

Autoreferat

I) IMIĘ I NAZWISKO: Waldemar Józwiak

II) POSIADANE DYPLOMY, STOPNIE NAUKOWE

- Dyplom i tytuł magistra z roku 1978, Wydział Fizyki Uniwersytetu Warszawskiego (specjalność geofizyka), Warszawa.

Tytuł pracy magisterskiej: *Warunki termiczne konwekcji w górnym płaszczu Ziemi.*
Promotor pracy magisterskiej: prof. dr hab. Roman Teisseyre

- Dyplom i stopień doktora nauk fizycznych w zakresie fizyki z roku 2000, Instytut Geofizyki Polskiej Akademii Nauk (specjalność geofizyka), Warszawa.

Tytuł rozprawy doktorskiej: *Nowa metoda inwersji globalnych danych elektromagnetycznych i jej zastosowania do badania przewodnictwa w płaszczu Ziemi.*
Promotor rozprawy: prof. dr hab. Jerzy Jankowski

III) INFORMACJE O DOTYCHCZASOWYM ZATRUDNIENIU W JEDNOSTKACH NAUKOWYCH

Od roku 1977 do chwili obecnej jestem zatrudniony w Instytucie Geofizyki PAN w Zakładzie Magnetyzmu na stanowisku:

grudzień 1977 – stażysta
sierpień 1978 – asystent
grudzień 1982 – starszy asystent
sierpień 1986 – geofizyk
grudzień 2000 – adiunkt
grudzień 2009 – starszy specjalista

od maja 2007 roku jestem kierownikiem Zakładu Magnetyzmu.

IV) OSIĄGNIĘCIE NAUKOWE WYNIKAJĄCE Z ART. 16 UST. 2 USTAWY Z DNIA 14 MARCA 2003 R. O STOPNIACH NAUKOWYCH I TYTULE NAUKOWYM ORAZ O STOPNIACH I TYTULE W ZAKRESIE SZTUKI (Dz. U. nr 65, poz. 595 ze zm.)

A) Tytuł osiągnięcia naukowego:

BADANIA MAGNETOWARIACYJNE STRUKTURY LITOSFERY W STREFIE
BRZEŻNEJ KRATONU WSCHODNIOEUROPEJSKIEGO
– NOWA METODYKA I REZULTATY.

B) Spis publikacji będących jednotematycznym cyklem stanowiącym osiągnięcie o którym mowa w ust. 1 art. 16 ustawy o stopniach naukowych i tytule w zakresie sztuki z dnia 14 marca 2003 r.:

1. Semenov, V.Yu., Jankowski, J., Józwiak, W., 2002. New evidence of the anomalously conductive mantle beneath the Tornquist-Teisseyre zone in Poland, *Acta Geophys. Pol.*, 50, 4, p. 517-526.
2. Semenov, V.Yu., Jozwiak, W., Pek, J., 2003. Deep electromagnetic soundings conducted in Trans-European Suture Zone, *EOS Transactions, AGU*, 84 (52), p. 581, 584.
3. 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), p. 326-332.
4. Józwiak, W., Neska, A., 2005. Electromagnetic sounding in SW Baltic Region: Significant induction anomaly indicated by perturbation vectors, *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, C-95 (386), p. 97-106.
5. Semenov, V.Yu., Jozwiak, W., 2006. Lateral variations of the mid-mantle conductance beneath Europe, *Tectonophysics*, 416, p. 279-288.
6. Brasse, H., Cerv, V., Ernst, T., Hoffman, N., Jankowski, J., Jozwiak, W., Korja, T., Kreutzmann, A., Neska, A., Palshin, N.A., Pedersen, L.B., Schwartz, G., Smirnov, M., Sokolova, E.Yu., Varentsov, I.M., 2006. Probing electrical conductivity of the Trans-European Suture Zone, *EOS Transactions, AGU*, 87, No 29.
7. Pushkarev, P.Y., Ernst, T., Jankowski, J., Jozwiak, W., Lewandowski, M., Nowożyński, K., Semenov, V.Yu., 2007. Deep resistivity structure of the Trans-European Suture Zone in central Poland, *Geophys. J. Int.*, 200, p. 926-940.
8. Ernst, T., Brasse, H., Cerv, V., Hoffman, N., Jankowski, J., Józwiak, W., Kreutzmann, A., Neska, A., Palshin, N.A., Pedersen, L.B., Smirnov, L., Sokolova, M., Varentsov, I.M., 2008. Electromagnetic images of the deep structure of the Trans-European Suture Zone beneath Polish Pomerania, *Geophys. Res. Letts.*, 35 (15), p. DOI:10.1029/2007GL034610.
9. Semenov, V.Yu., Pek, J., Adam, A., Józwiak, W., Ladanivskyy, B.T., Logvinov, I.M., Pushkarev, P.Y., Vozar, J., 2008. Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project, *Acta Geophys.*, 56 (4), p. 957-981.
10. Jozwiak, W., 2012, Large-Scale Crustal Conductivity Pattern in Central Europe and Its Correlation to Deep Tectonic Structures, *Pure Appl. Geophys.*, 169, 10(2012), p. 1737-1747, DOI 10.1007/s00024-011-0435-7.
11. Józwiak, W., 2013, Electromagnetic Study of Lithospheric Structure of Marginal Zone of East European Craton in NW Poland. *Acta Geophys.*, 61, 1101-1129.

