

ЛАТЕРАЛЬНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ПО СИНХРОННЫМ ДАННЫМ ГЕОМАГНИТНЫХ ОБСЕРВАТОРИЙ ЕВРОПЕЙСКОГО РЕГИОНА

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

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

Синхронная съемка геомагнитных площадных данных позволяет получить информацию об изучаемом регионе с помощью нетрадиционных методов обработки с применением нелокальных функций отклика среды. Используется алгоритм обработки данных, основанный на согласовании между собой всех вариаций горизонтальных и вертикальных компонент геомагнитного поля, наблюдаемых на дневной поверхности в пунктах сети наблюдения региона. Процесс поиска модели электропроводности в исследуемом объеме осуществляется методами оптимизации. Указанным способом обработаны данные мировой сети геомагнитных обсерваторий Европейского региона за 2004—2005 гг. по суточным вариациям для первых пяти временных гармоник. Построены карты латеральной неоднородности кажущейся электропроводности в Европе в зависимости от временного периода. Замечена корреляция между расположением максимумов электропроводности и минимумов толщин литосферы. В частности, на картах латеральных распределений кажущейся электропроводности можно выделить Паннонскую впадину, где толщина литосферы по сейсмическим данным уменьшается до ~50 км.

Синхронные площадные геомагнитные данные, нелокальные функции отклика, латеральная неоднородность, электропроводность, Европейский регион, Паннонская впадина.

LATERAL LITHOSPHERIC CONDUCTIVITY PATTERNS, FROM EUROPEAN SYNCHRONOUS OBSERVATORY DATA

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

Much information on the regional lithospheric structure may come from MTS data acquired by synchronous 2D arrays and processed with regard to the nonlocal response of a laterally inhomogeneous subsurface. We suggest to invert the nonlocal MT responses applying correlation of all surface horizontal and vertical components of the geomagnetic field recorded simultaneously at all stations. The inversion algorithm has been applied to 2004-2005 European observatory data of diurnal S_q variations for first five harmonics and yielded lateral conductivity patterns for different periods. The maps show spatial correlation between conductivity maxima and lithospheric thickness minima and, specifically, highlight the contours of the Pannonian basin, where lithosphere is as thin as ~50 km, from seismic data.

Synchronous array data, nonlocal response function, lateral heterogeneity of conductivity, European region, Pannonian basin

ВВЕДЕНИЕ

При наличии синхронных площадных геомагнитных данных для получения информации об изучаемом регионе можно воспользоваться нетрадиционными методами обработки [Плоткин, 2005]. Это особенно актуально, когда среда или возбуждающее первичное поле обладают сложным строением, не поддающимся описанию простыми моделями вертикально падающей волны и горизонтальной слоистости [Жданов, 1986]. С другой стороны, сопоставление получаемых при альтернативных [Плоткин и др., 2007] и стандартных вариантах обработки [Бердичевский, Жданов, 1981; Рокитянский, 1981] результатов может служить дополнительным критерием их достоверности и способствовать сужению класса эквивалентности решений обратной задачи.

В работе [Плоткин и др., 2008] отмечено, что компоненты произвольного электромагнитного поля в любой заданной точке поверхности исследуемого неоднородного объема зависят от распределения поля в некоторой ее окрестности. Это приводит к нелокальности функции отклика неоднородной среды при возбуждении ее произвольным электромагнитным полем. Если учесть, что электромагнитное поле внутри произвольного объема полностью определяется распределением на его поверхности тангенциальных компонент либо электрического, либо магнитного полей, то решение обратной задачи можно осуществить с помощью согласования друг с другом поверхностных распределений упомянутых тангенциальных

компонент в процессе поиска пространственного распределения электропроводности в объеме. Соответствующий алгоритм обработки данных и результаты его тестирования описаны в работе [Плоткин и др., 2008]. В статье [Плоткин и др., 2009] изложены первые предварительные результаты, полученные с помощью обработки предлагаемым алгоритмом синхронных площадных данных проекта BEAR (Baltic Electromagnetic Array Research) [Koj̃a, 1998] на Балтийском щите.

