

Оценка проводимости мантии юго-западной части Восточно-Европейской платформы

© *И. М. Логвинов¹, В. Н. Астапенко², 2015*

¹ Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

² РУП "Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт", Минск, Беларусь

Поступила 24 сентября 2013 г.

Представлено членом редколлегии В. В. Гордиенко

На підставі спільної інтерпретації (1D інверсія) магнітотелуричних зондувань у 115 пунктах на території південно-західної частини Східноєвропейської платформи і геомагнітних індукційних зондувань на геомагнітних обсерваторіях України, Білорусі та Польщі оцінено геоелектричну будову мантиї на глибинах 100—1000 км. Результати інверсії розглянуто з погляду на розподіл електропровідності. Нижче глибин 450 км провідність різко збільшується. На всій території виділено шар підвищеної провідності потужністю близько 200 км з центром на глибині 750 км. Наявність єдиного провідного шару на глибині 100—200 км за результатами цього дослідження не встановлено. У безпосередній близькості від обсерваторії "Мінськ" виявлено локальні об'єкти підвищеної провідності на різних глибинах земної кори.

Ключові слова: електропровідність, мантия, Східноєвропейська платформа.

Введение. В 1914 г. Дж. Барелл обозначил термином "астеносфера" (понятие "астеносфера" ввел в 1904 г. Ван-Хайз) слой пониженной вязкости, твердости и прочности, расположенный в верхней части мантии. В настоящее время термин "астеносфера" все чаще используется для обозначения зон частичного плавления пород мантии на разных глубинах. Предполагается, что именно превышение солидуса и появление жидкости служит причиной значимой неустойчивости (пониженной вязкости) вещества. Возникающие при этом флюиды приводят к появлению различных полезных ископаемых и могут служить причиной проявления сейсмичности. Многие геофизические данные свидетельствуют об отсутствии такой непрерывной геосферы в соответствующем интервале глубин, о распространении здесь спорадически возникающих (при прогреве поднявшимися астенолитами) и исчезающих (при их остывании после прекращения подпитки перегретым веществом снизу) линз частично расплавленных пород.

В середине XX в. определился рубеж 670 км, который стал рассматриваться в качестве раз-

дела верхней и нижней мантии. С ним связывается резкое изменение не только геофизических свойств мантии, но и вещественных. Поскольку терминология недостаточно устоялась, мантию продолжают разделять на верхнюю (30—670 км), среднюю (670—2200 км) и нижнюю (2200—2900 км). В работе [Пушаровский, Пушаровский, 2010] предлагается выделить в средней мантии две зоны в верхней и нижней частях средней мантии (рис. 1).

В работе [Gordienko, Logvinov, 2011] рассматривается возможность существования "глобальной астеносферы", имея в виду выделение объекта, охватывающего всю планету и занимающего верхнюю часть средней мантии (по определению в работе [Пушаровский, Пушаровский, 2010]). Связанная с ним аномалия скорости распространения сейсмических волн показывает, что сейсмологическими методами это сделать трудно. Обнаружение аномалии проводимости, соответствующей астеносфере, представляется вполне достижимым.

В настоящей статье рассматривается распределение проводимости мантии до глубины

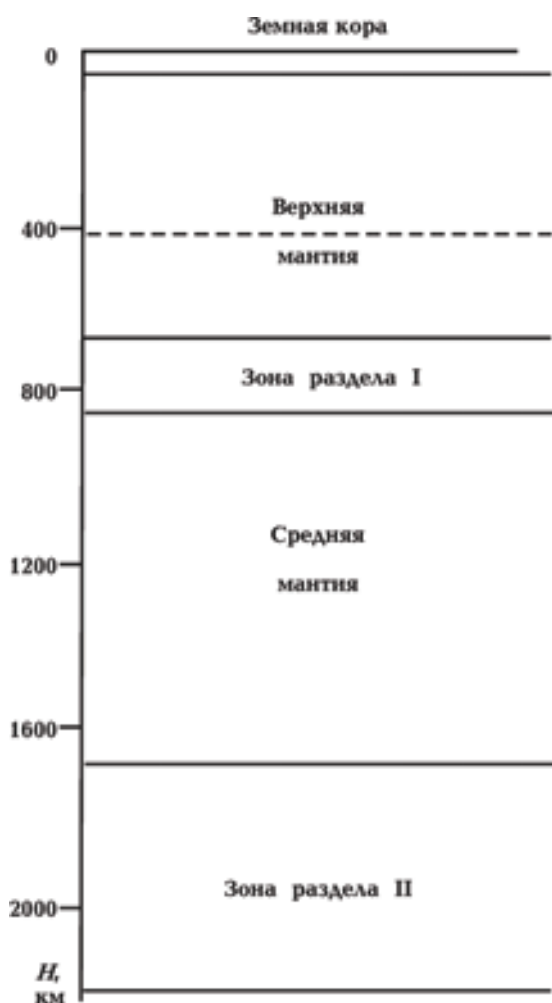


Рис. 1. Глобальные границы в земной коре, по [Пушаровский, Пушаровский, 2010].

900—1000 км на территории между 49 и 55° с. ш., 18 и 31° в. д. (рис. 2), относящейся к юго-западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Для этого привлечены данные магнитотеллурических зондирований (МТЗ) на территории Украины, Беларуси и Польши, существенно уплотняющие сеть наблюдений между геомагнитными обсерваториями на западе ВЕП — «Киев» (KIV), «Минск» (MНК), «Бельск» (BEL), «Львов» (LVV). Внутри обозначенной площади не использовались данные в окрестностях крупных проводящих структур в земной коре — осадочных бассейнах Припятской и Днепровско-Донецкой впадин, Кировоградской аномалии электропроводности.

Основой для работы послужили данные геоэлектрических исследований и методика интерпретации при проведении международного проекта CEMES (Central Europe Mantle geoElect-

rical Structure), инициатором которого был Институт геофизики Польской академии наук. В рамках проекта на большинстве геомагнитных обсерваторий Центральной Европы в 2001—2003 гг. были выполнены долговременные (3 месяца и более) магнитотеллурические наблюдения. В результате обработки были построены длиннопериодные кривые МТЗ в диапазоне периодов от 64—150 с до 6400—10 000 с. Затем несколькими группами в разных странах была проведена 1D инверсия обобщенных кривых МТЗ и магнитовариационных зондирований (МВЗ) на отдельных обсерваториях. Детальное описание результатов дано в работе [Semenov et al., 2008]. Там же приведен детальный обзор геоэлектрических моделей верхней мантии различных регионов Центральной Европы, построенных в предыдущие годы. В этих работах много внимания уделяется выяснению геоэлектрических параметров верхней мантии и характеру их изменения для крупных тектонических регионов, так как расстояние между обсерваториями составляет зачастую более 200 км.