WPROWADZENIE.

Tematem proponowanego cyklu prac są badania struktury litosfery w strefie brzeżnej kratonu wschodnioeuropejskiego za pomocą metod magnetowariacyjnych. W pracach prezentowane jest oryginalne rozwinięcie tych metod, co pozwala na efektywne badanie struktury górnego płaszczu jak również śledzenie głębokich, dobrze przewodzących kompleksów w skorupie. Przedstawione są również rezultaty zastosowania proponowanych metod w badaniach strefy brzeżnej kratonu wschodnioeuropejskiego.

Metoda magnetowariacyjna (MV), podobnie jak metoda magnetotelluryczna (MT) wykorzystuje, jako źródło, naturalne wariacje pola magnetycznego i opiera się na zjawisku indukcji elektromagnetycznej. W skałach budujących wnętrze Ziemi indukują się prądy elektryczne, których kierunki i natężenia zależą od rozkładu przewodnictwa elektrycznego. Analiza zależności pomiędzy wartościami odpowiednich składowych rejestrowanego na powierzchni pola elektromagnetycznego pozwala nam wyciągnąć wnioski o wartościach przewodnictwa elektrycznego podłoża. Jest to niezmiernie istotny parametr fizyczny, dzięki któremu możemy identyfikować struktury geologiczne o odmiennych cechach petrofizycznych. Metody elektromagnetyczne pozwalają wykrywać ważne dla zrozumienia tektoniki danego obszaru strefy uskoków lub nasunięć, gdzie występują skały porowate nasączone zmineralizowanymi wodami, grafity i siarczki metali, a głębiej strefy częściowego topnienia. W stabilnych regionach pozwalają śledzić ślady dawnych procesy tektonicznych, kolizji płyt kontynentalnych lub ich fragmentów i lokalizować strefy szwów lub basenów przedgórskich.

W prezentowanym cyklu prac zaproponowano dwa nowe podejścia metodyczne do interpretacji rezultatów sondowań MV. Po pierwsze, przedstawiono metodę badania głębokiego rozkładu przewodnictwa poprzez konstrukcję, a potem wspólną interpretację, krzywych sondowań składających się z gałęzi globalnej (sondowania MV), regionalnej (sondowania MV) oraz lokalnej (sondowania MT). Do interpretacji takich krzywych zastosowano stochastyczny algorytm inwersyjny dla sferycznego modelu Ziemi (Józwiak, 2001).

Kolejną metodą rozwiniętą i wdrożoną w przedstawionych pracach było zastosowanie analizy niezmienników Horyzontalnego Tensora Magnetycznego (HMT) do określenia parametrów wielkich, rozciągłych kompleksów dobrze przewodzących w skorupie. Rozkład przestrzenny niektórych niezmienników tensora HMT, w szczególności maksymalnych wartości własnych, pozwala bardzo efektywnie lokalizować położenie struktur dobrze przewodzących, również trójwymiarowych (Jozwiak, 2011). Bezpośrednie wyznaczenie tensora HMT wymaga synchronicznych rejestracji wariacji pola magnetycznego w całym rejonie badań, co wymaga zaangażowania dużej ilości aparatury i jest bardzo kosztowne. Możemy jednak, dysponując wystarczająco dużą ilością danych (wektorów indukcyjnych lub tipperów) z punktów rozłożonych dosyć równomiernie na badanym obszarze, dokonać ich transformacji do tensora HMT. Transformacja taka wykorzystuje własności pól potencjalnych, dla których istnieje związek pomiędzy składową pionową i składowymi poziomymi pola poprzez transformatę Hilberta i w kolejnych pracach cyklu zaproponowano nowy, efektywny algorytm takiej transformacji.

W publikacjach wchodzących w skład przedstawionego cyklu dokonano również, przy pomocy obu proponowanych metod, interpretacji danych MV w rejonie strefy brzeżnej kratonu wschodnioeuropejskiego. Otrzymane rezultaty z jednej strony dostarczyły wielu interesujących informacji o strukturze litosfery w tym rejonie, a z drugiej strony, potwierdziły użyteczność i efektywność proponowanej metodyki w badaniach skorupy i górnego płaszczu.