Данная работа посвящена изложению некоторых результатов, полученных при обработке алгоритмом с применением нелокальных функций отклика геомагнитных данных обсерваторий Европейского региона.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОД ИХ ОБРАБОТКИ

Европейский регион выбран нами для анализа, поскольку здесь мировая сеть геомагнитных обсерваторий наиболее развита. Кроме того, большинство обсерваторий этого региона участвует в выполнении проекта INTERMAGNET (<http://www.intermagnet.bgs.ac.uk>). Банк одноминутных геомагнитных данных проекта доступен как через интернет, так и на компакт-дисках. Нами были обработаны результаты 2004 г. (19 обсерваторий) и 2005 г. (23 обсерватории). Записи с большим количеством пропусков (больше 20 %) отбраковывались. Были учтены все станции в регионе с координатами от 30 до 56° с.ш. и от 11° з.д. до 35° в.д. Задача рассматривалась в плоском приближении в декартовых координатах, введенных в центральной точке региона. Независимо анализировались двухмесячные интервалы наблюдений за указанные два года (12 интервалов). Обрабатывались данные по суточным геомагнитным вариациям и их гармоникам. Затем результаты усреднялись по всем промежуткам.

При площадных измерениях магнитотеллурического поля для анализа данных в работе [Egbert, Booker, 1989] привлекалось сингулярное разложение матрицы спектральной плотности S . С этой целью набор (одних и тех же, возможно, комплексных) параметров, измеренных в каждом из пунктов сети, образовывал один столбец матрицы X . Все столбцы X являлись результатом нескольких повторных сеансов измерений. Матрица спектральной плотности определялась тогда равенством $S = (X \cdot X^*)/N$, где знак * обозначает операцию комплексно-сопряженного транспонирования, N — количество измерений. В упомянутой работе показано, при каких условиях с помощью сингулярного разложения и сингулярных чисел S можно судить о пространственной структуре изучаемого поля. В частности, существенное превышение (на порядок или более) двух из сингулярных чисел указывает на возможность предполагать источник в виде вертикально падающей плоской волны. Для примера на рис. 1, *a* приводятся сингулярные числа, полученные для такого случая в эксперименте EMSLAB в США [Egbert, Booker, 1989]. Принимались во внимание данные по пяти компонентам магнитотеллурического поля на пяти станциях, расположенных на небольшой площадке с размерами порядка 150 км. Для сравнения (см. рис. 1, *б*) приводятся сингулярные числа, найденные аналогичным образом по данным о горизонтальных компонентах геомагнитных вариаций для европейских обсерваторий в регионе с размерами около 3000 км. Если для малой площадки (см. рис. 1, *a*) четко выделяются два больших сингулярных числа, то для Европейс-

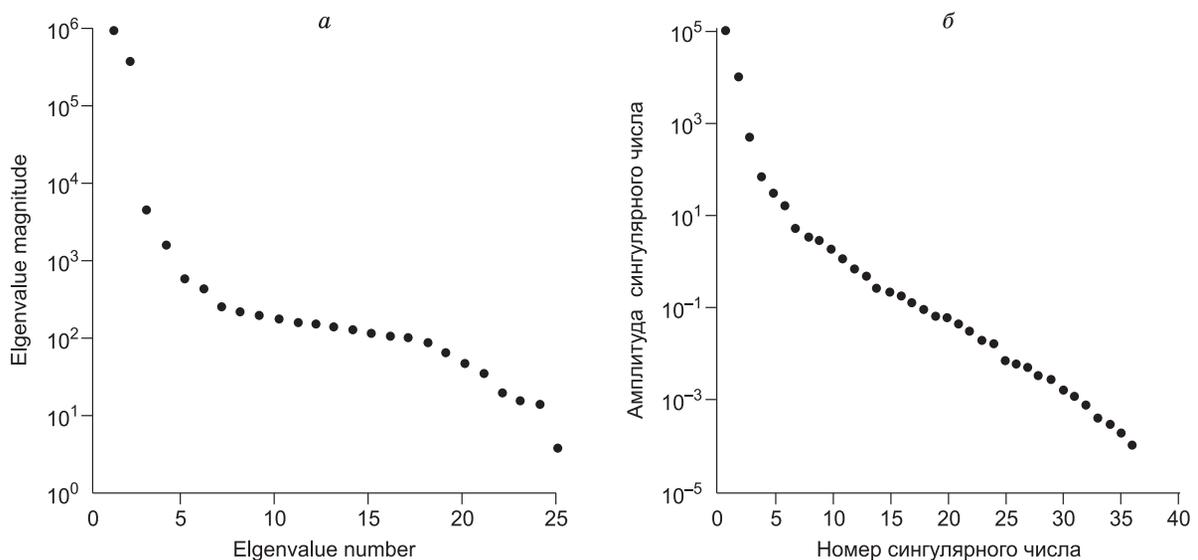


Рис. 1. Сингулярные числа матрицы спектральной плотности:

