы \hat{M} при произвольном количестве станций, можно разбить их на несколько групп с центральными базовыми станциями.

Каждая такая группа должна удовлетворять условию равенства ее численности удвоенному количеству используемых сферических гармоник. Выбор N определяется предполагаемой быстротой пространственных изменений исследуемого поля. Количество точек наблюдения и их расположение должно адекватно отражать эти пространственные изменения. Можно показать, что, если ограничиться рассмотрением полей, представляемых рядами сферических гармоник не выше заданного порядка, соотношения (3) справедливы для любого поля в этом классе.

Отсюда возникает задача экспериментального определения компонент матрицы \hat{M} . При этом синхронные измерения необходимы лишь на части станций, а весь эксперимент можно растянуть во времени. Конечно, для определения коэффициентов даже одной строки матрицы \hat{M} , соответствующей базовой центральной станции отдельно взятой группы сети, необходимы достаточно длительные синхронные временные ряды наблюдений, которые, однако, допускают перерывы в работе. Это нужно, чтобы составить переопределенную систему уравнений относительно всех коэффициентов выбранной строки матрицы \hat{M} . Каждое из таких уравнений, относящихся к нескольким последовательным интервалам времени ряда наблюдений, отражает связи между компонентами в одних и тех же точках Земли при разном (изменяющемся во времени) источнике электромагнитного поля. Предполагается, что за время проведения всего эксперимента в целом сам исследуемый объем в среде не претерпит каких-либо заметных изменений.

Решение обратной задачи по определению подходящей модели среды можно провести двумя путями. С одной стороны, при поиске модели среды можно минимизировать расхождения между теоретическими и экспериментальными значениями самой матрицы \hat{M} . Ясно, что для этого прежде необходимо провести длительный эксперимент и получить все компоненты \hat{M} . С другой стороны, получены синхронные временные ряды наблюдений за тремя компонентами поля геомагнитных вариаций, выполненные на станциях мировой сети обсерваторий. Варьируя распределение электропроводности в Земле методами оптимизации, можно искать подходящую теоретическую матрицу \hat{M} для выполнения соотношений (3) между экспериментально найденными амплитудами компонент с наименьшими невязками. В этом случае в качестве теоретического нелокального отклика исследуемого объема среды на его электромагнитное возбуждение используется обсуждаемая матрица \hat{M} . В частности, по экспериментальным значениям горизонтальных компонент на станциях с помощью варьируемой теоретической матрицы \hat{M} можно вычислять предполагаемые (теоретические) значения вертикальных компонент, а далее минимизировать их расхождение с данными эксперимента.

В случае МТЗ, когда дополнительно есть экспериментальные данные по компонентам электрического поля, можно записать аналогично (3) выражения для матрицы \hat{Z} многоточечного импеданса, связывающей горизонтальные компоненты электрического поля $E_g(\vartheta_i, \varphi_i)$ и $E_\varphi(\vartheta_i, \varphi_i)$ и горизонтальные компоненты $H_g(\vartheta_i, \varphi_i)$ и $H_\varphi(\vartheta_i, \varphi_i)$ магнитного поля на всех пунктах наблюдения.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ

Комплексные амплитуды спектра временных гармоник на пунктах мировой сети находились по рядам наблюдаемых геомагнитных вариаций методом быстрого преобразования Фурье с применением временного окна Хэмминга для устранения краевых эффектов. Ряды наблюдений были получены через Интернет из Мировых Центров Данных (Copenhagen, <http://web.dmi.dk/projects/wdccc1>; Kyoto, <http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp>). По описанной методике были обработаны записи геомагнитных вариаций с длительностью 60 сут (30 сеансов) и 360 сут (5 сеансов) за 1964—1968 гг. и использованы для анализа данных по геомагнитным вариациям с суточным периодом. Кроме того, с целью сопоставления и изучения данных по геомагнитным вариациям с большими периодами (от 1 до 6 сут) были обработаны также 30 сеансов длительностью 60 сут за 1957—2001 гг. по 30 мировым геомагнитным бурям, разделенным на две равноценные группы (табл. 1 и 2).

Таблица 1.