Экспериментальные данные. Для 1D инверсии использовались обобщенные кривые зондирований, которые были получены путем совмещения кривых МВЗ в геомагнитных обсерваториях и кривых МТЗ в различных пунктах, ближайших к пунктам МВЗ. Так как кондиционные значения ρ_k и фазы импеданса кривых МВЗ начинаются с периода 21 600 с, то для уменьшения неопределенности интерпретации разрыв между периодами МТЗ и МВЗ должен быть минимальным. Учитывая вышеизложенное, для построения обобщенных кривых зондирований были взяты кривые МТЗ (называемые в дальнейшем глубинными МТЗ — ГМТЗ) только в тех пунктах, где диапазон данных изменяется от секунд до периодов, превышающих 1 ч. Обычно оценка точности построения кривых ГМТЗ, полученных до 2000 г., при обработке не проводилась и принималась равной 10 %. При проведении инверсии была взята погрешность индивидуальных значений, равная 20 % для кажущихся сопротивлений и 5—10° — для фаз импедансов. Такая погрешность в большинстве случаев обеспечивает согласование фазовых кривых ГМТЗ с данными МВЗ с точностью, которая позволяет предполагать, что определенные по 1D инверсии методом D+ значения проводимости (S) и глубины кровли проводящего слоя являются максимально возможными. В результате проведенной 1D инверсии оказалось, что в одних пунктах не выполняется амплитудно-фазовое соответствие, а в других поведение

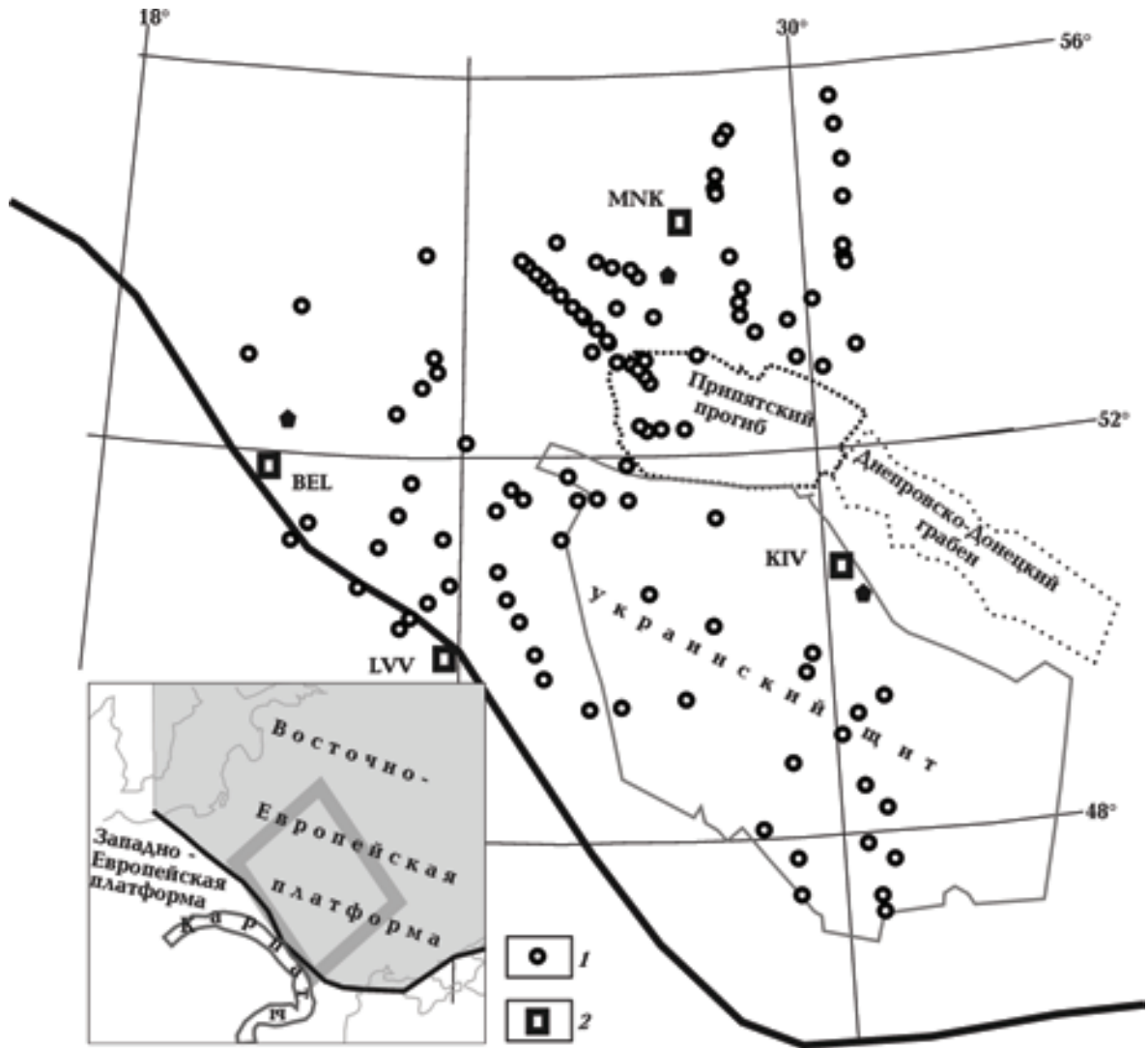


Рис. 2. Расположение геомагнитных обсерваторий (1) и пунктов ГМТЗ (2). На врезке показано положение исследуемой площади на тектонической карте (с привлечением данных [Галецкий, Шевченко, 2006; Международная ..., 1998]).

кривых для разных поляризаций соответствует резким горизонтальным неоднородностям в их окрестностях. Пункты, где наблюдались указанные причины, не участвовали в дальнейшем анализе.

В качестве исходных данных на территории Украины были использованы результаты ГМТЗ, полученные: а) производственными организациями бывшего МинГео УССР в диапазоне периодов от 1—4 до 3600—6400 с под руководством А.И. Ингерова [Дьяконова и др., 1986; Ингерова и др., 1987а, б; Ингерова, 1989] и В.И. Трегубенко [Трегубенко и др., 1989, 1994], ЗУГРЕ (Західно-Українська геофізична розвідувальна експедиція, ДГП "Укргеофізика") в диапазоне периодов от 1—4 до 6400—10 000 с [Ладанів-

ський та ін., 2005; Ладанівський, Лящук, 2006]; б) сотрудниками Института геофизики НАН Украины в диапазоне периодов от 10—40 до 6400—10 000 с [Материалы ..., 1989; Бурахович и др., 1990, 1994; Гордиенко и др., 2005, 2011; Логвинов, Тарасов, 2010; Логвинов, 2012]. В результате анализа около 100 кривых ГМТЗ остались кривые в 43 пунктах (удовлетворяющие принятой методике). Эти данные были использованы для построения обобщенных кривых зондирования путем совмещения ГМТЗ в отдельных пунктах с результатами МВЗ в геомагнитных обсерваториях KIV и BEL.