Przedpole platformy wschodnioeuropejskiej to unikalny obszar w strukturze tektonicznej Europy, a rozpoznanie jego budowy jest kluczem dla zrozumienia historii geotektonicznej naszego kontynentu. Wyniki głębokich sondowań sejsmicznych, refleksyjnych, refrakcyjnych oraz tomografii świadczą o bardzo złożonej strukturze skorupy ziemskiej, która jest podzielona na wiele bloków o różnej miąższości. Fizyczne cechy tych bloków zmieniają się drastycznie, co jest odzwierciedleniem różnic ich budowy geologicznej. Na zachód od strefy T-T zachodziły w paleozoiku mniej lub bardziej intensywne ruchy tektoniczne, które wywołały deformacje fałdowe. Na sfałdowanych skałach paleozoiku spoczywają płasko osady, począwszy od dewonu dolnego lub od permu. Sfałdowane skały paleozoiku (i starsze) tworzą podłoże, leżące zaś na nich osady niesfałdowane stanowią pokrywę młodej platformy. Miąższość skorupy ziemskiej zmienia się gwałtownie od 35-45 km pod płytą wschodnioeuropejską, do 40-55 km w TESH oraz 28-32 km pod paleozoiczną platformą Europy zachodniej i południowej (Guterch et al. 1986, Guterch et al. 1999, Grad et al. 2002, Janik et al. 2002, Grad et al. 2003a, Grad and Guterch 2006). Obserwowany jest również wyraźny spadek prędkości sejsmicznych (o 2-3%) w górnym płaszczu, na głębokościach 100-200 km w miarę przejścia od platformy prekambryjskiej do paleozoicznej (Zielhuis & Nolet 1994). Zmienia się ponadto miąższość litosfery, od 150-200 km pod kratonem do 80-120 km pod płytą fanerozoiczną (Piórko Wilde-i in. 2010). Niezmiernie interesującym rezultatem badań sejsmicznych na profilach LT7, P2 i P4 (Guterch et al. 1994, Grad et al. 2002, Dadlez et al. 2005) było stwierdzenie, że w Basenie Polskim skały o stosunkowo niskich prędkościach fal sejsmicznych P, mniejszych od 6,0 km/s mogą sięgać aż do głębokości 20 km. Potwierdza to przypuszczenia o niezwykle dużej miąższości pokrywy osadowej, przy czym w podłożu basenu występują prawdopodobnie skały silnie zmetamorfizowane albo skały pochodzenia wulkanicznego.

Pomimo napływu dużej ilości nowych danych sejsmicznych nie rozwiązano jednak dotychczas wszystkich problemów geotektonicznych. Wśród nich, istotnym jest odpowiedź na pytanie czy istnieje lub nie, front deformacji kaledońskich i jaka jest jego pozycja w stosunku do krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. Również przebieg frontu deformacji waryscyjskich jest przedmiotem licznych kontrowersji. Celowym jest zatem, stosowanie innych metod geofizycznych, w szczególności metod elektromagnetycznych, dzięki którym możemy budować modele rozkładu przewodnictwa elektrycznego w skorupie i górnym płaszczu. Znajomość rozkładu przewodnictwa i rozkładu prędkości sejsmicznych stwarza szansę na komplementarną interpretację geofizyczną, co prowadzi do lepszego poznania struktury głębokiego podłoża.

KOMENTARZ AUTORSKI DO PRAC WCHODZĄCYCH W SKŁAD CYKLU.

Pierwsza grupa prac cyklu [1, 2, 3, 5, 9] jest poświęcona proponowanej metodzie jednoczesnej inwersji i interpretacji rezultatów globalnych badań MV, regionalnych sondowań MV i lokalnych sondowań MT oraz jej zastosowaniu do regionalnych badań struktury górnego płaszczu. Prace nad możliwościami zastosowania takiej metody rozpocząłem wspólnie z dr hab. Vladimirem Semenovem w roku 1998. Nowością było to, że do inwersji danych zastosowaliśmy algorytm dla sferycznego modelu Ziemi (Józwiak, 2001), podczas gdy w innych pracach wykorzystywano klasyczne algorytmy dla struktur płasko równoległych. Stosowane były one powszechnie do interpretacji krótkookresowych danych MT, nie uwzględniały jednak efektu kulistości Ziemi pomimo, że począwszy od głębokości 400 km zaczyna mieć on istotne znaczenie (Srivastova, 1966).

Nowo opracowana metodyka została zastosowana po raz pierwszy do interpretacji rezultatów długookresowych sondowań elektromagnetycznych na profilu przecinającym polską część platformy wschodnioeuropejskiej, zbliżonym do sejsmicznego profilu CEL 01, a

rezultaty zostały przedstawione w pracy [1]. Pomiary prowadzono przez około trzy tygodnie i rejestrowano zmiany pola w przedziale okresów od 0.05 do 10 000 s. Do opracowywania danych wykorzystywano dwa różne programy numeryczne, jeden pracujący w dziedzinie czasu a drugi w dziedzinie częstości. W celu ograniczenia zakłóceń przemysłowych stosowano metody statystyczne typu robust (Chave et al., 1987) i wykorzystano również metodę stacji odniesienia (Gamble et al., 1979). Do oceny parametrów nadkładu osadowego i górnej skorupy zastosowano klasyczne metody interpretacji sondowań MT i MV. Stwierdzono, że przewodnictwo w warstwie osadowej waha się od 30 do 100 Ωm na platformie i 20-30 Ωm na jej skraju. Znajomość parametrów nadkładu osadowego pozwoliła nam bardziej precyzyjnie ocenić rozkład przewodnictwa w płaszczu Ziemi. Dla określenia rozkładu przewodnictwa w głębokich strukturach wykorzystano również dane z obserwatoriów w Belsku i Pleszczenicy. Wyznaczono na ich podstawie krzywe oporności pozornej dla okresów od 8 godzin do 300 dni, stosując metodykę opisaną w pracy Semenova (1998). Krzywe MV uzupełniano krótkookresowymi gałęziami otrzymanymi z rezultatów sondowań MT. Dokonano następnie ich inwersji, wykorzystując program inwersji stochastycznej dla sferycznego modelu Ziemi (Józwiak, 2001) jak również, dla porównania klasyczny algorytm 1D OCCAM (Constable et al., 1987), którego rezultaty były konwertowane do współrzędnych sferycznych (Weidelt, 1972). Do prezentacji rezultatów wykorzystano oryginalne podejście analogiczne do tego stosowanego w tomografii sejsmicznej. Założono, że model struktury geoelektrycznej dla platformy jest modelem referencyjnym i wyznaczono dla wszystkich punktów i głębokości odstępstwa od tego modelu. Przewodnictwo elektryczne skał wewnątrz Ziemi może się zmieniać nawet o kilka rzędów i dlatego często wykorzystuje się do prezentacji rozkładu przewodnictwa skalę logarytmiczną. Zaproponowano zatem parametr v skonstruowany jako logarytm współczynnika S_i/S_0 , gdzie S_i oznacza wartość przewodnictwa integralnego na danej głębokości w punkcie pomiarowym a S_0 w punkcie referencyjnym. Integralne przewodnictwo warstw przypowierzchniowych zostało wyeliminowane z tych rozważań, co było możliwe dzięki oszacowaniu tych wartości przy pomocy rutynowych sondowań MT. Otrzymane rezultaty wskazują, że górny płaszcz w rejonie strefy TT jest bardziej przewodzący od tego pod platformą wschodnioeuropejską. W rejonie strefy TT i dalej w kierunku platformy paleozoicznej zaznacza się warstwa dobrze przewodząca na głębokościach 200-250 km a jej integralne przewodnictwo jest relatywnie wysokie. Były to nowe, dotychczas nieznanne informacje o budowie górnego płaszczu w rejonie strefy brzeżnej platformy wschodnioeuropejskiej.