№ п/п	Интервал анализа (день, месяц, год)	Количество станций	$\max(D_{st})$, нТл
1	21.01.1957—21.03.1957	36	159
2	29.08.1957—27.10.1957	79	203
3	11.01.1958—11.03.1958	81	226
4	08.06.1958—06.08.1958	81	189
5	05.08.1958—03.10.1958	81	179
6	12.03.1959—10.05.1959	77	193
7	28.08.1965—26.10.1965	121	34
8	17.05.1965—15.07.1965	121	45
9	18.03.1965—16.05.1965	119	80
10	19.04.1967—18.06.1967	79	240
11	19.05.1967—18.07.1967	79	240
12	03.03.1970—02.05.1970	77	150
13	11.02.1989—11.04.1989	91	225
14	19.08.1989—17.10.1989	91	163
15	20.09.1989—18.11.1989	91	191

Таблица 2.

№ п/п	Интервал анализа (день, месяц, год)	Количество станций	$\max(D_{sp})$, нТл
1	22.03.1976—20.05.1976	74	142
2	01.04.1977—28.08.1977	76	60
3	19.08.1978—17.10.1978	69	139
4	25.01.1982—25.03.1982	89	165
5	11.07.1982—08.09.1982	85	210
6	05.02.1986—05.04.1986	77	164
7	23.07.1990—20.09.1990	76	96
8	17.03.1991—15.05.1991	66	194
9	12.10.1991—10.12.1991	62	223
10	19.01.1992—18.03.1992	62	162
11	25.03.1995—23.05.1995	92	82
12	18.10.1997—16.12.1997	98	88
13	08.09.1999—06.11.1999	102	134
14	01.03.2001—29.04.2001	88	211
15	17.09.2001—15.11.2001	96	202

Для учета вклада неоднородностей электропроводности приповерхностных слоев, которые также могут влиять на величину кажущейся электропроводности Земли на рассматриваемых периодах [Kuvshinov и др., 2002], использовались численные данные об их интегральной проводимости, взятые из упомянутой работы.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Тестирование алгоритма и программ обработки проводилось по синтетическим данным, приближенным к реальности. Задавалось несколько моделей глобальной латеральной неоднородности электропроводности, а также распределение потенциала электрического поля магнитной моды на дневной поверхности, близкое к потенциалу, наблюдаемому на суточных геомагнитных вариациях. Для этой ситуации вычислялась радиальная производная потенциала на земной поверхности, рассчитывались значения комплексных амплитуд спектра временных гармоник вариаций всех компонент вектора магнитного поля на пунктах наблюдений мировой сети для их реального расположения. Далее полученные „экспериментальные“ данные обрабатывались по описанной

методике для изучения возможностей восстановления исходных латеральных распределений электропроводности. В частности, проверялось, как восстанавливаются особенности латерального распределения электропроводности, локализованные в областях с редким покрытием станций сети. Для примера на рис. 1, А приведено одно из таких задававшихся тестовых распределений кажущейся электропроводности, а на рис. 1, Б — результат его восстановления при положениях станций мировой сети. Тестирование показало, что „перемещение“ характерного пятна повышенной кажущейся электропроводности практически не сказывается на результатах его восстановления, что указывает на правильность настройки используемого пространственного фильтра.

В ходе обработки реальных данных для каждого из указанных сеансов были получены латеральные распределения кажущейся электропроводности Земли на суточном периоде, которые затем усреднялись по всем сеансам. Были построены карты средних распределений кажущейся электропроводности по 60-суточным сеансам и отдельно по 360-суточным сеансам. Эти карты не имеют существенных отличий, поэтому на рис. 2 для примера приведена только карта, полученная по 360-суточным сеансам. Отметим более устойчивый характер оценок одних и тех же параметров искомым моделям в более длительных сеансах, что можно объяснить возрастанием в этом случае отношения сигнал/шум.