В монографии В. Н. Астапенко [Астапенко, 2012] приведены кривые ГМТЗ на территории

Беларуси, выполненные в разные годы. Геофизическая обсерватория "Плещеницы", расположенная в 60 км к северу от Минска, является одной из немногих действующих обсерваторий в Восточной Европе [Хотько, Кузнецов, 1993]. С 1960 г. здесь проводятся регистрация геомагнитных полей и сейсмических волн, многочисленные геофизические эксперименты, в том числе в рамках международных проектов, результаты которых послужили основой для построения ряда опорных геофизических моделей литосферы запада ВЕП [Проскуракова и др., 1976]. Всего было проанализировано более 100 кривых ГМТЗ, из которых остались кривые в 53 пунктах. В настоящей статье построены обобщенные кривые зондирования путем совмещения кривых ГМТЗ в диапазоне периодов от 1—4 до 6400—10 000 с в отдельных пунктах и результаты МВЗ на геомагнитной обсерватории MNK [Semenov, 1998; Semenov, Józwiak, 2005].

На территории Польши использовались данные, приведенные в работах [Adam et al., 1997; Semenov, Józwiak, 2005, 2006], и данные, выполненные по гранту № N307 097437 Польского министерства науки и высшего образования, любезно предоставленные руководителем гранта В.Ю. Семеновым. Для построения обобщенных кривых зондирования использованы кривые в 18 пунктах (в диапазоне периодов от 1—20 до 6400—10 000 с). В зависимости от положения кривые ГМТЗ в отдельных пунктах совмещались с результатами МВЗ в геомагнитных обсерваториях BEL или MNK.

После учета методических требований для 1D инверсии на исследуемой территории ВЕП осталось порядка 114 пунктов.

Инверсия обобщенных кривых зондирования. В большинстве пунктов обнаружилось искажение амплитудных кривых ГМТЗ шифт-эффектом. Для исключения этого искажения амплитудные кривые при необходимости были сдвинуты на величину шифт-эффекта и выполнена 1D инверсия по программам OCCAM и D+ [Parker, Whaler, 1981; Constable et al., 1987].

Исследования результатов инверсии показали, что при представлении геоэлектрических параметров разреза в виде распределения интегральной проводимости ($S_{\Sigma} = \sum S_{in}$, где S_{in} — суммарная продольная проводимость каждого слоя, полученного по инверсии OCCAM) разногласие индивидуальных моделей с глубиной резко уменьшается (что было отмечено и теоретически в работе [Berdichevsky, Dmitriev, 2002]) и лучшим образом соответствует погрешностям

экспериментальных данных. Поэтому для дальнейшего обсуждения было выбрано представление результатов во всех пунктах в виде зависимости S_{Σ} с глубиной. Результаты 1D инверсии позволили получить геоэлектрические модели до глубины 1000—1200 км. Оценить значения удельных электрических сопротивлений (ρ) высокоомных пород методами индукционного зондирования затруднительно. Для выяснения характера изменения проводимости всей мощности пород в каждом пункте был вычислен градиент S_{Σ} (град $S_{\Sigma} = (S_{\Pi} - S_{K}) / N$, где S_{Π} и S_{K} — соответственно значения на подошве и кровле слоя мощностью N). До глубины 500 км $N=50\ 000$ м (т. е. кратна средней мощности земной коры территории), для больших глубин — 100 000 м (что соответствует мощности слоев, выделяемых при инверсии OCCAM).

Размерность градиента S_{Σ} соответствует проводимости. Величина градиента S_{Σ} мало изменяется в интервале глубин с близкими значениями сопротивлений и резко увеличивается в зонах перехода от высоких значений сопротивлений к низким. Преимущество представления о распределении ρ глубоких горизонтов Земли с помощью анализа изменения градиента S_{Σ} заключается в том, что такой подход позволяет исключить влияние суммарной продольной проводимости земной коры в пунктах наблюдений.

Анализ распределения градиента S_{Σ} по площади был проведен путем построения осредненных зависимостей градиента для пунктов, расположенных компактно. Оказалось, что на исследованной площади можно выделить 13 таких участков (рис. 3). Из них полностью находятся на территории Украины 4 (0—III), Польши — 2 (V—VI), Беларуси — 5 (VIII—XII) и по одному общему участку для Украины и Польши (IV) и Украины и Беларуси (VII).

На рис. 4 приведены графики распределения проводимости (σ) для каждого участка. Как видно, на глубине более 300 км на всех участках отмечается две особенности. Первая заключается в резком увеличении σ на глубине более 400 км. Вторая — в появлении слоя, центр которого (максимальные значения σ) находится на глубине 750 км. На большинстве участков на глубине более 350 км распределения σ не отличаются более чем на 20 % от такового для геомагнитных обсерваторий.

В таблице приведены параметры особенностей геоэлектрических разрезов по участкам. Глубина границы резкого возрастания σ в низах верхней мантии определялась там, где значения σ на следующем за границей интервале

