
doi: <https://doi.org/10.15407/dopovidi2018.06.083>

УДК 550.837.211:451.14

Б.Т. Ладанивский¹, И.М. Логвинов²

¹ Карпатское отделение Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Львов

² Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев

E-mail: borys@cb-igph.lviv.ua, anna_log@ukr.net

Длиннопериодные (300—400000000 с) индукционные зондирования и проводимость мантии Восточных, Южных Карпат и Балканид

Представлено академиком НАН Украины В.И. Старостенко

По результатам записей вариаций геомагнитного поля за 1988—2014 гг. выполнено магнитовариационное зондирование (МВЗ) на обсерваториях, расположенных в Восточных, Южных Карпатах и Балканидах. Путем сочленения кривых МВЗ и кривых магнитотеллурического зондирования получены длиннопериодные (300—400000000 с) индукционные кривые зондирования. По результатам одномерной инверсии таких кривых построен сводный геоэлектрический разрез от земной коры до нижней мантии, который хорошо согласуется с таковым, построенным по лабораторным данным. Переходной зоне в верхней мантии (400—650 км) соответствует зона резкого увеличения проводимости (от 0,04 до 0,44 См/м). В верхней части средней мантии появляется проводящий слой (значение проводимости порядка 1,6 См/м), природа которого может быть обусловлена достижением температуры солидуса пород в этом интервале.

Ключевые слова: *проводимость мантии, индукционные зондирования, Восточные Карпаты, Южные Карпаты, Балканиды.*

В работе анализируются результаты магнитовариационного зондирования (МВЗ) в геомагнитных обсерваториях, входящих в список международных центров данных: Львов (LVV) — Восточные Карпаты, Сурлари (SUA) — Южные Карпаты, Панагюриште (PAG) — Балканиды и режимной геофизической станции (РГС) Нижнее Селище (NSI) — Восточные Карпаты (рис. 1, а). На каждом пункте выполнена 1D инверсия кривых МВЗ, сочлененных с данными магнитотеллурического зондирования (МТЗ), и получен геоэлектрический разрез от глубины порядка 1 км до 1200 км. Данные о распределении проводимости (σ) вещества мантии по результатам МВЗ с использованием многолетних (3—20 и более лет) наблюдений вариаций компонент геомагнитного поля Земли получены за последние 30 лет для многих регионов [1—4 и др.]. Наиболее полные обобщения представлены в работах [1, 5], в которых приведены геоэлектрические модели для мантийных глубин территории Евро-Азии.