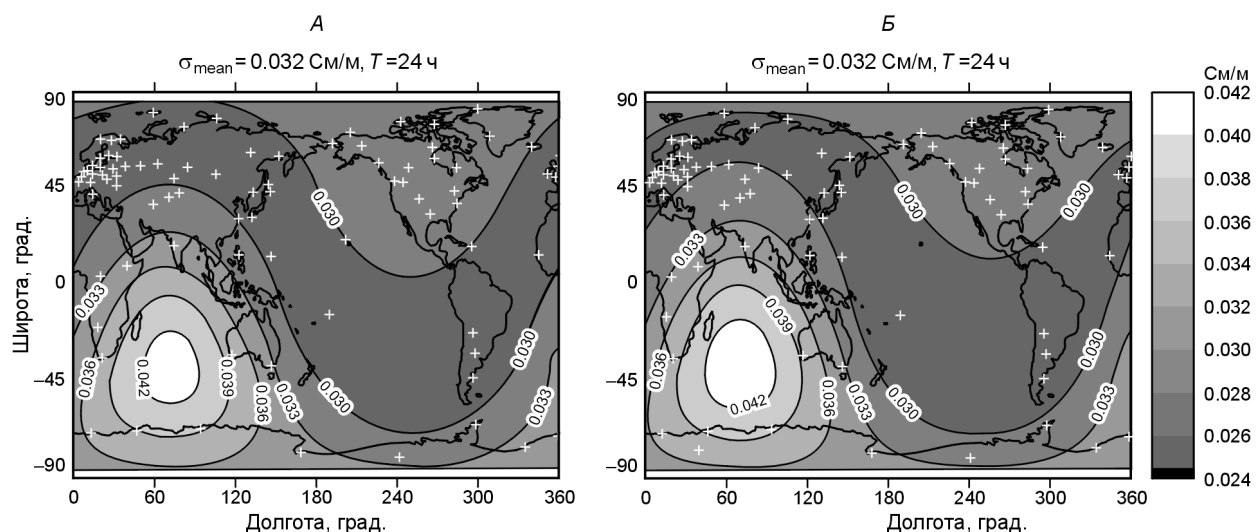


Рис. 1. Карта кажущейся электропроводности Земли.

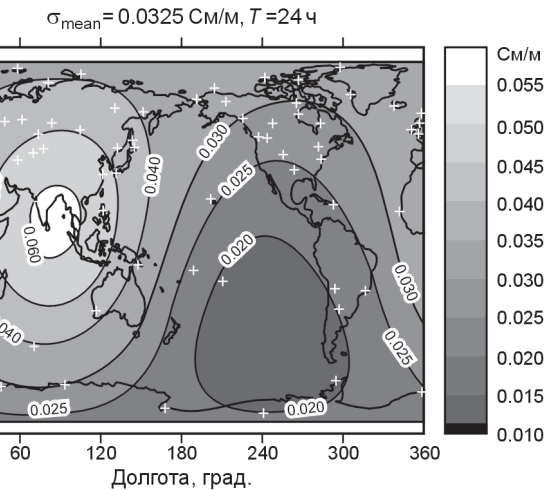
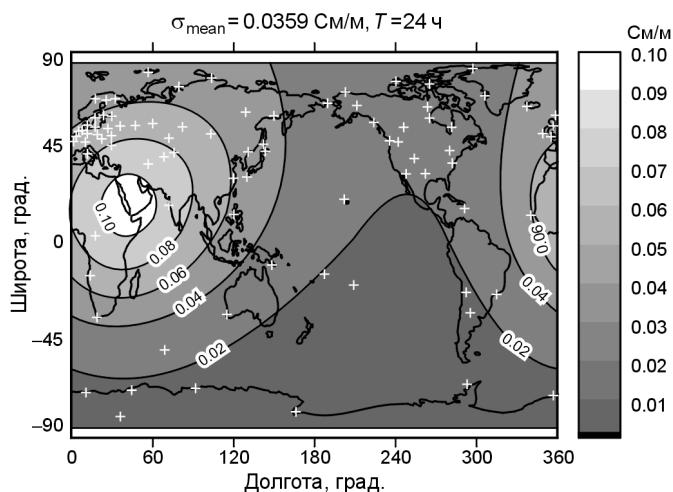
А — пример тестового распределения. Белыми крестиками показаны станции мировой сети. Б — результат восстановления тестового распределения, представленного на части А.