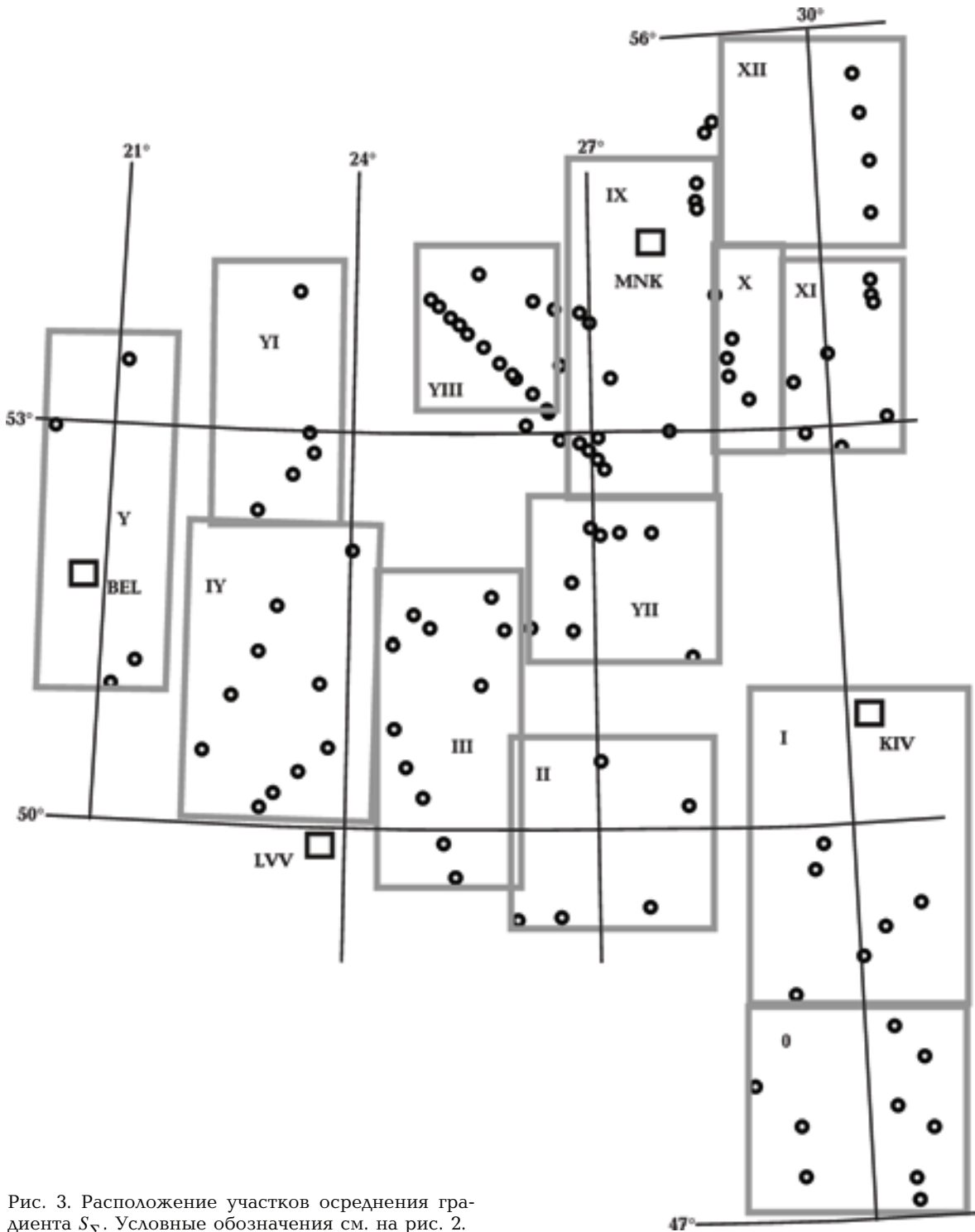


Рис. 3. Расположение участков осреднения градиента S_{Σ} . Условные обозначения см. на рис. 2.

глубин увеличиваются более чем в 2 раза. Мощность слоя с центром на глубине 750 км определялась по значениям σ на середине от максимального значения до минимального, который следует за максимумом. Учитывая, что шаг по глубине при вычислении градиента S_{Σ} на глубине более 500 км составляет 100 км, точ-

ность определения мощности пропорциональна этой величине. Поэтому оценки мощности очень приблизительны, но позволяют сопоставлять параметры слоя с другими геолого-геофизическими данными, так как зачастую другие данные приводятся с подобной точностью. Мощность слоя изменяется от 170 до 220 км, а мак-

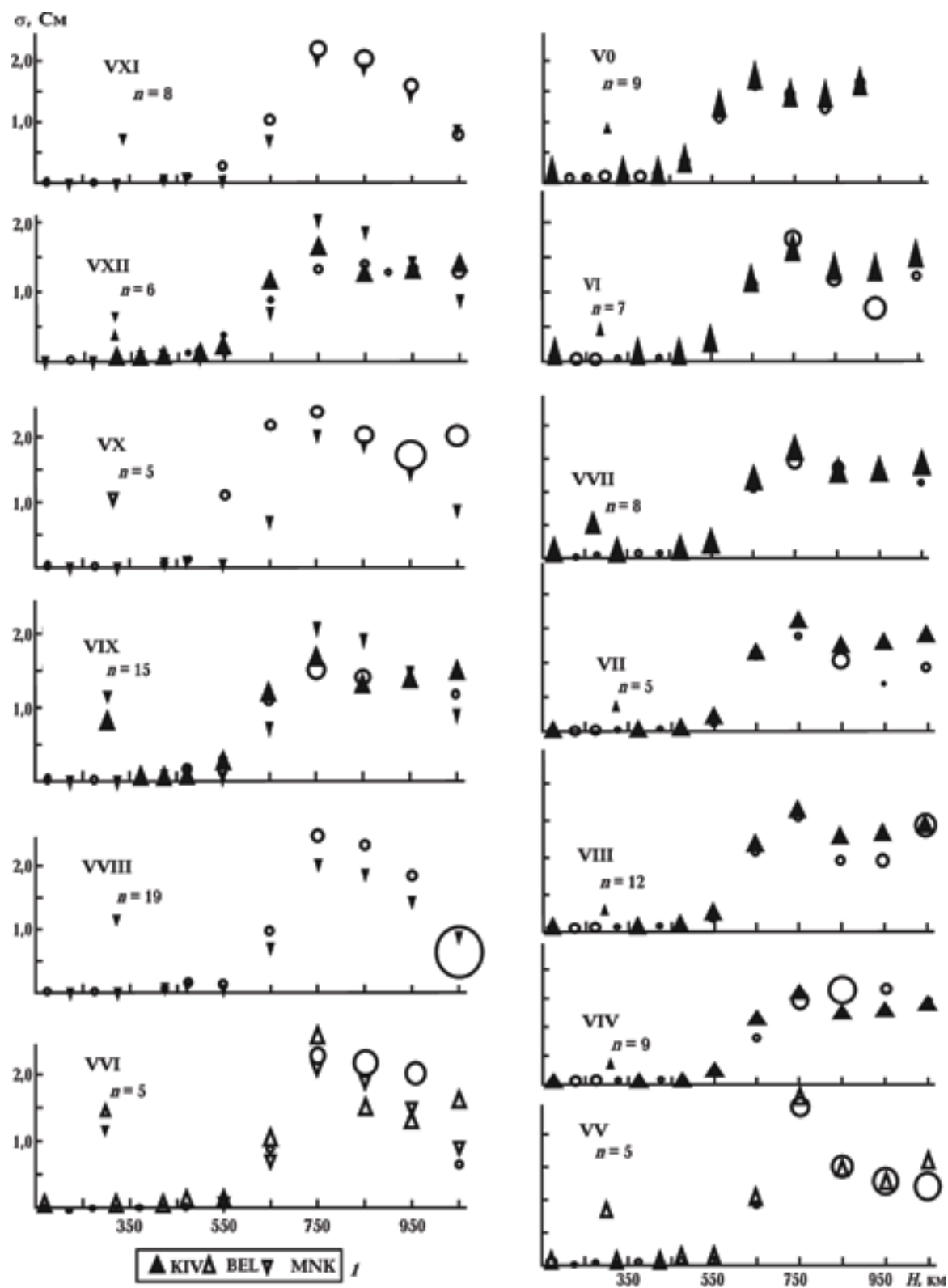


Рис. 4. Распределение проводимости (кружки) с глубиной для участков осреднения градиентов S_{Σ} . Радиус кружка соответствует величине среднеквадратичной ошибки определения σ , n — количество пунктов ГМТЗ: 1 — геомагнитные обсерватории, с данными магнитовариационного зондирования в которых сопоставлялись кривые ГМТЗ в данном участке.