Badania kontynuowano następnie wzdłuż długiego (750 km) profilu zbliżonego do sejsmicznego profilu POLONAISE'97, a rezultaty opublikowano w pracy [3]. Ultra głębokie sondowania MV i MT przeprowadzono w dwóch punkty leżących na platformie wschodnioeuropejskiej dwóch w strefie TESZ oraz jednym leżącym na platformie paleozoicznej. Dużym wyzwaniem eksperymentalnym było uzyskanie dobrych zapisów pól elektrycznych dla okresów sięgających 40 000. Przeprowadzono w związku z tym specjalnie testy aparatury i elektrod (Semenov et al., 2001) i na podstawie ich wyników dokonano adaptacji aparatury. Dla długich okresów (od zmian dobowych do rocznych) wykorzystano dane z obserwatoriów w Belsku, Niemegk i Pleszczenicy a wyznaczone funkcje przejścia uzupełniono wartościami dla okresów najdłuższych, sięgających 11 lat, obliczonymi dla Europy i Azji (Semenov i Jozwiak, 1999). Przedyskutowano dalej problemy związane z łączeniem poszczególnych gałęzi funkcji przejścia, gdyż wymaga to szczególnej ostrożności. Dla krótkich okresów kierunki główne tensorów MT są zależne od obecności horyzontalnych (często płytkich) niejednorodności lub anizotropii ośrodka. Dla długich okresów kierunki krzywych sondowań MV zależne są od charakteru źródeł w jonosferze i magnetosferze. Tak więc, prądy indukowane poprzez burze magnetyczne (D_{st}) mają kierunek południkowy i tylko

w tym kierunku możemy estymować funkcje przejścia. Natomiast kierunki prądów generowanych zmianami dobowymi (S_q) zależą od konfiguracji wirów jonosferycznych. Tak więc różne gałęzie krzywych mogą być połączone jedynie przy założeniu, że głębokie warstwy Ziemi w regionie obserwacji są jednorodne i izotropowe. Takie założenie jest prawdziwe w większości wypadków, co potwierdza spójność wszystkich segmentów krzywych fazowych uzyskanych różnymi metodami. Natomiast obserwowane nieciągłości na krzywych amplitudowych są powodowane obecnością niejednorodności lokalnych. Dlatego właśnie podczas inwersji kładziemy większe wagi na krzywe fazowe, które są bardziej odporna na obecność prądów przesunięcia. Również i w tej pracy modelowanie przeprowadzono przy pomocy stochastycznej inwersji dla modelu sferycznego (Jóźwiak, 2001), a dla porównania wykorzystano algorytm inwersyjny D+ (Parker i Whaler, 1981) z korekcją wyników do współrzędnych sferycznych (Weidelt, 1972). W rezultacie otrzymano model rozkładu przewodnictwa integralnego wzdłuż profilu, a do prezentacji wykorzystano również wprowadzony uprzednio parametr v , opisujący odstępstwo od referencyjnego rozkładu przewodnictwa (na platformie wschodnioeuropejskiej). W zaproponowanym przez nas ujęciu, anomalny obszar dobrze przewodzący pod strefą TT zaznacza się bardzo klarownie: v osiąga 0,5 na głębokości 150-200 km (w stosunku do struktury platformy wschodnioeuropejskiej). Otrzymany model porównano następnie z 2-D tomograficznym modelem prędkości sejsmicznych w litosferze wzdłuż profilu P4 (Guterch et al., 1999) i stwierdzono, że zarówno model geoelektryczny jak i sejsmiczny, wyraźnie pokazują różnicę głębokiej struktury pod platformą wschodnioeuropejską i pod strefą TT w Polsce. Co ciekawe, pozycja zaznaczającej się na modelu sejsmicznym głębokiej strefy obniżonych prędkości (prawdopodobnie basenu wypełnionego zmetamorfizowanymi osadami) w górnej skorupie koreluje się bardzo dobrze z położeniem odkrytego przez nas obszaru dobrze przewodzącego w górnym płaszczu.