Рис. 2. Карта кажущейся электропроводности на поверхности Земли по данным глобального МВЗ для S_q -вариаций.

Для оценки вклада неоднородно проводящих приповерхностных слоев (континентов, морей и океанов) в латеральные распределения кажущейся электропроводности на суточном периоде расчеты теоретических значений оптимизируемых характеристик поля при решении прямых задач проводились для двухслойной по глубине модели Земли. Верхний слой толщиной 10 км с заданным в соответствии с работой [Kuvshinov et al., 2002] латеральным распределением продольной проводимости моделировал неоднородные приповерхностные слои Земли. С учетом этого слоя в процессе оптимизации отыскивалось латеральное распределение кажущейся электропроводности в нижнем слое. Так были обработаны данные по 360-суточным сеансам. Полученное по ним среднее латеральное распределение кажущейся электропроводности глубинных слоев Земли приведено на рис. 3. Качественно карты оказываются похожими. Однако можно видеть и некоторые изменения (смещение пятна повышенных значений ближе к африканскому континенту, изменение диапазона значений кажущейся электропроводности в сравнении с распределением, приведенным на рис. 2).

Далее представим результаты другого варианта обработки данных. В этом случае выполнялась подгонка сразу всех экспериментально найденных комплексных спектральных амплитуд трех компонент геомагнитных вариаций на станциях к их теоретическим значениям в соответствии с моделями поля (2) и электропроводности, перебираемыми методами оптимизации. Для случая однородной Земли были определены оптимальные значения ее кажущейся электропроводности, а также параметров пространственной модели полного магнитного поля на земной поверхности. Найденные таким образом модули амплитуд разложения магнитного потенциала $R \cdot H^{(1)}$ (2) по сферическим гармоникам приведены на рис. 4. Отражены результаты обработки годовых файлов данных за 1964—1968 гг. для периодов 24 и 12 ч. Совместно с маркерами кривых для каждого года и периода указаны полученные кажущиеся сопротивления. Можно отметить меньший разброс этой величины, получаемый при нашем варианте обработки, если сравнить его с известными литературными данными [Рокитянский, 1981]. Результаты оптимизации приведены на рис. 5, где показаны экспериментальные (пунктир) и теоретические (сплошная линия) комплексные амплитуды S_q -вариаций по станциям ($T = 12$ ч, 1964) в найденном минимуме целевой функции.

При последующем дополнительном введении в эту процедуру обработки модели латеральных изменений электропроводности (4) наблюдаются небольшие отклонения получаемых амплитуд поля от случая однородной Земли. Для сравнения на рис. 4 сплошной линией приведена одна такая кривая для 1968 г. и периода 12 ч. Сами латеральные распределения электропроводности, получаемые в этом варианте, близки к карте, приведенной на рис. 2.



Для сопоставления на рис. 6 приведены результаты, полученные по данным о мировых геомагнитных бурях (две группы) для временного периода, близкого к суточному. Они показаны как для первой группы (см. табл. 1) [Плоткин и др., 2007]), так и для второй (см. табл. 2), найденные в последующем таким же образом. На рис. 7 приведены величины x_k для представления латеральной

Рис. 3. Карта кажущейся электропроводности Земли под приповерхностными слоями, взятыми согласно модели [Kuvshinov et al., 2002] по данным глобального МВЗ для S_q -вариаций.