Параметры проводящего слоя с центром на глубине 750 км

| Участок | Глубина максимального значения σ , км | σ , См | Мощность слоя, км | Глубина границы резкого возрастания σ , км |
|---------|--|---------------|-------------------|---|
| 0 | 750 | 1,51 | 170 | 550 |
| I | 750 | 1,78 | 180 | 550 |
| II | 750 | 1,4 | 190 | 550 |
| III | 750 | 1,56 | 150 | 550 |
| IV | 850 | 1,63 | 200 | 550 |
| V | 750 | 2,37 | 190 | 550 |
| VI | 750 | 2,24 | 250 | 550 |
| VII | 750 | 1,55 | 130 | 550 |
| VIII | 750 | 2,47 | 220 | 550 |
| IX | 750 | 1,46 | 220 | 475 |
| X | 750 | 2,4 | 220 | 500 |
| XI | 750 | 2,24 | 200 | 550 |
| XII | 800 | 1,41 | 170 | 500 |

симальные значения σ — в 1,5 раза. Можно предположить, что низкие значения σ могут быть приурочены к участкам территории с наименьшей мощностью осадочного чехла.

Была сделана также попытка ответить на вопрос о существовании проводящих слоев на глубине менее 200 км. Для обсерватории KIV результаты 1D инверсии обобщенных кривых изложены в работах [Логвинов, 2010; Логвинов, Тарасов, 2010]. Ниже приведены результаты 1D инверсии обобщенных кривых в пунктах ГМТЗ, расположенных в той же тектонической обстановке, что и обсерватория MNK на расстоянии не более 150 км от нее (участки VIII—X и XII). Для этого был вычислен градиент S_{Σ} в интервале глубин от 0 до 200 км во всех пунктах с изменяющимся шагом по глубине: в земной коре (до глубины 50 км) градиент $S_{\Sigma} = (S_j - S_i) / 10\,000$, а на глубине верхней мантии $S_{\Sigma} = (S_j - S_i) / 20\,000$. Полученный результат представлен на рис. 5.

Как видно из рис. 5, в большинстве пунктов (e85, e93, e94, e96, P30, Ip30, Lp78m, st3, st1) выделяется проводник в земной коре. Геоэлектрические параметры проводника изменяются от пункта к пункту, что при 1D инверсии затрудняет определение — является ли провод-

ник единым слоем для всей рассматриваемой территории.

Юго-западнее MNK в пунктах e85, e94, e95 выделяется проводник в интервале глубин 100—120 км, северо-восточнее MNK только в двух пунктах (Ip30, st1) можно видеть проводник в интервале глубин 120—140 км (рис. 5, а). Такой неоднозначный результат 1D инверсии на близлежащих пунктах не позволяет предполагать наличие проводящего слоя на всей исследованной площади в интервале глубин 100—160 км.

Результат, полученный по 1D инверсии обобщенных кривых ГМТЗ и МВЗ для земной коры (рис. 5, б), хорошо согласуется с выводами, представленными в работе [Астапенко, 2012]. В этой работе на основании интерпретации многочисленных кривых МТЗ выделены области с различной глубиной залегания проводников. Согласно приведенной в работе карте, проводники чаще всего встречаются в следующих интервалах глубин: 5—20 км (юго-западнее обсерватории MNK) и 20—50 км (северо-восточнее обсерватории MNK), что прослеживается по данным МТЗ, проведенных на профиле Europrobe.

Обсуждение и выводы. Полученные результаты подтвердили вывод, сделанный в работах [Semenov, Józwiak, 1999; Semenov et al.,

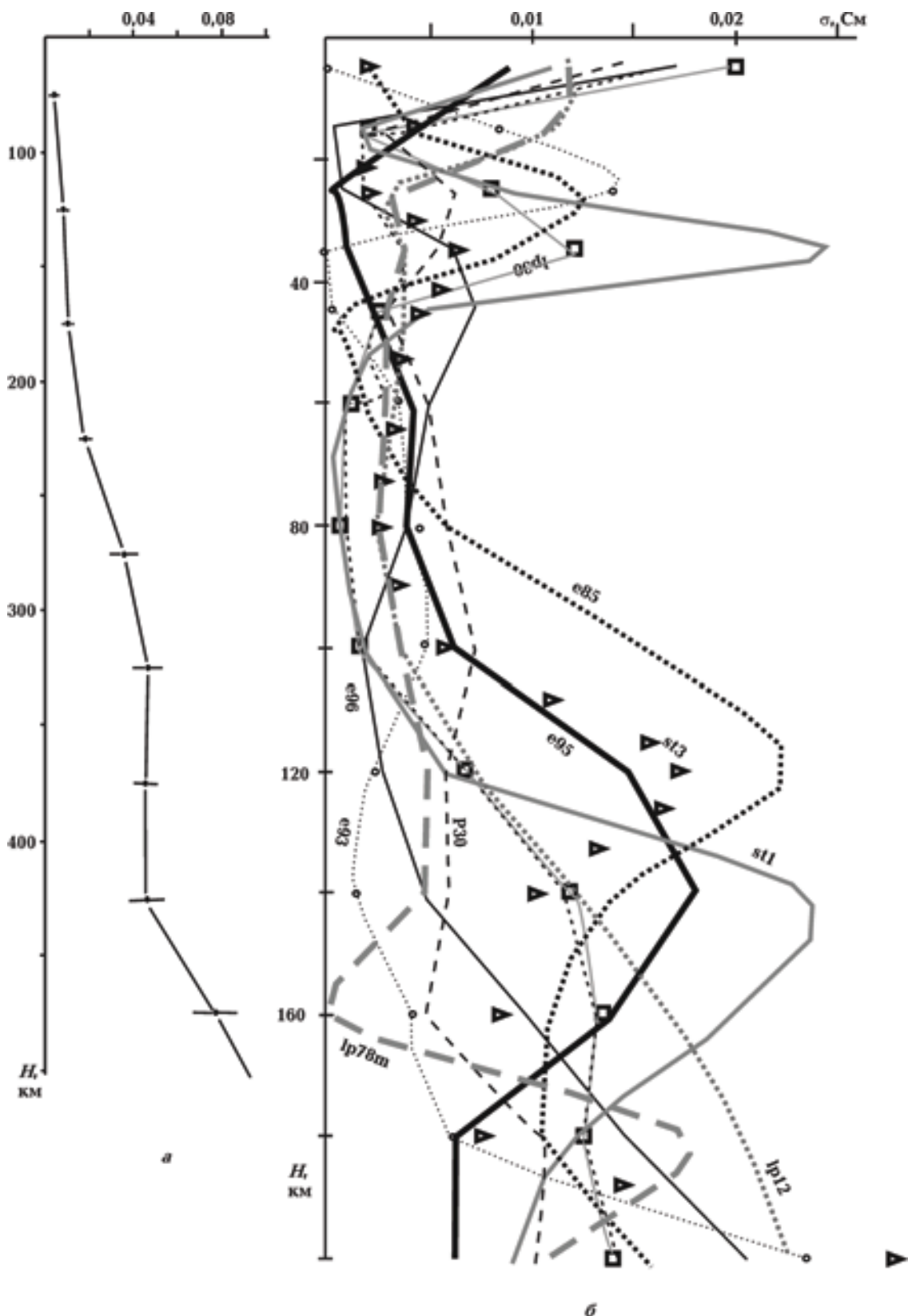


Рис. 5. Распределение проводимости σ в верхней мантии (а) и на глубине 10—200 км в окрестностях обсерватории MNK (б). Отрезки на рис. 5, а соответствуют среднеквадратичным отклонениям значений σ .