Przedstawione powyżej rezultaty sondowań elektromagnetycznych na wybranych profilach pokazały, że przewodnictwo płaszczu pod platformą wschodnioeuropejską i strefą TT jest różne. Nie pozwoliły one jednak stwierdzić czy jest to zjawisko lokalne, czy też bardziej regionalne. Zdecydowaliśmy się podjąć dalsze prace, które by pozwoliły rozstrzygnąć o charakterze obserwowanych w płaszczu stref anomalnych. Opracowana przez nas i prezentowana wcześniej metodyka sprawdziła się jako efektywne narzędzie badawcze i zastosowaliśmy ją do rozpoznania rozkładu przewodnictwa w środkowym płaszczu. Do takich szacunków wystarczają dane z regionalnych sondowań MV, które można otrzymać na podstawie wieloletnich zapisów w obserwatoriach. Rezultaty tych badań prezentowane są w pracy [5]. Badania były możliwe, gdyż Europa jest regionem o największej gęstości występowania obserwatoriów geomagnetycznych dysponujących wieloletnimi seriami zapisów co pozwoliło opracować funkcje przejścia dla bardzo szerokiego zakresu okresów, od 6 godzin do 5.5 lat. Stworzono w ten sposób unikalną kolekcję krzywych sondowań MV dla 35 obserwatoriów, które uzupełniono następnie danymi z sondowań globalnych. Obie gałęzie krzywych były interpretowane łącznie, za pomocą opisanej powyżej metodyki. Podczas interpretacji istotną uwagę przywiązywano do oceny potencjalnego wpływu na otrzymywane rezultaty dużych przypowierzchniowych obszarów dobrze przewodzących (oceany, morza i baseny sedimentacyjne). Do oszacowania tego ewentualnego wpływu wykorzystano model sferyczny Ziemi, w którym przewodnictwo jest funkcją promienia, przy czym dodatkowo założono istnienie zewnętrznej, niejednorodnej warstwy powierzchniowej. Wyznaczone przy pomocy tego modelu teoretyczne wartości funkcji przejścia dla 35 punktów były następnie odwracane algorytmem inwersyjnym w taki sam sposób jak odwracano dane eksperymentalne. Porównywano następnie założone i obliczone wartości głębokości na jakich przewodnictwo integralne osiąga wartość 100 kS. Wyniki dla 28 punktów obserwacyjnych wykazały, że poprzez inwersję danych teoretycznych „odzyskujemy” z dużą dokładnością

założony model struktury z kilku procentowym błędem. Tylko dla siedmiu południowych obserwatoriów nadmorskich błąd sięgał 9 procent. W wyniku inwersji otrzymaliśmy rozkłady przewodnictwa dla wszystkich 35 obserwatoriów. Stworzono następnie, poprzez uśrednienie, mapę wartości przewodnictwa integralnego w płaszczu środkowym, do głębokości 770 km, dla Europy. Głębokość ta została wybrana do prezentacji rozkładu przewodnictwa integralnego, gdyż jest to średnia głębokość zalegania warstwy przewodzącej w płaszczu środkowym w Europie i Azji (Semenov i Jozwiak, 1999). Jeśli warstwa przewodząca zalega płycej, to oczywiście na głębokości 770 km będziemy obserwować duże wartości przewodnictwa integralnego. Jeśli będzie zalegać głębiej to te wartości będą małe. Otrzymany obraz dowodzi, że obserwowane zróżnicowanie przewodnictwa koreluje się dobrze z położeniem głównych europejskich jednostek tektonicznych: platformy wschodnioeuropejska, TESZ i platformy paleozoicznej. Analizując uzyskane rezultaty stwierdzono, że rozkład przewodnictwa w płaszczu ma charakter regularny a w płaszczu środkowym obserwujemy bardzo wyraźnie warstwę podwyższonego przewodnictwa. Jednak głębokość zalegania tej warstwy zmienia się w zależności od regionu, od 600 km pod platformą wschodnioeuropejską aż do 900 km pod platformą paleozoiczną. Przypomnijmy, że dla górnego płaszcza obserwujemy odwrotny obraz (strefa przewodząca pod platformą wschodnioeuropejską zalega wyraźnie głębiej niż pod platformą paleozoiczną), co widzimy również na danych sejsmicznych oraz na satelitarnych danych grawimetrycznych.