a — в эксперименте EMSLAB с периодом 1000 с, по [Egbert, Booker, 1989], *б* — для обсерваторий Европейского региона с периодом 24 ч.

кого региона это не столь очевидно. Можно предположить, что структура источника поля в этом регионе с увеличенными размерами несколько отличается от вертикально падающей плоской волны. Еще более сложной оказывается картина в регионах, близких к авроральным токам, на северных широтах, например, при обработке данных проекта BEAR. Эти обстоятельства являлись одной из причин использования нами алгоритма, учитывающего нелокальность функций отклика, о котором далее пойдет речь.

Указанный алгоритм обработки описан в статьях [Плоткин, 2005; Плоткин и др., 2008]. Приведем лишь конкретные детали использованного здесь варианта. Вначале рассчитывались комплексные амплитуды изучаемых временных гармоник трех компонент геомагнитного поля на всех пунктах сети. Затем выполнялась пространственная аппроксимация дискретных данных на всю площадь региона с помощью двумерных рядов Фурье (первые 25 пространственных функций, их описание и нумерация даны в работе [Плоткин и др., 2008]).

Решение обратной задачи осуществлялось в упрощенной постановке. Для заданного временного периода на первом этапе определялась лишь латеральная зависимость электропроводности от горизонтальных координат, наиболее согласующаяся с экспериментальными данными, т.е. считалось, что от глубины электропроводность не зависит. Полученные таким способом значения электропроводности можно назвать кажущимися и построить по ним карты латеральной неоднородности кажущейся электропроводности для каждой частоты зондирования. В последующем предполагается по таким картам восстанавливать истинное пространственное распределение электропроводности в среде.

Для сокращения времени вычислений латеральное распределение кажущейся электропроводности Земли отыскивалось в предположении плавно-неоднородной среды. Это означает, что при решении прямой задачи в каждой географической точке использовались формулы для горизонтально-слоистой среды. Однако само поле считалось неоднородным и представлялось суммой указанных двумерных пространственных гармоник. При переходе к другой географической точке значения электропроводности изменялись в соответствии с текущим вариантом отыскиваемого латерального распределения. Для представления последнего применялись те же пространственные гармоники. Базовое значение электропроводности выбиралось в соответствии с известной кривой глобального зондирования [Рокитянский, 1981] и нашими результатами [Плоткин и др., 2007]. Оно принималось равным 0.02 См/м (кажущееся сопротивление 50 Ом-м для суточных геомагнитных вариаций). Отметим, что небольшие изменения этого значения при выбранном экспоненциальном типе представления распределения электропроводности [Плоткин и др., 2008] сказываются лишь на количестве необходимых итераций, но практически не влияют на характер итогового латерального распределения электропроводности.

При анализе данных для удобства вводились электромагнитные потенциалы, учитывающие двухмодовую структуру поля [Плоткин и др., 2008]. В декартовой системе с началом координат на поверхности Земли в центре полигона (ось OZ направлена вертикально вверх) имеем:

$$\begin{aligned} E_x &= \frac{\partial E^{(1)}}{\partial x} + \frac{\partial E^{(0)}}{\partial y}, & E_y &= \frac{\partial E^{(1)}}{\partial y} - \frac{\partial E^{(0)}}{\partial x}, \\ H_x &= \frac{\partial H^{(1)}}{\partial x} + \frac{\partial H^{(0)}}{\partial y}, & H_y &= \frac{\partial H^{(1)}}{\partial y} - \frac{\partial H^{(0)}}{\partial x}, \end{aligned} \quad (1)$$