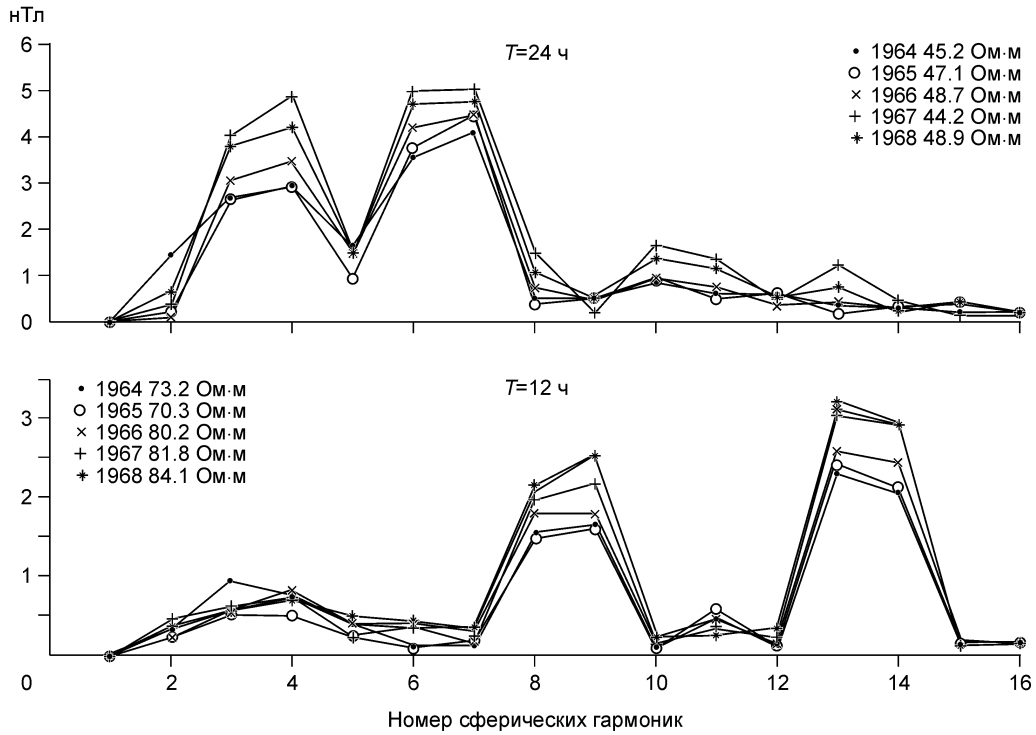


Рис. 4. Модули амплитуд в разложении магнитного потенциала S_q -вариаций по сферическим гармоникам, найденные методами оптимизации по годовым файлам данных.

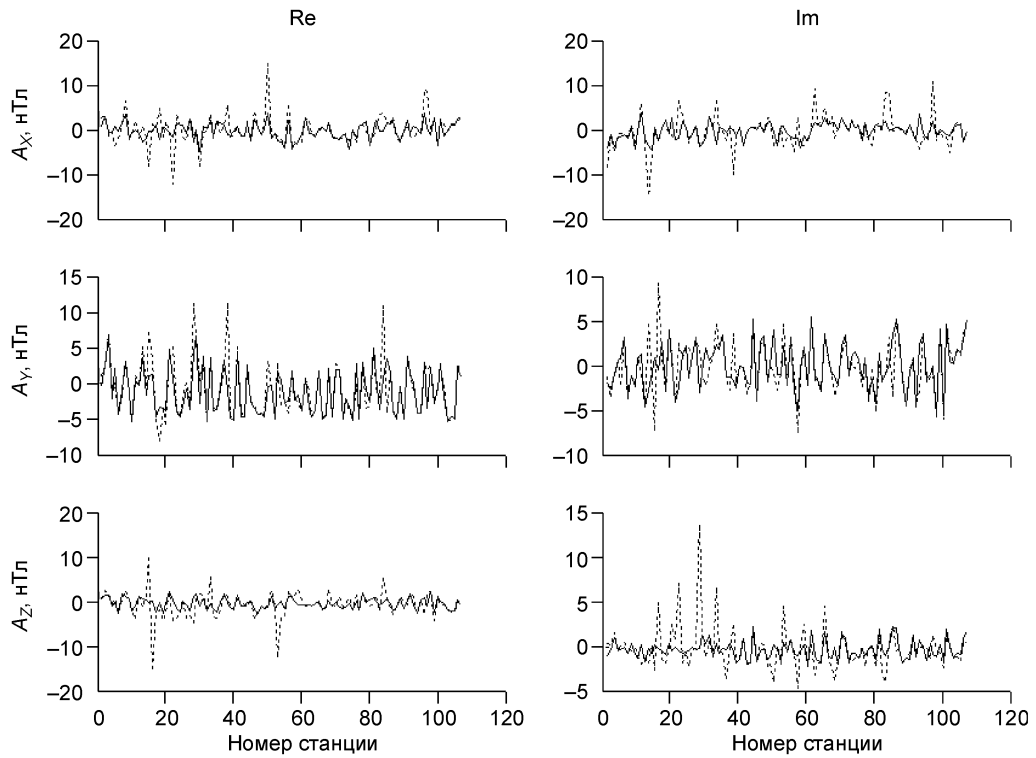


Рис. 5. Экспериментальные (пунктир) и теоретические (сплошная линия) комплексные амплитуды S_q -вариаций по станциям ($T = 12 \text{ ч}$, 1964) в минимуме целевой функции.