2004, 2008], о существовании проводящего слоя на глубине более 600 км. Геоэлектрические параметры слоя слабо зависят от геоэлектрических параметров поверхностных отложений. Пункты ГМТЗ юго-западнее MNK располагаются в бортовой части Центрально-Белорусского массива, где значения суммарной продольной проводимости поверхностных отложений (S_{Σ}) порядка 10 См [Астапенко, 2012]. Пункты ГМТЗ северо-восточнее MNK располагаются в бортовой части Оршанской впадины, где значения S_{Σ} более 100 См. Аналогичный результат был получен в 1997 г. В. Ю. Семеновым [Semenov, 1999]. Отличия этой работы от данных, использованных в настоящей статье, следующие. По амплитудной кривой ГМТЗ на обсерватории "Минск" [Астапенко, Кузнецов, 1985] для интервала периодов 1000—24 000 с автором упомянутой работы была вычислена фаза импеданса. Данные для кривой МВЗ были взяты без учета интервала суточных вариаций.

В работе [Semenov et al., 2004] показано, что на обсерваториях, которые находятся в пределах ВЕП ("Москва", "Минск", "Киев", "Одесса"), выделяется проводник в интервале глубин 250—400 км. Для MNK центральная часть проводника располагается в интервале глубин 300—400 км. Этот вывод согласуется с результатами настоящей статьи (см. рис. 3, б). Результаты 1D инверсии на территории Польши [Semenov, Jóźwiak, 2005] демонстрируют, что геоэлектрический разрез в MNK согласуется с таковым для глубин порядка 200 км в пункте, расположенном приблизительно в 200 км к западу от MNK.

Наличие единого проводящего слоя на глубине порядка 100 км в пределах исследуемой территории результатами данного исследования не устанавливается. По данным [Semenov, 1999], этот глубинный интервал вносит существенный вклад в суммарную проводимость верхней мантии, то же предполагается и по данным интерпретации минимальной кривой МТЗ [Астапенко, 2012] (отметим, что в последнем примере параметры аномального мантийного проводящего слоя находятся в пределах статистической погрешности). Кроме того, и в рамках

данной работы получена сравнительно высокая величина проводимости мантии на глубине около 100 км по сравнению со стандартной моделью проводимости на древних платформах.

Дополнительную информацию можно привлечь из других геофизических методов. Некоторые построенные сейсмические модели для обсерватории MNK часто показывают аномальность различных скоростных характеристик мантии в этом диапазоне глубин. Так, в скоростных моделях литосферы на обсерватории "Плещеницы", построенных по продольным и поперечным волнам от удаленных землетрясений, на глубине 100—200 км присутствуют волноводы [Проксурякова и др., 1976].

Результаты проведенной 1D инверсии на территории юго-запада ВЕП площадью около 800 000 м² показывают две особенности в геоэлектрическом разрезе мантии Земли, хорошо согласующиеся с глобальными границами в земной коре [Пушаровский, Пушаровский, 2010] (см. рис. 1). Граница на глубине порядка 500 км согласуется с границей на глубине порядка 400 км. Слой повышенной проводимости с центром на глубине 750 км соответствует зоне раздела I в кровле средней мантии, выделяемой в работе [Пушаровский, Пушаровский, 2010]. Если аппроксимировать полученные данные в виде горизонтально-слоистого разреза, то такой разрез можно представить следующим образом. Первый слой (верхняя мантия) достигает глубины порядка 400—450 км. Проводимость основных пород (вмещающая среда), составляющих слой, изменяется от кровли к подошве от $n \cdot 0,001$ до $n \cdot 0,01$ См. Слой содержит многочисленные локальные объекты, проводимость которых выше, чем вмещающие их пород. Второй слой предположительно находится в интервале глубин 600—800 км, с центром на глубине 750 км ($\sigma = 1,5 \div 2,2$ См). Переход от первого ко второму слою (интервал глубин 450—600 км) отличается резким увеличением проводимости. Ниже проводимость пород уменьшается. Однако для используемых данных на глубине более 900 км геоэлектрические параметры определяются с большой погрешностью.

Список литературы

Астапенко В.Н. Земная кора и мантия территории Беларуси по магнитотеллурическим данным. Минск: Экономпресс, 2012. 208 с.

Астапенко В.Н., Кузнецов Ю.Н. Магнитотеллу-

рические зондирования. Обсерватория "Плещеницы". В кн.: *Глубинные электромагнитные зондирования*. Вып. 1. Москва: МЦДБ, 1985. С. 7—10.