где $E^{(1)}$, $H^{(0)}$ — скалярные потенциалы электрического и магнитного полей электрической (ТМ)-моды, $E^{(0)}$, $H^{(1)}$ — аналогичные потенциалы электрического и магнитного полей магнитной (ТЕ)-моды. С помощью этих потенциалов систему уравнений Максвелла для трехмерно-неоднородной среды можно свести к системе трех связанных скалярных уравнений относительно $E^{(1)}$, $E^{(0)}$ и E_z . Связь между потенциалами электрического и магнитного полей имеет вид:

$$\frac{\partial E^{(0)}}{\partial z} = -\mu_0 \frac{\partial H^{(1)}}{\partial t}, \quad E_z - \frac{\partial E^{(1)}}{\partial z} = -\mu_0 \frac{\partial H^{(0)}}{\partial t}, \quad \Delta_{\perp} E^{(0)} = \mu_0 \frac{\partial H_z}{\partial t}. \quad (2)$$

Здесь $\Delta_{\perp} = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$. Введенные потенциалы, как видно из (1), определяются по измеренным на

поверхности распределениям горизонтальных компонент электрического и магнитного полей из следующих дифференциальных соотношений:

$$\Delta_{\perp} E^{(1)} = \left[\frac{\partial E_y}{\partial y} + \frac{\partial E_x}{\partial x} \right], \quad \Delta_{\perp} E^{(0)} = \left[\frac{\partial E_x}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial x} \right], \quad (3)$$

$$\Delta_{\perp} H^{(1)} = \left[\frac{\partial H_y}{\partial y} + \frac{\partial H_x}{\partial x} \right], \quad \Delta_{\perp} H^{(0)} = \left[\frac{\partial H_x}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial x} \right]. \quad (4)$$

В обсуждаемом случае, когда на земной поверхности известны лишь экспериментальные распределения компонент геомагнитного поля H_x , H_y , H_z , далее рассчитывались значения потенциала $E^{(0)}$ (по вертикальной компоненте H_z из последнего соотношения в (2)) и его вертикальной производной $\frac{\partial E^{(0)}}{\partial z}$ (по горизонтальным компонентам H_x , H_y сначала из (4) определяется потенциал $H^{(1)}$, а затем и искомая производная из первого соотношения в (2)). Эти величины определяют единственное решение упомянутой системы трех связанных скалярных уравнений двухмодового поля относительно $E^{(1)}$, $E^{(0)}$ и E_z в заданной произвольно неоднородной среде (при условиях отсутствия вертикального тока через земную поверхность на границе с непроводящей атмосферой и затухания поля в глубь среды). Таким образом, в процессе поиска пространственного распределения электропроводности внутри объема (методами оптимизации) между собой на земной поверхности фактически согласовывались данные по горизонтальным компонентам геомагнитного поля и по его вертикальной компоненте.

Подчеркнем, что в данном алгоритме в отличие от стандартных методов анализируются только латеральные отклонения поля в регионе от поля вертикально падающей волны. Это позволяет считать независимой и дополнительной информацию, извлекаемую о среде используемым методом. Важно также, что в какой-либо физической модели источника поля метод не нуждается.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ЕВРОПЕЙСКОГО РЕГИОНА И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В ходе обработки строились карты латерального распределения кажущейся электропроводности в зависимости от временного периода (24, 12, 8, 6 и 4.8 ч). Расчеты были проведены и для соседних временных гармоник (до 10 гармоник в обе стороны от основного периода). Для каждого из периодов получено по 12 карт в соответствии разбиением всего имеющегося двухлетнего интервала наблюдений на двухмесячные промежутки анализа. Полученные результаты можно было усреднять как по соседним временным гармоникам, так и по промежуткам анализа.