© Б.Т. Ладанивский, И.М. Логвинов, 2018

ISSN 1025-6415. Допов. Нац. акад. наук Укр. 2018. № 6

83

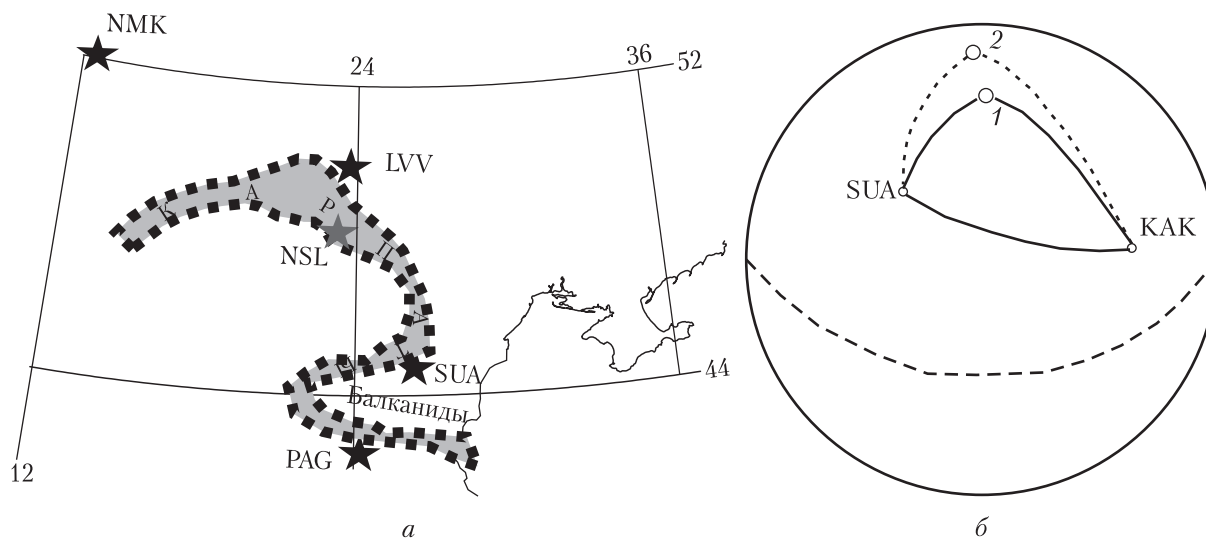


Рис. 1. Расположение геомагнитных обсерваторий (а) и пример определения полюса Dst-вариаций и кошироты обсерваторий (б: 1 — полюс Dst-вариаций; 2 — северный географический полюс)

Методика и экспериментальные данные. Существует несколько методик МВЗ, с помощью которых получают функции отклика, позволяющие исследовать глубины мантии Земли. В настоящем исследовании применялся так называемый метод Z/H . Теория метода и методика расчетов детально описаны в работе [6]. Здесь остановимся на отдельных ее особенностях.

В формуле расчета функции отклика (кажущегося сопротивления, вычисляемого по импедансу) по Z/H методу присутствует геомагнитная коширота точки наблюдения относительно полюса магнитной бури (точка пересечения оси кольцевого тока, являющегося источником магнитной бури, с земной поверхностью). Поэтому чем правильнее мы определим кошироту, тем точнее рассчитаем значение функции отклика. В настоящей работе расчет кошироты проводится по формулам тригонометрии на сфере по значениям косинусов углов и сторон сферических треугольников Эйлера. На земной сфере между обсерваторией, северным географическим полюсом и полюсом магнитной бури (Dst-вариации) составляет два сферических треугольника (см. рис. 1, б). Искомое значение кошироты определяется по координатам пунктов и склонению оси кольцевого тока. Склонение оси кольцевого тока определялось для различной длительности используемого ряда наблюдений, и затем для расчета кошироты бралось медианное значение. Определение координат полюса Dst-вариаций проводилось по сферическому треугольнику. На рис. 1, б вершины треугольника составляют SUA, полюс Dst (или географический северный полюс) и КАК. Так как геомагнитные бури — явление глобальное и они синхронны по всему Земному шару, положение референтной обсерватории выбирается произвольно. Расчет кошироты будет тем точнее, чем ближе форма сферического треугольника к равностороннему. Кроме соблюдения требований к геометрии расположения обсерваторий, данные референтной обсерватории также используются в расчете функции отклика для уменьшения влияния локальных помех на результат.