Рис. 6. Кажущаяся электропроводность Земли по данным глобального МВЗ для мировых геомагнитных бурь (две группы по 15 бурь).

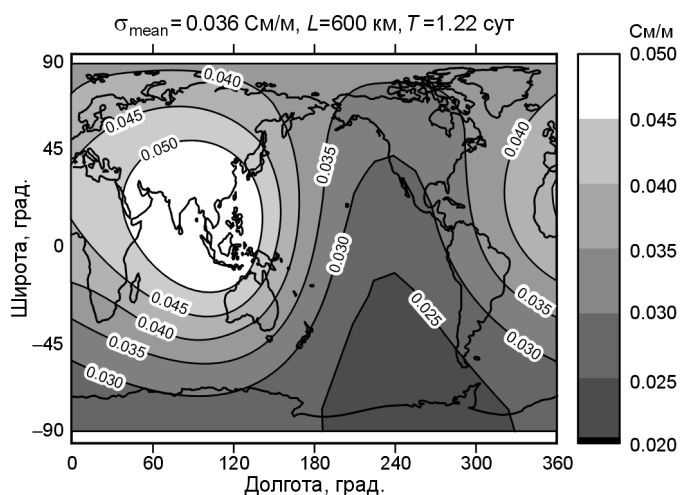
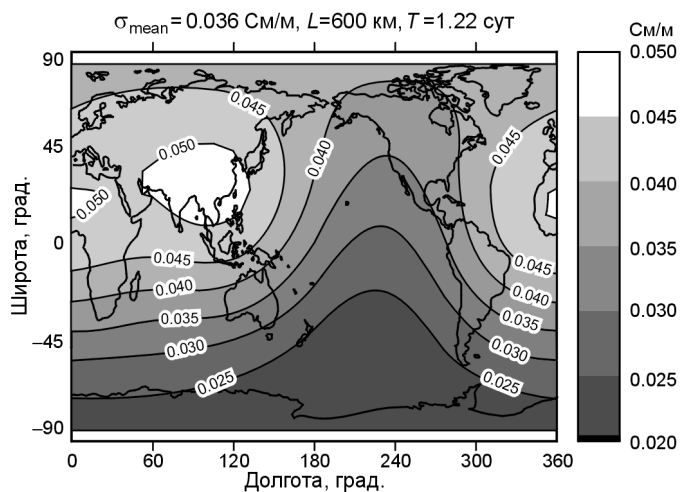
неоднородности кажущейся электропроводности, полученные усреднением по всем 30 мировым бурям ($T = 1.22$ сут, сплошная линия) и по годовым файлам S_q -вариаций за 1964—1968 гг. ($T = 1$ сут, пунктир):

$$\sigma(\vartheta, \varphi) = \sigma_0 \exp \left[\sum_{k=2}^9 x_k Y_k(\vartheta, \varphi) \right]. \quad (4)$$

Здесь $Y_k(\vartheta, \varphi)$ — сферические гармоники из (1), σ_0 — базовое значение кажущейся электропроводности Земли.

Рассматривая приведенные карты, можно говорить о некотором наблюдаемом сходстве найденных по разным данным и разными способами латеральных распределениях кажущейся электропроводности Земли на анализируемых временных периодах. Тем не менее следует отметить предварительный характер полученных распределений кажущейся электропроводности Земли и необходимость их дальнейших детальных исследований.