Размер полигона составлял 2250 км на север и 3120 км на восток. Пространственное разрешение определяется плотностью имеющейся сети наблюдения в регионе [Плоткин и др., 2008]. Количество учтенных

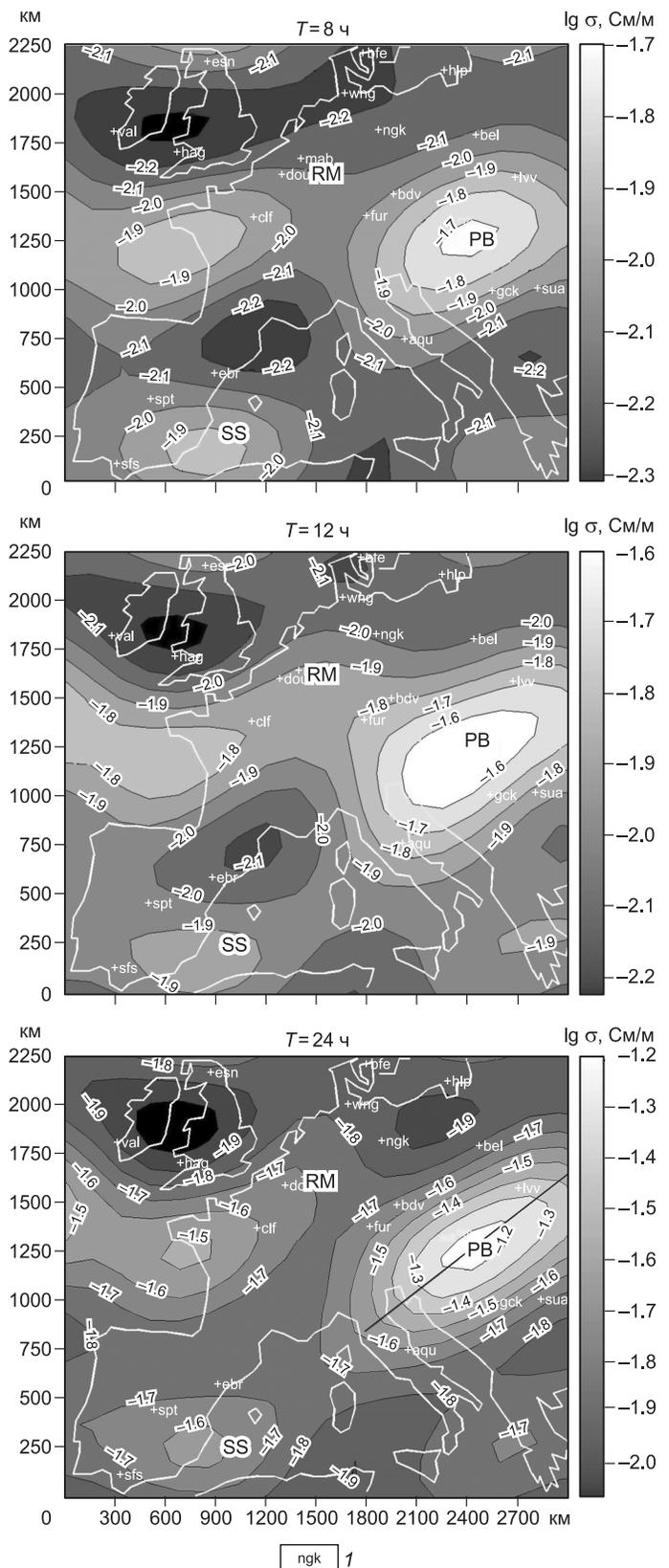


Рис. 2. Латеральные распределения (логарифмов) кажущейся электропроводности с периодами 8, 12 и 24 ч.

l — учитываемые обсерватории. Для периода 24 ч линией показан профиль, для которого построена псевдосекция, приведенная на рис. 4, б. PB — Паннонская впадина, RM — Рейнский массив, SS — побережье Южной Испании.

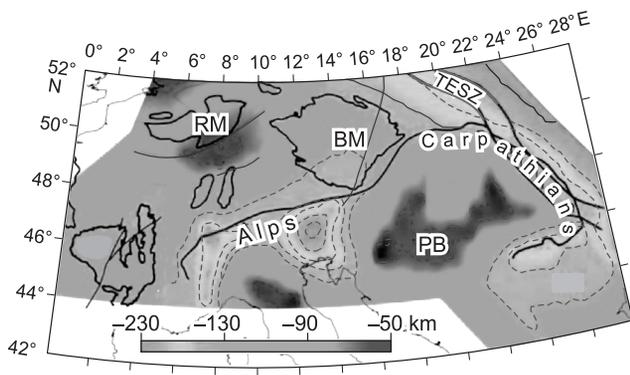


Рис. 3. Карта толщин литосферы в Центральной Европе, по [Babuska, Plomerova, 2006].