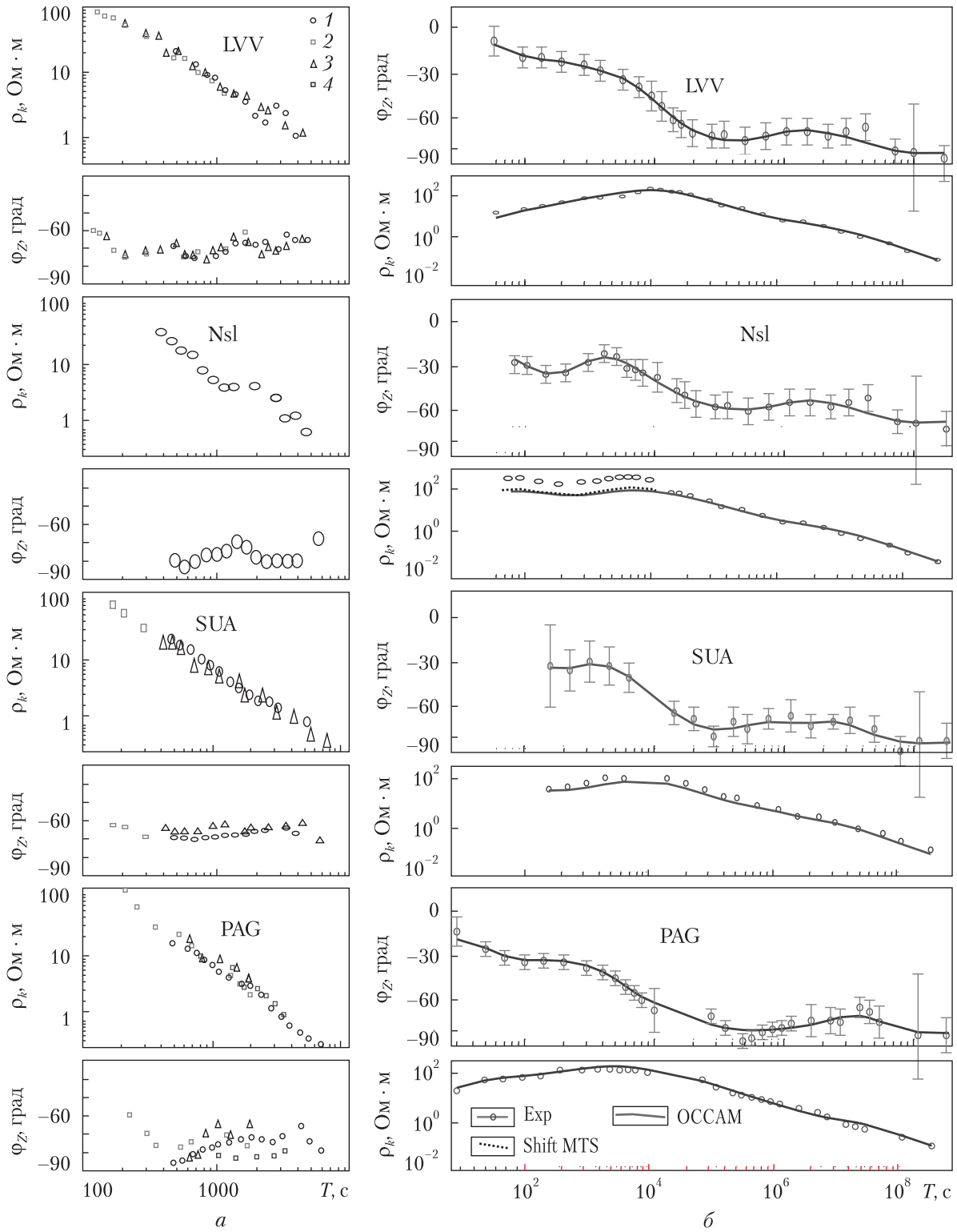


Рис. 2. Кривые МВЗ на обсерваториях по данным: 1 – настоящей работы, 2 – по [3], 3 – по [1], 4 – по [2] (а); результат 1D инверсии обобщенных индукционных кривых зондирования (б)