В заключение для сравнения на рис. 8 приведены полученные с помощью сейсмо-томографии карты отклонений групповых скоростей поверхностных сейсмических волн от модели PREM [Dziewonski, Anderson, 1981] (в %, для волн Лява и волн Рэлея, по [Larson, Ekstrom, 2001]). Их видимое сходство с полученными данными глобального электромагнитного зондирования, описанными в настоящей работе, также убеждает в необходимости продолжения этих работ.



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При интерпретации данных электромагнитного зондирования в площадном варианте в качестве нелокальных функций отклика можно применять многоточечные передаточные операторы, описывающие связи между компонентами поля в нескольких пунктах наблюдения.

С помощью нелокальных функций отклика для модели однородной Земли по S_q -вариациям определены оптимальные значения кажущейся электропроводности на периодах 24 и 12 ч с меньшим разбросом величины в сравнении с известными данными [Рокитянский, 1981].

Получены оценки параметров пространственных моделей полного электромагнитного поля

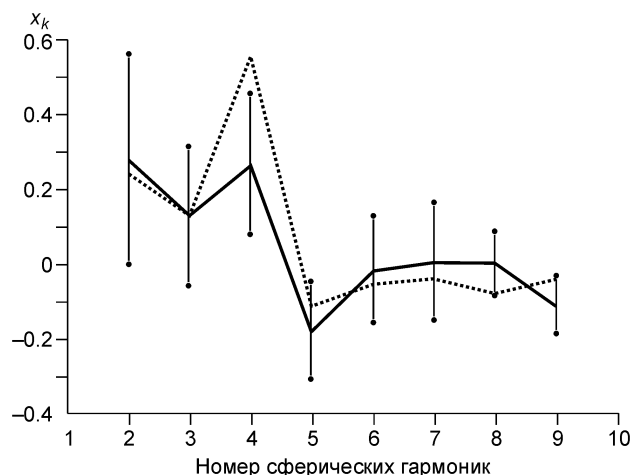


Рис. 7. Коэффициенты x_k для оптимальных моделей представления латеральной неоднородности кажущейся электропроводности Земли по данным глобального МВЗ для 30 мировых геомагнитных бурь (сплошная линия, $T = 1.22$ сут) и для S_q -вариаций (пунктир, $T = 1$ сут).

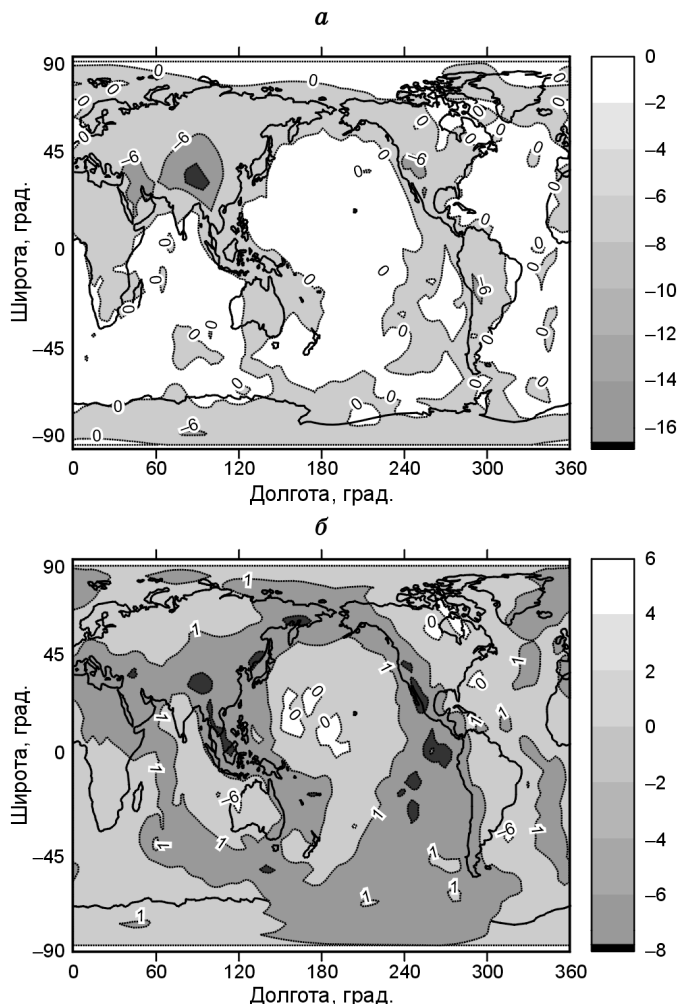


Рис. 8. Латеральное распределение отклонений групповых скоростей поверхностных сейсмических волн от модели PREM [Dziewonski, Anderson, 1981] (в %, *a* — для волн Лява, *б* — для волн Рэлея, $T = 70$ с, по [Larson, Ekstrom, 2001]).