Бурахович Т.К., Гордиенко В.В., Кулик С.Н., Лог-

- винов И. М. Тектоносфера южного Прикарпатья. *Геофиз. журн.* 1994. Т. 16. № 2. С. 46—56.
- Бурахович Т. К., Кулик С. Н., Логвинов И. М. Вольнская аномалия электропроводности. *Докл. АН УССР. Сер. Б.* 1990. № 2. С. 3—6.
- Галецький А. С., Шевченко Т. П. Нові уявлення про структуру та рудоносність земної кори території України. *Геофиз. журн.* 2006. 28(5). С. 57—65.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н. Вольно-Подольская плита (геофизика, глубинные процессы). Киев.: Наук. думка. 2011. 193 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Усенко О. В., Ковачикова С. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). Киев: Корвін пресс, 2005. 210 с.
- Дьяконова А. Г., Ингерев А. И., Рокитянский И. И. Электромагнитные зондирования на Восточно-Европейской платформе и Урале. Киев: На-ук. думка, 1986. 140 с.
- Ингерев А. И. Результаты изучения кристаллического фундамента Украинского щита электромагнитными зондированиями: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Днепропетровск, 1989. 16 с.
- Ингерев А. И., Бугримов Л. П., Рокитянский И. И., Колдунов А. А. Результаты региональных исследований МТЗ вдоль геотраверсов Ужгород—Ворошиловоград и Армашат—Ахалцихе с целью изучения глубинного строения земной коры. Киев: Геоинформ, 1987а. 275 с.
- Ингерев А. И., Бугримов Л. П., Рокитянский И. И., Колдунов А. А. Результаты региональных исследований МТЗ по изучению глубинного строения юго-восточной Украины. Киев: Геоинформ, 1987б. 275 с.
- Ладанівський Б. Т., Лящук Д. Н. Геоелектрична модель південно-західної околиці Східно-Європейської платформи вздовж профіля РП-5 Глибока—Кельменці. *Доп. НАН України.* 2006. № 6. С. 115—120.
- Ладанівський Б. Т., Лящук Д. Н., Сапужак Я. С., Чебан В. Д. Геоелектрична модель зони зчленування Передкарпатського прогину та Східноєвропейської платформи вздовж профіля РП-4а Косів—Мельниця—Подільська. *Доп. НАН України.* 2005. № 5. С. 99—104.
- Логвинов И. М. Геоэлектрические параметры земной коры западной части Украинского щита на территории Восточно-Европейской платформы по данным одномерной инверсии магнитотеллурических зондирований. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 2. С. 98—109.
- Логвинов И. М. Геоэлектрические характеристики земной коры и мантии юго-запада Восточно-Европейской платформы и Карпат: Дис. ... д-ра геол. наук. Киев, 2012. 306 с.
- Логвинов И. М., Тарасов В. Н. Геоэлектрические параметры земной коры Днепро-Лабской зоны на территории Восточно-Европейской платформы по данным одномерной инверсии магнитотеллурических зондирований. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 5. С. 61—68.
- Материалы МЦД Б. Глубинные электромагнитные зондирования, 1989. Москва: Наука, Вып. 3. С. 33—52.
- Международная тектоническая карта Европы. 1 : 5000000. Гл. ред. В. Е. Хаин, Ю. Г. Леонов. Москва: ГИН РАН, 1998.
- Проскурякова Т. А., Хотько Ж. П., Кузнецов Ю. Н. Глубинное строение Северо-Западного региона СССР по результатам наблюдений и анализа длинопериодных сейсмических волн и данным геофизики. Сб. ст.: *Исследование длинопериодных сейсмических волн.* Минск: Наука и техника, 1976. С. 106—113.
- Пуцаровский Ю. М., Пуцаровский Д. Ю. Геология мантии Земли. Москва: ГЕОС, 2010. 140 с.
- Трегубенко В. И., Мерець Г. В., Горняк З. В., Василенко В. А. Результаты площадной съемки МТЗ м-ба 1 : 2500000 в западной части Украины. Киев: Геоинформ, 1994. 210 с.
- Трегубенко В. И., Финчук Л. Л., Белошанская Н. В. Результаты региональных работ методом МТЗ северо-западной части УССР. Киев: УТГФ, 1989. 130 с.
- Хотько Ж. П., Кузнецов Ю. Н. Геофизическая обсерватория "Плещеницы" (Минск). Минск: Наука і техніка, 1993. 106 с.
- Adam A., Ernst T., Jankowski J., Józwiak W., Hvozda M., Szarka L., Wesergom V., Logvinov I., Kulik S., 1997. Electromagnetic induction profile (PREPAN95) from the East European Platform (EEP) to the Pannonian basin. *Acta Geod. Geoph. Hung.* 32(1-2), 203—223.
- Berdichevsky M., Dmitriev V., 2002. Magnetotellurics in the context of the theory of III-Posed Problems. *Soc. Explor. Geophys.*, Tulsa USA. 215 p.
- Constable S. C., Parker R. L., Constable C. G., 1987. Occam's inversion: a practical algorithm for the

- inversion of electromagnetic data. *Geophysics* 52, 289—300.
- Gordienko V.V., Logvinov I.M., 2011. The global asthenosphere. *Izv. Phys. Solid Earth* 47(2), 109—116.
- Parker R.L., Whaler K.A., 1981. Numerical method for establishing solution to the inverse problem of electromagnetic induction. *J. Geophys. Res.* 86, 9574—9584.
- Semenov V.Yu., 1999. Estimation of the mantle geoelectrical structure in Belarus. *Лімоцфера* (10-11), 128—130.
- Semenov V.Yu., 1998. Regional conductivity structures of the Earth's mantle. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.* 65(302), 122 p.
- Semenov V.Yu., Józwiak W., 2005. Estimation of the Upper Mantle Electric Conductance at the Polish Margin of the East European Platform. *Izv. Phys. Solid Earth* 41(4), 326—332.
- Semenov V.Yu., Józwiak W., 2006. Lateral variations of the mid-mantle conductance beneath Europe. *Tectonophysics* 416, 279—288. doi: 10.1016/j.tecto.2005.11.017.
- Semenov V.Yu., Józwiak W., 1999. Model of the geoelectrical structure of the mid- and lower mantle in the Europe-Asia region. *Geophys. J. Int.* 138, 549—552.
- Semenov V.Yu., Pek J., Adam A., Ernst T., Józwiak W., Kovachikova S., Ladanyvskyy B., Logvinov I., Nowozynski K., Tarasov V., Vozar J. and Experimental Team of CEMES, 2004. Preliminary analysis of long-period induction data across the Trans-European sature zone: CEMES Project (2001—2004). IAGA. 17th Workshop on Electro-magnetic Induction in the Earth. Hyderabad, India, October 18—23, 2004. P. 128.
- Semenov V.Yu., Pek J., Adam A., Józwiak W., Ladanyvskyy B., Logvinov I., Pushkarev P., Vozar J., 2008. Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project. *Acta Geophysica* 56(4), 957—981.

Estimation of the mantle conductivity of the southwestern part of the East European Platform

© I. M. Logvinov, V. N. Astapenko, 2015

Geoelectric structure of the mantle at the depth of 100—1000 km is determined through joint interpretation of magnetotelluric sounding in 115 sites in the territory of southwestern part of the East European Platform and geomagnetic induction sounding at geomagnetic observatories of Ukraine, Belarus and Poland. Data inversions are considered in terms of conductance distribution. Below the depth of 450 km a sharp increase of conductivity begins. Throughout the whole area a layer of high conductivity can be selected with thickness of about 200 km with the center at a depth of 750 km. A single conductive layer at the depth of 100—200 km, was not revealed as a result of this study. In the vicinity of the Minsk observatory local objects with increased conductivity at different depths in the crust have been marked.

Key words: electrical conductivity, the mantle, the East European Platform.

References

- Astapenko V.N., 2012. The Earth's crust and mantle on the territory of Belarus magnetotelluric data. Minsk: Ekonompress, 208 p. (in Russian).
- Astapenko V.N., Kuznecov Yu.N., 1985. Magnetotelluric sounding. Observatory "Pleschinitz". In: *Deep electromagnetic soundings*. Is. 1. Moscow: WDC B, 7—10 (in Russian).
- Burahovych T.K., Gordienko V.V., Kulik S.N., Logvinov I.M., 1994. Tectonosphere of southern Cis-Carpathian. *Geofizicheskiy zhurnal* 16(2), 46—56 (in Russian).
- Burahovych T.K., Kulik S.N., Logvinov I.M., 1990. Volyn conductivity anomaly. *Doklady AN USSR. Ser. B.* (2), 3—6 (in Russian).