W roku 2001 został zorganizowany po raz pierwszy w Europie, wspólny, międzynarodowy eksperyment o skali regionalnej CEMES (Central Europe Mantle geoElectrical Structure). Była to nasza (dr hab. V. Semenova i moja) inicjatywa, do której dołączyły zespoły naukowe z 9 krajów rejonu. Jego głównym celem było zbadanie rozkładu przewodnictwa elektrycznego w górnym płaszczu, w oparciu o wspólną interpretację długookresowych danych sondowań MT i regionalnych MV. Założenia i wstępne rezultaty projektu zostały przedstawione w pracy [2], a ostateczne rezultaty w pracy [9]. W ramach projektu prowadzono ultra głębokie (wielomiesięczne) sondowania elektromagnetyczne w 11 obserwatoriach geomagnetycznych w Europie Środkowej i Wschodniej. Obserwacje prowadzono, w miarę możliwości technicznych i ludzkich, synchronicznie w jak największej ilości punktów, tak aby do opracowania danych możliwe było stosowanie metod referencyjnych. Przetwarzanie danych eksperymentalnych prowadzone było odrębnie przez pięć zespołów z różnych krajów przy zastosowaniu trzech różnych procedur. Obliczono tensory impedancji, a potem krzywe oporności i krzywe fazowe, diagramy polarne, wektory indukcji oraz tensor magnetyczny. Wyznaczono również kierunki wektorów indukcyjnych dla długich okresów, gdyż odzwierciedlają one kierunki regionalne, charakterystyczne dla głębokich struktur. Aby ocenić wpływ przewodzących warstw przypowierzchniowych skonstruowano sferyczny model Ziemi z zewnętrzną, niejednorodną warstwą symulującą rozkład płytkich struktur przewodzących w Europie Środkowej (Vozár et al. 2006) i następnie, przy wykorzystaniu zaawansowanego algorytmu (Kuvshinov et al., 2005) obliczono dla kilku różnych źródeł generacji pola teoretyczne funkcje przejścia sondowań MT. Wyniki modelu wyraźnie pokazują silny "efekt przesunięcia" na krzywych amplitudowych, podczas gdy krzywe fazowe pozostają niezakłócone i muszą być traktowane podczas interpretacji priorytetowo. Połączone krzywe MT i MV były odwracane niezależnie przez grupy badawcze w Kijowie, Moskwie, Warszawie i Pradze za pomocą różnych jednowymiarowych algorytmów inwersyjnych. Otrzymywane przez różne grupy modele rozkładu przewodnictwa elektrycznego sięgające głębokości 300-400 km były w granicach błędu zgodne, aczkolwiek widoczne były pewne różnice. Stworzono następnie uśredniony model rozkładu przewodnictwa integralnego w górnym płaszczu dla rejonu Europy Środkowej. Rezultaty prezentowano w postaci trójwymiarowych map przedstawiających rozkład integralnego przewodnictwa elektrycznego dla górnego płaszcza (warstwa 50-200

km) oraz rozkładu głębokości, na których integralne przewodnictwo osiąga wartość 1 kS, co jest równoznaczne z „osiągnięciem” warstwy dobrze przewodzącej, odpowiadającej astenosferze i pokazuje głębokości jej zalegania. Jak już wspomniano, regionalne sondowania MV pozwalają ocenić parametry warstwy dobrze przewodzącej w płaszczu środkowym. Natomiast dodanie krótkookresowej gałęzi sondowań pozwala ocenić własności warstwy dobrze przewodzącej na głębokościach 100-300 km, gdzie można się spodziewać obecności znanej z badań sejsmicznych astenosfery. Wyniki projektu CEMES udokumentowały obecność tych dwóch stref dobrze przewodzących w płaszczu, różniących się jednak zarówno wartościami przewodnictwa jak i głębokością zalegania. Istnieje ścisła korelacja pomiędzy głębokościami zalegania warstwy odpowiadającej astenosferze a granicami występujących w Europie Środkowej głównych jednostek tektonicznych. Astenosfera zalega głęboko (około 250-300 km) pod platforma wschodnioeuropejską i wyraźnie płycej pod platformą paleozoiczną (80-150 km), osiągając najmniejsze głębokości pod basenem panońskim. Jest to obraz odwrotny do tego, jaki obserwujemy w położeniu warstwy dobrze przewodzącej w płaszczu środkowym (Semenov i Jozwiak, 2006). Takie właściwości struktury obserwujemy również na modelach rozkładu prędkości sejsmicznych.

Kolejne trzy prace [6, 7, 8] przygotowane przez wieloosobowe zespoły autorów poświęcone były kompleksowej interpretacji regionalnych rezultatów sondowań MT i MV. Mój wkład do tych prac dotyczył przede wszystkim szacowania rozkładu przewodnictwa w górnym płaszczu, do czego stosowałem opisaną powyżej technikę wykorzystującą obok danych rejestrowanych na profilach również wieloletnie zapisy z sąsiadujących obserwatoriów. Uczestniczyłem również w przygotowaniu koncepcji obu tych prac oraz w realizacji części eksperymentalnej. Jest to o tyle istotne, że wykorzystałem potem dane zebrane w tych projektach do oceny przewodnictwa w strefie brzeżnej platformy wschodnioeuropejskiej [10 i 11].