суточных геомагнитных S_q -вариаций на земной поверхности, как для случая однородной Земли, так и с учетом латеральных изменений электропроводности.

По результатам обработки данных о геомагнитных вариациях и мировых геомагнитных бурях построены карты предполагаемых латеральных распределений кажущейся электропроводности Земли на суточном временном периоде.

Оценены коэффициенты первых членов разложения по сферическим гармоникам латеральной зависимости кажущейся электропроводности Земли на суточном временном периоде.

Проведен учет вклада неоднородно проводящих приповерхностных слоев по модели [Kuvshinov et al., 2002] в получаемые латеральные распределения кажущейся электропроводности Земли на суточном временном периоде с помощью двухслойных по глубине моделей Земли.

Авторы выражают благодарность М.И.Эпову, В.Д. Суворову за внимание к работе и

полезные советы, А.В. Кувшинову, любезно предоставившему численные данные о продольной проводимости приповерхностных слоев.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 04-05-64074). Данные по магнитным бурям получены через Интернет из Мировых Центров Данных (Copenhagen, <http://web.dmi.dk/projects/wdcc1>; Kyoto, <http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp>).

ЛИТЕРАТУРА

- Жданов М.С.** Электроразведка. М., Недра, 1986, 316 с.
- Плоткин В.В.** Электромагнитное поле в неоднородном шаре (трехмерный случай) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (9), с. 1154—1167.
- Плоткин В.В.** Метод согласования компонент для исследования латеральных неоднородностей по данным глобального МВЗ и МТЗ // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (5), с. 568—578.
- Плоткин В.В., Белинская А.Ю., Гаврыш П.А.** О возможностях оценки латеральной неоднородности верхней мантии с помощью глобального магнитовариационного зондирования // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (7), с. 798—810.
- Рокитянский И.И.** Индукционные зондирования Земли. Киев, Наук. думка, 1981, 296 с.
- Тамм И.Е.** Основы теории электричества. М., Наука, 1976, 616 с.
- Constable S.C., Shankland T.J., Duba A.** The electrical conductivity of an isotropic olivine mantle // J. Geophys. Res., 1992, v. 97, p. 3397—3404.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L.** Preliminary Reference Earth Model (PREM) // Phys. Earth Planet. Inter., 1981, v. 25, p. 297—356.
- Gatzenmeier A., Moorkamp M.** 3D modelling of electrical anisotropy from electromagnetic array data: hypothesis testing for different upper mantle conduction mechanisms // Phys. Earth Planet. Inter., 2005, v. 149, p. 225—242.

Gung Y., Romanowicz B. Q tomography of the upper mantle using three-component long-period waveforms // Geophys. J. Inter., 2004, v. 157, p. 813—830.

Heinson G.S. Electromagnetic studies of the lithosphere and asthenosphere // Surv. Geophys., 1999, v. 20, p. 229—250.

Kuvshinov A.V., Olsen N., Avdeev D.B., Pankratov O.V. Electromagnetic induction in the oceans and the anomalous behaviour of coastal C-responses for periods up to 20 days // Geophys. Res. Lett., 2002, v. 29, № 12, p. 36-1—36-4.

Larson E.W.F., Ekstrom G. Global models of surface wave group velocity // Pure Appl. Geophys., 2001, v. 158 (8), p. 1377—1400.

Woodhouse J.H., Dziewonski A.M. Mapping the upper mantle: three-dimensional modeling of earth structure by inversion of seismic waveforms // J. Geophys. Res., 1984, v. 89, p. 5953—5986.

*Рекомендована к печати 7 декабря 2006 г.
М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию
30 августа 2006 г.*