BM — Богемский массив, TESZ — Трансевропейская шовная зона. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

лишь о крупномасштабных (~1000 км) изменениях кажущейся электропроводности внутри региона, так как все полученные карты оказались сходными по характеру распределений электропроводности. Для примера на рис. 2 приведены полученные карты усредненных латеральных распределений кажущейся электропроводности для трех первых временных гармоник суточных геомагнитных вариаций. Видны некоторые зоны повышенных значений электропроводности.

Для сравнения на рис. 3 показана карта толщин литосферы [Babuska, Plomerova, 2006]. На ней хорошо выделяются Паннонская впадина и Рейнский массив, где толщина литосферы уменьшается до ~50 км. Из сопоставления рис. 2 с рис. 3 (хотя он приведен в другой проекции и с другим масштабом) можно заметить намечающуюся корреляцию зон повышенной электропроводности и малых толщин литосферы. Это хорошо видно для Паннонской впадины и менее очевидно для области Рейнского массива (зона повышенной электропроводности) (см. рис. 2), однако, вполне возможно, что данное обстоятельство является следствием упомянутого ранее недостатка пространственного разрешения имеющейся сети обсерваторий).

Дополнительно на рис. 4, а приведено схематическое вертикальное сечение литосферы вдоль профиля, близкого к широтному профилю, пересекающему Паннонскую впадину, построенное по сейсмическим данным [Szabo et al., 2004]. Это сечение сходно по своему строению с псевдосекцией электропроводности, полученной нами по данным для всех временных периодов и приведенной на рис. 4, б. Положение на профиле контролируется проекцией на ось *OX*, направленную на север, по оси ординат отложен логарифм временного периода.

В работе [Hjelt, Korja, 1993] приведены вертикальные сечения глубинного распределения электропроводности, полученные стандартными методами МТЗ вдоль нескольких профилей, секущих границы Паннонской впадины с Карпатами. На них хорошо видно увеличение электропроводности в области Паннонской впадины на глубинах ~60 км и более. Можно также отметить, что в Паннонской впадине зафиксированы [Cermak, 1993] повышенные значения теплового потока ~80—100 мВт/м².

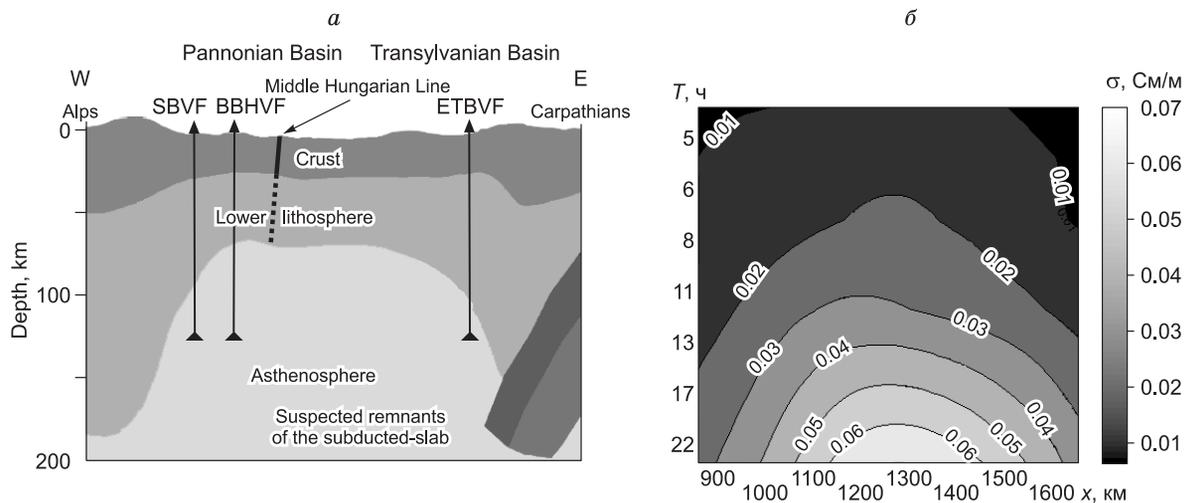


Рис. 4. Схематическое вертикальное сечение литосферы, по [Szabo et al., 2004], вдоль профиля, секущего Паннонскую впадину, в соответствии с сейсмическими данными (а); псевдосекция кажущейся электропроводности вдоль профиля (см. рис. 2, прямая линия), построенная по данным периодов от 4.8 до 24 ч (б).