- Galetskiy L. S., Shevchenko T. P.*, 2006. New understanding of the structure and ore crust Ukraine. *Geofizicheskiy zhurnal* 28(5), 57—65 (in Ukrainian).
- Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Kovacikova S., Logvinov I. M., Tarasov V. N.*, 2011. Volyn-Podolsk plate (geophysica, deep processing). Kiev: Naukova Dumka, 193 p. (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko I. V., Zavgorodnyaya O. V., Logvinov I. M., Tarasov V. N., Usenko O. V., Kovacikova S.*, 2005. Ukrainian Shield (geophysica, deep processing). Kiev: Korvin Press. 210 p. (in Russian).
- Dyakonova A. G., Ingerov A. I., Rokityanskiy I. I.*, 1986. Electromagnetic soundings in the East-European Platform and Ural. Kiev: Naukova Dumka, 140 p. (in Russian).
- Ingerov A. I.*, 1989. Results of the study of the crystalline basement of the Ukrainian shield electromagnetic soundings; Cand. geol. and min. sci. diss. Abstract. Dnepropetrovsk, 16 p. (in Russian).
- Ingepov A. I., Bugrimov L. P., Rokityanskiy I. I., Koldunov A. A.*, 1987a. Results of regional studies MTZ along geotraverses Uzhgorod—Voroshilovograd and Armashat—Akhalsikhe to study the deep structure of the Earth's crust. Kiev: Geoinform, 275 c. (in Russian).
- Ingepov A. I., Bugrimov L. P., Rokityanskiy I. I., Koldunov A. A.*, 1987b. The results of regional studies of magnetotelluric sounding for the Study of the deep structure of the southeastern Ukraine. Kiev: Geoinform, 275 p. (in Russian).
- Ladanivskyy B. T., Lyaschuk D. N.*, 2006. Geoelectrical model of south-western edge of the East European platform along the profile of RP-5 Gliboka—Kelmentsi. *Dopovidi NAN Ukrainy* (6), 115—120 (in Ukrainian).
- Ladanivskyy B. T., Lyaschuk D. N., Sapuzhak Ya. S., Cheban V. D.*, 2005. Geoelectrical model of the junction between the Carpathian foredeep and the East European platform along the profile of the AC-CBS-4a Mel'nytsia-Podolsky. *Dopovidi NAN Ukrainy* (5), 99—104 (in Ukrainian).
- Logvinov I. M.*, 2010. Geoelectrical parameters earth crust of western part of the Ukrainian Shield on the data of one-dimensional inversion of the magnetotelluric sounding. *Geofizicheskiy zhurnal* 32(2), 98—109 (in Russian).
- Logvinov I. M.*, 2012. Geoelectrical parameters of the crust and mantle south-west of the East-European platform and Carpathians: Dr. geol. Sci. dis. Kiev, 306 p. (in Russian).
- Logvinov I. M., Tarasov V. M.*, 2010. Geoelectrical parameters of a Dnieper-Lab crust zone on the East Europe Platform territory on the one-dimensional inversion data of magnetotelluric sounding. *Geofizicheskiy zhurnal* 32(5), 61—68 (in Russian).
- Proceedings of the International Data Centre B. Deep electromagnetic soundings, 1989. Moscow, 3, 33—52 (in Russian).
- International Tectonic Map of Europe, 1998. Scale 1 : 5000000. Eds V. E. Khain, Yu. G. Leonov. Moscow: GI RAS, (in Russian).
- Proskuryakova T. A., Khotko Zh. P., Kuznetsov Yu. N.*, 1976. Deep structure of the North-West of the USSR as a result of observation and analysis of long-period seismic waves, and geophysical data. In: *The investigation of long-period seismic waves*. Minsk: Nauka i Tekhnika, 106—113 (in Russian).
- Pushcharovsky Yu. M., Pushcharovsky D. Yu.*, 2010. Geology of the Earth's Mantle. Moscow: GEOS, 140 p. (in Russian).
- Tregubenko V. I., Meged G. V., Gornyak Z. V., Vasilenko V. A.*, 1994. Results areal survey MTZ scale 1 : 2500000 in the western part of Ukraine. Kiev: Geoinform, 210 p. (in Russian).
- Tregubenko V. I., Finchuk L. L., Beloshapskaya N. V.*, 1989. Results of regional works by MTZ northwestern part of the Ukrainian SSR. Kiev: Geoinform, 130 p. (in Russian).
- Khotko Zh. P., Kuznetsov Yu. N.*, 1993. Geophysical Observatory "Pleschinit'sy" (Minsk). Minsk: Navuka i Tekhnika, 106 p. (in Russian).
- Adam A., Ernst T., Jankowski J., Józwiak W., Hvozdarova M., Szarka L., Wesrergom V., Logvinov I., Kulik S.*, 1997. Electromagnetic induction profile (PREPAN95) from the East European Platform (EEP) to the Pannonian basin. *Acta Geod. Geoph. Hung.* 32(1-2), 203—223.
- Berdichevsky M., Dmitriev V.*, 2002. Magnetotellurics in the context of the theory of III-Posed Problems. Soc. Explor. Geophys., Tulsa USA. 215 p.
- Constable S. C., Parker R. L., Constable C. G.*, 1987. Occam's inversion: a practical algorithm for the inversion of electromagnetic data. *Geophysics* 52, 289—300.
- Gordienko V. V., Logvinov I. M.*, 2011. The global asthenosphere. *Izv. Phys. Solid Earth* 47(2), 109—116.
- Parker R. L., Whaler K. A.*, 1981. Numerical method for establishing solution to the inverse problem of electromagnetic induction. *J. Geophys. Res.* 86, 9574—9584.
- Semenov V. Yu.*, 1999. Estimation of the mantle geo-

- electrical structure in Belarus. *Лімосфера* (10-11), 128—130.
- Semenov V. Yu., 1998. Regional conductivity structures of the Earth's mantle. Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. 65(302), 122 p.
- Semenov V. Yu., Józwiak W., 2005. Estimation of the Upper Mantle Electric Conductance at the Polish Margin of the East European Platform. *Izv. Phys. Solid Earth* 41 (4), 326—332.
- Semenov V. Yu., Józwiak W., 2006. Lateral variations of the mid-mantle conductance beneath Europe. *Tectonophysics* 416, 279—288. doi: 10.1016/j.tecto.2005.11.017.
- Semenov V. Yu., Józwiak W., 1999. Model of the geo-electrical structure of the mid- and lower mantle in the Europe-Asia region. *Geophys. J. Int.* 138, 549—552.
- Semenov V. Yu., Pek J., Adam A., Ernst T., Józwiak W., Kovachikova S., Ladanyvskyy B., Logvinov I., Nowozynski K., Tarasov V., Vozar J. and Experimental Team of CEMES, 2004. Preliminary analysis of long-period induction data across the Trans-European sature zone: CEMES Project (2001—2004). IAGA. 17th Workshop on Electro-magnetic Induction in the Earth. Hyderabad, India, October 18—23, 2004. P. 128.
- Semenov V. Yu., Pek J., Adam A., Józwiak W., Ladanyvskyy B., Logvinov I., Pushkarev P., Vozar J., 2008. Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project. *Acta Geophysica* 56 (4), 957—981.