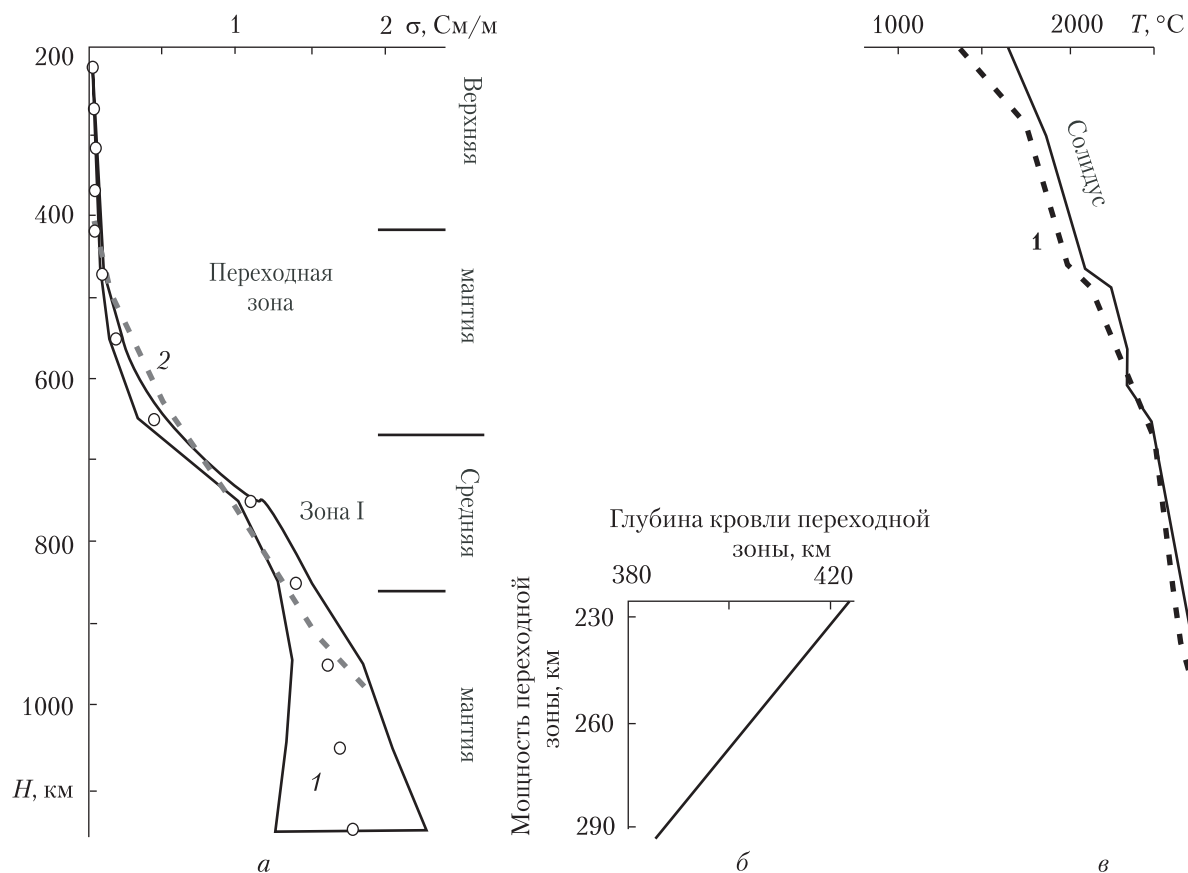


Рис. 3. Геоэлектрический разрез мантии Земли (а: 1 — по одномерной инверсии, 2 — по данным лабораторных исследований); положение кровли и подошвы переходного слоя по [12] с упрощениями (б); расчетные температуры для мантии Земли по В.В.Гордиенко [14] (в)

Исходя из перечисленных требований и учитывая полноту записей вариаций геомагнитного поля, в качестве реперных были выбраны обсерватории Нимек (NМК) и Какиока (КАК). Проведенные вычисления показали, что использование обсерватории КАК позволяет более правильно определить положение полюса Dst-вариаций.

Для вычисления кривых МВЗ использовались среднечасовые данные, полученные из цифровых записей за период 2007–2014 гг. для SUA и 1988–2008 гг. для PAG, взятые из Мирового центра данных (WDC for Geomagnetism, Edinburgh, <http://www.wdc.bgs.ac.uk/>); 2004–2014 гг. для LVV и 2002–2014 гг. для NSI, взятые из односторонних данных на обсерваториях.

Кривые МВЗ и их одномерная инверсия. Последняя сводка кривых МВЗ (полученных из аналоговых записей компонент МТ поля) на обсуждаемых обсерваториях приведена в [1]. Полученные нами значения ρ_k сочетаются с данными [1] так, что в интервале периодов $2 \cdot 10^5$ – $1,4 \cdot 10^6$ с они несколько выше, в интервале $2 \cdot 10^6$ – 10^7 с полностью совпадают и значительно отличаются на больших периодах (рис. 2, а). Фаза Z (φ_Z) отличается на 5° в интервале периодов $2 \cdot 10^5$ – 10^7 с и на еще большую величину на периодах, больших 10^7 с.

Различия до периодов 10^7 с не превышают погрешности определений ρ_k и φ_Z обоих вариантов данных.

Для окончательной инверсии кривые МВЗ были построены по данным [3] (интервал 24400–86400 с), средние значения величин ρ_k и фазы импеданса из полученных нами и приведенных в [1, 2, 4] (интервал $2 \cdot 10^5$ – $2 \cdot 10^7$ с), по данным [7] (для интервала более $4 \cdot 10^7$ с). На obs. PAG наиболее представительный результат получен в [8], так как он хорошо согласуется с результатами, приведенными в [3], в диапазоне их перекрытия и является средним по отношению к данным по [2, 4].