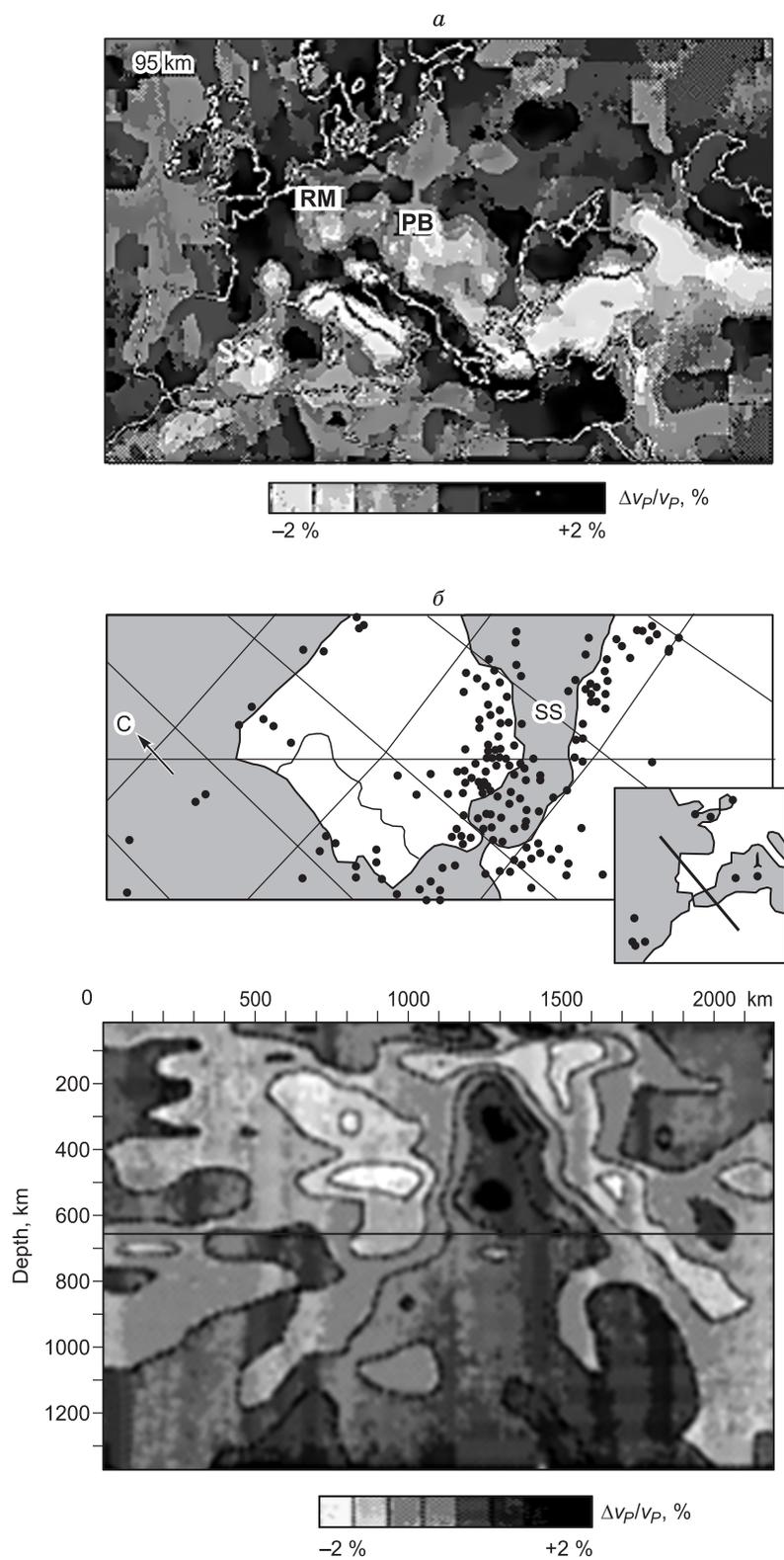


Рис. 5. Распределение скоростей *P*-волн по сейсмографическим данным [Sprakman et al., 1993].