W artykule [7] przedstawiono kompleksową interpretację rezultatów sondowań MT i MV na 400 kilometrowym profilu przecinającym Masyw Małopolski, Góry Świętokrzyskie, TESZ i polską część platformy wschodnioeuropejskiej. Zasadniczym celem było rozpoznanie morfologii stropu podłoża krystalicznego oraz rozpoznanie elementów tektoniki podłoża krystalicznego i osadowego kompleksu paleozoicznego. Istotnym elementem było też rozpoznanie właściwości geoelektrycznych górnego płaszczu Ziemi. Do konstrukcji modeli rozkładu przewodnictwa wykorzystano dane z głębokich sondowań elektromagnetycznych, MT i MV, prowadzonych w 20 punktach na profilu oraz dane z najbliższych obserwatoriów magnetycznych, a do wyznaczania funkcji przejścia zastosowano opisaną już metodykę. Zasadniczym etapem pracy była inwersja wszystkich zebranych danych przy pomocy dwóch różnych algorytmów 2D (Rodi i Mackie, 2001 oraz Nowożyński i Pushkarev, 2001). Modelowanie numeryczne prowadzone było przy uwzględnieniu szacunków przewodnictwa górnego płaszczu, wykonanych na podstawie rezultatów sondowań MV w obserwatoriach Belsk i Hel dla okresów od kilku dni do kilku miesięcy. Na wyznaczonym modelu rozkładu przewodnictwa, w południowo-zachodniej części profilu zaznaczają się przewodzące skały osadowe bloku małopolskiego. Poniżej widzimy mniej przewodzące skały zmetamorfizowane sięgające 8 km głębokości. Pod blokiem łysogórskim, kompleksy te mają bardziej skomplikowaną strukturę, a południowo-zachodnia część jest bardziej przewodząca niż północna, w szczególności na głębokościach około 5-8 km. Może to być efektem różnych czynników, takich jak różnice w składzie petrologicznym, obecność wody zmineralizowanej, metamorfizmem lub różnicami w anizotropii skał podłoża (bardziej horyzontalny charakter na południowym zachodzie i bardziej pionowy w części północno-wschodniej). Na otrzymanym modelu po północno-wschodniej stronie bloku łysogórskiego wyraźnie zaznacza się głęboki uskok przewodzący, dobrze znany jako dyslokacja świętokrzyska. Bardzo wysokie wartości przewodnictwa wskazują na grafytyzację lub obecność skał nasączonych zmineralizowaną

wodą. Pod TESZ, na głębokości 3-8 km, identyfikujemy kompleks skał, przypuszczalnie osadowych, charakteryzujących się wysokim przewodnictwem. Dalej na północny wschód, tektoniczne struktury stają się mniej skomplikowane, a szacowane miąższości osadów są zbliżone do tych otrzymanywanych z innych badań geologicznych i geofizycznych. Wyraźnie widoczny jest rów lubelski, prawdopodobnie wypełniony osadami sylursko-karbońskimi. Wysokie przewodnictwo skał w jego centralnej części można tłumaczyć dużą zawartością wody zmineralizowanej lub grafitu. Skały te są pokryte osadami permu i kredy, które kontynuują się dalej w głąb platformy wschodnioeuropejskiej. Składają się one z dwóch warstw, przy czym dolna jest bardziej przewodząca, prawdopodobnie dlatego, że obecna jest w niej zmineralizowana woda. Między 250 a 270 km profilu zaznaczają się głębokie, prawie pionowe struktury anomalne w skorupie, które mogą być interpretowane jako uskoki. Obecność takich dwóch uskoków jest typowa dla TESZ a ich istnienie stwierdzono również w Polsce południowo-wschodniej (Ernst et al. 2002) i w Szwecji (Smirnov & Pedersen 2005). Zalegające poniżej skały górnej skorupy są skonsolidowane i wysokooporowe, rzędu 10 000 Ωm , co jest zgodne z szacunkami dla Białorusi (Fainberg et al. 1998). Poniżej 10 km przewodnictwo skał stopniowo rośnie. W górnym płaszczu, na głębokościach 150-210 km, obserwujemy pod TESZ strefę podwyższonych wartości przewodnictwa. Ta wyraźnie zaznaczająca się na modelu warstwa dobrze przewodząca odpowiada prawdopodobnie astenosferze, a obserwowane zmniejszanie się jej przewodnictwa w kierunku platformy wschodnioeuropejskiej może być powodowane malejącym przewodnictwem budujących ją skał lub jej stopniowym zanurzeniem.

Kolejne prace, [6, 8] przedstawiają pierwsze rezultaty wielkiego, międzynarodowego projektu badań elektromagnetycznych przeprowadzonych w północno-zachodniej Polsce i w północno-wschodnich Niemczech. Realizowany on był przez zespoły z Polski, Niemiec, Finlandii, Czech, Rosji, Szwecji i Ukrainy. Głównym celem było zbadanie głębokiej struktury geoelektrycznej strefy TESZ. Pomiarów przeprowadzono w latach 2001–2005, przede wszystkim wzdłuż profili sejsmicznych P2, LT-7 i LT-2. Później, w latach 2005-2007, obszar badań został rozszerzony na północnym zachodzie o punkty leżące w pobliżu Morza Bałtyckiego w Polsce oraz o dodatkowe profile w północno-wschodnich Niemczech i południowym wschodzie Szwecji. Prace eksperymentalne prowadzono za pomocą stacji szerokopasmowych i długookresowych (polskich, niemieckich, szwedzkich i czeskich). Co istotne, do interpretacji wykorzystano również dane z obserwatoriów Hel, Belsk i Niemegk, znajdujących się w sąsiedztwie obszaru badań. Wieloletnie rejestracje z tych obserwatoriów pozwoliły oszacować przewodnictwo górnego płaszczu i służyły również do wyznaczania międzystacyjnej funkcji przejścia dla sondowań MV. Przetwarzanie i analiza danych prowadzone było niezależnie przez wszystkie uczestniczące grupy, przy pomocy różnych algorytmów. Tensory impedancji, tippery i magnetyczne tensory międzystacyjne zostały wyznaczone dla okresów 10-15000 s dla stacji długookresowych i 0.003 - 2000 s dla krótkookresowych, przy pomocy nowoczesnych algorytmów, również multireferencyjnych. Obliczono parametry wskazujące na wymiarowość struktury i skonstruowano diagramy kierunków głównych tensorów impedancji. Stwierdzono, że modelowanie 2D może być zastosowane do interpretowania danych zarówno dla profilu P2 jak i LT-7. Modele rozkładu przewodnictwa wyznaczano następnie przy pomocy różnych algorytmów inwersji 2D (NLCG Rodi i Mackie, 2001; REBOCC Siripunvaraporn i Egbert, 2000). Wykonano wiele prób w których zmieniano modele początkowe, wprowadzano lub nie dane a priori o warstwach przypowierzchniowych oraz o rozkładzie przewodnictwa w płaszczu wyznaczane na podstawie jednoczesnej inwersji krótkookresowych danych MT z profilu i długookresowych danych sondowań MV w pobliskich obserwatoriach. Na uzyskanych modelach, w strefie przypowierzchniowej, zaznacza się obecność dobrze przewodzącej warstwy osadowej, kenozoicznej-mezozoicznej, z maksimum przewodnictwa (1 S/m) na głębokości około 1 km.