Преимущество МВЗ в том, что полученные значения ρ_k не искажены гальваническими эффектами, поэтому эти значения можно использовать как локальный репер для исправления кривых МТЗ, которые обычно смещены гальваническими шифт-эффектами (shift MTS). Путем сочленения данных МТЗ (в диапазоне периодов от нескольких секунд до 10^4 с) и МВЗ (в диапазоне периодов от $2 \cdot 10^4$ до $2 \cdot 10^7$ с) были получены обобщенные индукционные кривые зондирования. Результаты МТЗ на обсерваториях SUA и LVV взяты из [1], PNG – из [9], NSI любезно предоставлены В.И. Трегубенко. Использование совместных данных МТЗ и МВЗ позволило более обоснованно оценить геоэлектрические параметры от земной коры до нижней мантии Земли. Для устранения гальванического эффекта, который может присутствовать на амплитудных кривых МТЗ (см. рис. 2, б – NSI), кривые ρ_k МТЗ сдвинуты до согласования их с кривой ρ_k МВЗ. 1D инверсия таких обобщенных индукционных кривых зондирования была выполнена по алгоритму OCCAM [10].

Модельные кривые хорошо удовлетворяют экспериментальным данным и лишь в диапазоне $5 \cdot 10^7$ – 10^8 с последние плохо согласуются с модельными (см. рис. 2, б). Использованный диапазон периодов позволил получить геоэлектрический разрез от глубин порядка 1 км до 1200 км.

Обсуждение. Полученные в результате инверсии распределения геоэлектрических параметров удобно рассматривать в виде зависимости интегральной проводимости (S_Σ) от глубины. Изменение интегральной проводимости в каждом пункте под влиянием объектов пониженного сопротивления, расположенных в земной коре ближайших окрестностей обсерваторий, можно исключить, если представить результат в виде градиентов S_Σ . Эта величина – $(S_\Sigma^{\text{top}} - S_\Sigma^{\text{bot}})/\Delta H$, где S_Σ^{top} , S_Σ^{bot} – значения на кровле и подошве слоя мощностью ΔH – соответствует проводимости (σ) выбранного интервала глубин. Значения ΔH были взяты 50000 м для интервала глубин 100–500 км и 100000 м для интервала глубин 500–1200 км. Такой выбор ΔH обусловлен мощностью слоев, получаемых при инверсии OCCAM. Обобщенный геоэлектрический разрез для рассматриваемых обсерваторий представлен на рис. 3, а.

Проводимость пород, соответствующих по минеральному составу породам мантии, была изучена в лабораторных условиях [11] и построен геоэлектрический разрез (см. рис. 3, а). В общих чертах этот разрез хорошо согласуется с полученным в данной работе.

Поскольку терминология недостаточно устоялась, главными составными единицами мантии можно считать: верхнюю (30–670 км), среднюю (670–2200 км) и нижнюю (2200–2900 км) мантии (см. рис. 3, а). По сейсмологическим данным давно выделяется зона в низах верхней мантии. В работе [12] рассмотрены параметры этой переходной зоны (по определению Рингвуда в интервале глубин 400–660 км), полученные с использованием данных

для трех тектонических типов — плюм, субдукция, нормальная (см. рис. 3, б). На геоэлектрическом разрезе этому интервалу глубин соответствует зона резкого увеличения проводимости. Если в интервале глубин до 300 км проводимость изменяется от 0,004 до 0,01 См/м, то в интервале 380—650 км значения σ увеличиваются почти на порядок (от 0,04 до 0,44 См/м).

Некоторые исследователи [13] предлагают выделить переходную зону в верхней части средней мантии (зона I на рис. 3, а). В геоэлектрическом разрезе зона I характеризуется наличием проводящего слоя. Если в верхней мантии до глубины кровли переходного слоя значения σ не превышают 0,01 См/м, то в зоне раздела I проводимость достигает величины порядка 1,6 См/м (см. рис. 3, а). Расчетные температуры для мантии [14] указывают на достижение солидуса пород на глубинах более 600 км (см. рис. 3, в). Таким образом, природу слоя повышенной проводимости, соответствующего зоне I, можно связать с появлением частично расплавленных пород.

Приведенные выводы отражают современное состояние геоэлектрической изученности и соответствуют возможностям глубинных электромагнитных исследований при известном количестве интерпретационных параметров. Полученные новые данные о геоэлектрическом строении мантии Карпат и Балканид существенно дополняют имеющиеся представления, основанные в первую очередь на результатах сейсмических и гравимагнитных исследований.