Усл. обозн. см. на рис. 2. Пояснения см. в тексте.

Интересны также данные по продольным скоростям в литосфере, по [Spakman et al., 1993], и приведенные на рис. 5, а, б. Пониженные значения продольных скоростей наблюдаются в Паннонской впадине и вблизи побережья Южной Испании (см. рис. 5, а, метки РВ и SS соответственно), где по нашим картам также отмечаются повышенные значения кажущейся электропроводности (см. рис. 2, аналогичные метки РВ и SS). На вертикальном сечении вдоль профиля (см. рис. 5, б, метка SS) видны пониженные значения продольных скоростей, начиная с глубин порядка 100 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Информацию о регионе электромагнитными методами при наличии геомагнитных площадных данных можно получить нетрадиционными способами обработки с применением нелокальных функций отклика среды.

Одним из возможных вариантов такого подхода является согласование между собой всех вариаций горизонтальных и вертикальных компонент геомагнитного поля на дневной поверхности, регистрируемых мировой сетью геомагнитных обсерваторий Европейского региона.

По геомагнитным суточным вариациям (первым пяти временным гармоникам, данные за 2004—2005 гг.) построены карты латеральной неоднородности кажущейся электропроводности в Европе в зависимости от временного периода.

Замечена корреляция между расположением максимумов электропроводности и минимумов толщин литосферы. В частности, на картах латеральных распределений кажущейся электропроводности можно выделить Паннонскую впадину, где толщина литосферы по сейсмическим данным уменьшается до ~50 км.

В работе использованы данные, полученные магнитными обсерваториями при выполнении проекта INTERMAGNET. Авторы благодарят национальные организации, которые поддерживают INTERMAGNET (<http://www.intermagnet.org>) и способствуют проведению наблюдений в обсерваториях на высоком уровне.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 07-05-00007).

ЛИТЕРАТУРА

Бердичевский М.Н., Жданов М.С. Интерпретация аномалий переменного электромагнитного поля Земли. М., Недра, 1981, 327 с.

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

Рокитянский И.И. Индукционные зондирования Земли. Киев, Наук. думка, 1981, 296 с.

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., Губанов А.И. Применение нелокальных функций отклика при глобальном электромагнитном зондировании // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (11), с. 1241—1251.

Плоткин В.В., Белинская А.Ю., Гаврыш П.А., Губанов А.И. Эффект нелокальности электромагнитного отклика при региональном магнитотеллурическом зондировании // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (11), с. 1150—1162.

Плоткин В.В., Белинская А.Ю., Гаврыш П.А. Применение нелокальных функций отклика для обработки данных магнитотеллурического зондирования на Балтийском щите // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (9), с. 1049—1057.

Babuska V., Plomerova J. European mantle lithosphere assembled from rigid microplates with inherited seismic anisotropy // Phys. Earth Planet. Inter., 2006, v. 158, № 2—4, p. 264—280.

Cermak V. Lithospheric thermal regimes in Europe // Phys. Earth Planet. Inter., 1993, v. 79, № 1—2, p. 179—193.

Egbert G.D., Booker J.R. Multivariate analysis of geomagnetic array data. 1. The response space // J. Geophys. Res., 1989, v. 94, № B10, p. 14227—14247.

Hjelt S.E., Korja T. Lithospheric and upper-mantle structures, results of electromagnetic soundings in Europe // Phys. Earth Planet. Inter., 1993, v. 79, № 1—2, p. 137—177.

Korja T. BEAR — Baltic Electromagnetic Array Reseach // Europrobe News, 1998, № 12. <http://www.geofys.uu.se/eprobe/Publicat/news12/news12.html>

Spakman W., Suzan L., Hilst R. Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km // Phys. Earth Planet. Inter., 1993, v. 79, № 1—2, p. 3—74.

Szabo C., Falus Gy., Zajacz Z., Kovacs I., Bali E. Composition and evolution of lithosphere beneath the Carpathian—Pannonian Region: a review // Tectonophysics, 2004, v. 393, № 1—4, p. 119—137.