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Semenov V.Yu., Pek J., Adam A., Jozwiak W., Ladanyvskyi B., Logvinov I., Pushkarev P., Vozar J. Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project. *Acta Geophys.* 2008. **56**, № 4. P. 957—981.
2. Schultz A., Larsen J.C. On the electrical conductivity of the mid-mantle: I. Calculation of equivalent scalar magnetotelluric response functions. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 1987. **88**. P. 733—761.
3. Olsen N. Day-to-day C-Resrince Estimation for Sq from 1 cpd to 6 cpd Using the Z:Y-Method. *J. Geomag. Geoelectr.* 1992. **44**. P. 433—447.
4. Semenov V.Yu. Regional conductivity structures of the Earth's mantle. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.* 1998. **C-65**. 122 p.
5. Semenov V.Yu., Józwiak W. Model of the geoelectrical structure of the mid- and lower mantle in the Europe—Asia region. *Geophys. J. Int.* 1999. **138**. P. 549—552.
6. Ладанівський Б.Т. Електропровідність мантиї Землі в районі станції “Академік Вернадський”. *Геофіз. журн.* 2014. **36**, № 5. С. 156—164.
7. Harwood J.M., Malin S.R.C. Sunspot cycle influence on the geomagnetic field. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 1977. **50**. P. 605—619.
8. Srebrov B., Ladanyvskyi B., Logvinov I. Application of space generated geomagnetic variations for obtaining geoelectrical characteristics at Panagyurishte geomagnetic observatory region. *C. R. Acad. Bulg. Sci.* 2013. **66**, № 6. P. 857—864.
9. Logvinov I., Srebrov B., Rakhlin L., Kovachikova S. Geoelectrical studies at the geophysical observatories in Bulgaria. *Complex research of earthquake's forecasting possibilities, seismicity and climate change correlations: Seminar proceedings (Sofia, 16—20 December, 2013)*. Sofia, 2014. P. 70—79.
10. Constable S.C., Parker R.L., Constable C.G. Occam's inversion: a practical algorithm for the inversion of electromagnetic data. *Geophysics.* 1987. **52**. P. 289—300.
11. Xu Y., Shankland T.J., Poe B.T. Laboratory-based electrical conductivity in the Earth's mantle. *J. Geophys. Res.* 2000. **105**, № B12. P. 27865—27875.
12. Tauzin B., Debayle E., Wittlinger G. Constraint on the mantle transition zone structure from P-to-S_v converted waves. URL: www.MantlePlumes.org

13. Пушаровский Ю.М., Пушаровский Д.Ю. Геология мантии Земли. Москва: ГЕОС, 2010. 140 с.
14. Gordienko V.V., Logvinov I.M. The global asthenosphere. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2011. 47, Iss. 2. P. 109–116. doi: <https://doi.org/10.1134/S1069351311010046>

Поступило в редакцию 27.12.2017

REFERENCES

1. Semenov, V. Yu., Pek, J., Adam, A., Jozwiak, 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 Geophys.*, 56, No. 4, pp. 957-981.
2. Schultz, A. & Larsen, J. C. (1987). On the electrical conductivity of the mid-mantle: I. Calculation of equivalent scalar magnetotelluric response functions. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 88, pp. 733-761.
3. Olsen, N. (1992). Day-to-day C-Resrince Estimation for Sq from 1 cpd to 6 cpd Using the Z:Y-Method. *J. Geomag. Geoelectr.*, 44, pp. 433-447.
4. Semenov, V. Yu. (1998). Regional conductivity structures of the Earth's mantle. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, C-65 (302).
5. 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, pp. 549-552.
6. Ladanyvskyy, B. T. (2014). Electrical Conductivity of the Earth's Mantle in the "Academic Vernadsky" Station Region. *Geofiz. zhurn.*, 36, No. 5, pp. 156-164 (in Ukrainian).
7. Harwood, J. M. & Malin, S. R. C. (1977). Sunspot cycle influence on the geomagnetic field. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 50, pp. 605-619.
8. Srebrov, B., Ladanyvskyy, B. & Logvinov, I. (2013). Application of space generated geomagnetic variations for obtaining geoelectrical characteristics at Panagyurishte geomagnetic observatory region. *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 66, No. 6, pp. 857-864.
9. Logvinov, I., Srebrov, B., Rakhlin, L. & Kovachikova, S. (2013, December). Geoelectrical studies at the geophysical observatories in Bulgaria. Seminar proceedings Complex research of earthquake's forecasting possibilities, seismicity and climate change correlations (pp. 70-79), Sofia.
10. Constable, S. C., Parker, R. L. & Constable, C. G. (1987). Occam's inversion: a practical algorithm for the inversion of electromagnetic data. *Geophysics*, 52, pp. 289-300.
11. Xu, Y., Shankland, T. J. & Poe, B. T. (2000). Laboratory-based electrical conductivity in the Earth's mantle. *J. Geophys. Res.*, 105, No. B12, pp. 27865-27875.
12. Tauzin, B., Debayle, E. & Wittlinger, G. Constraint on the mantle transition zone structure from P-to-S_v converted waves. Retrieved from www.MantlePlumes.org
13. Pushcharovsky, Yu. M. & Pushcharovsky, D. Yu. (2010). *Geology of the Earth's Mantle*. Moscow: GEOS (in Russian).
14. Gordienko, V. V. & Logvinov, I. M. (2011). The global asthenosphere. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 47, Iss. 2, pp. 109-116. doi: <https://doi.org/10.1134/S1069351311010046>

Received 27.12.2017

Б.Т. Ладанівський¹, І.М. Логвінов²

¹ Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Львів

² Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ

E-mail: borys@cb-igph.lviv.ua, anna_log@ukr.net

ДОВГОПЕРІОДНІ (300–400000000 с) ІНДУКЦІЙНІ ЗОНДУВАННЯ І ПРОВІДНІСТЬ МАНТІЇ СХІДНИХ, ПІВДЕННИХ КАРПАТ І БАЛКАНІД

За результатами записів варіацій геомагнітного поля за 1988–2014 рр. виконано магнітоваріаційні зондування (МВЗ) на обсерваторіях, розташованих у Східних, Південних Карпатах і Балканідах. Шляхом зчленування кривих МВЗ і кривих магнітотелуричного зондування отримані довгоперіодні (300–400000000 с) індукційні криві зондування. За результатами одновимірної інверсії таких кривих побудовано зведений геоелектричний розріз від земної кори до нижньої мантії, який добре узгоджується з побудованим за лабораторними даними. Перехідній зоні у верхній мантії (400–650 км) відповідає зона різкого

збільшення провідності (від 0,04 до 0,44 См/м). У верхній частині середньої мантії з'являється провідний шар (значення провідності порядку 1,6 См/м), природа якого може бути обумовлена досягненням температури солідусу порід в цьому інтервалі.

Ключові слова: провідність мантії, індукційні зондування, Східні Карпати, Південні Карпати, Балканіди.

*B.T. Ladanivskyy*¹, *I.M. Logvinov*²

¹ Carpathian Branch of S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine, Lviv

² S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine, Kiev

E-mail: borys@cb-igph.lviv.ua, anna_log@ukr.net

LONG-PERIOD (300–400000000 s) INDUCTION SOUNDINGS
AND THE CONDUCTIVITY OF THE MANTLE OF EASTERN
AND SOUTHERN CARPATHIANS AND BALKANIDES

Based on the results of records of variations of the geomagnetic field for 1988–2014, the magnetovariation sounding (MVS) was performed at observatories located in the Eastern and Southern Carpathians and Balkanides. By connecting the MVS curves and magnetotelluric sounding curves, long-period (300–400000000 s) induction curves are obtained. According to the results of a one-dimensional inversion of such curves, a composite geoelectric section from Earth's crust to the lower mantle is constructed, which agrees well with that constructed from laboratory data. The transition zone in the upper mantle (400–650 km) corresponds to the zone of a sharp increase in the conductivity (from 0.04 to 0.44 S/m). A conductive layer appears in the upper part of the middle mantle (the conductivity value is of the order of 1.6 S/m), the nature of which may be due to the achievement of the solidus rock temperature in this interval.

Keywords: mantle conductivity, induction sounding, Eastern Carpathian, Southern Carpathian, Balkanides.