Jej miąższość sięga 4-5 km i jest największa w południowo-zachodniej części profilu, w pobliżu granicy polsko-niemieckiej. Warstwa ta zanika w centralnej części, w rejonie bloku Czaplinka, gdzie obserwujemy obecność nieprzewodzących wysadów solnych o bardzo dużych wartościach oporu. Poniżej zalega nieprzewodząca warstwa Cechsztynu widoczna dobrze na całym profilu. Najbardziej uderzająca cecha to obecność warstwy bardzo dobrze przewodzącej z minimalnymi opornościami około 2 Ω m i wartościami integralnego przewodnictwa rzędu 1000-1500 S, która zalega pod całą strefą TESZ na głębokości 10-12 km. Jest ona identyfikowana na podstawie analizy sejsmicznych danych refrakcyjnych jako pre-waryscyjska skorupa skonsolidowana (Dadlez, 2006) i charakteryzuje się małymi wartościami prędkości fal P (5.85 km/s). Nie możemy jednoznacznie stwierdzić, jaki jest mechanizm przewodnictwa elektrycznego. Mogą to być zarówno zmineralizowane wody (przewodnictwo jonowe) jak również grafity lub przewodzące łupki (przewodnictwo elektronowe). W południowo-wschodniej części profilu, na głębokości około 100 km zaznacza się warstwa dobrze przewodząca która być może odpowiada astenosferze obserwowanej na rezultatach badań sejsmologicznych i geotermalnych (np. TOR Grupa Robocza et al., 2002). W strefie środkowej, pod TESZ, zaznacza się obszar przewodzący na głębokościach 60-120 km. Podsumowując stwierdzono, że na otrzymanych modelach rozkładu przewodnictwa dla obu profili widać trzy różniące się budową fragmenty skorupy. Pierwszy, leżący w części NE profilu jest wysokooporowy i jest niewątpliwie częścią platformy wschodnioeuropejskiej. Jego budowa wydaje się jednorodna, co wskazuje że przemiany, które zachodziły od jego powstania w Prekambrze były stosunkowo niewielkie. W drugim, środkowym fragmencie, oporności są znacznie niższe. Obszar ten ze względu na skomplikowaną budowę jego górnych pięter musiał przechodzić wiele przemian. Był poddany tensjom i kompresjom, które wraz z subsydencją i sedymentacją doprowadziły do powstania głębokiego basenu, który w triasie uległ inwersji. Nie widzimy jednak w dolnej skorupie podziału na terrany. Dolna skorupa wydaje się dość jednorodna a niższe oporności mogą wskazywać na wyższą temperaturę. Zaznaczający się w górnym płaszczu anomalny obszar dobrze przewodzący koreluje się z obserwowaną tam (Majorowicz, 2004) anomalią termiczną. Trzeci region, przylegający do poprzedniego od strony południowo zachodniej nie jest tak jednorodny jak platforma wschodnioeuropejska i jest to niewątpliwie platforma paleozoiczna. Kontakty pomiędzy platformami wskazują na bardzo głębokie zakorzenienie obserwowanych w płytszych warstwach szwów. Nie widzimy na otrzymanych rozkładach przewodnictwa typowego obrazu subdukcji w dolnej skorupie, mimo iż w wyższych piętrach można zauważyć pewne cechy takiego modelu.

W kolejnych trzech pracach [4, 10, 11] przedstawiono metodologie i wyniki MV badań struktury skorupy. Rozpoczęły się one od realizacji kierowanego przeze mnie projektu „Sondowania magnetowariacyjne na profilu Rugia-Bornholm” który był naturalną kontynuacją opisanych powyżej badań prowadzonych w ramach projektu EMTESZ-Pomerania. Artykuł [4] przedstawia wstępną interpretację tych rezultatów a we wnioskach sugerujemy kontynuację prac, co potem miało miejsce. Projekt badań na Bałtyku miał dwa zasadnicze cele. Pierwszym było opracowanie numerycznych modeli rozkładu przewodnictwa elektrycznego dla rejonu południowego Bałtyku. Drugim, nie mniej ważnym był aspekt metodyczny, a mianowicie wdrożeniu nowej metody badawczej opartej na wykorzystaniu podmorskich pomiarów magnetycznych. Oba cele zostały w pełni osiągnięte. W ramach prac eksperymentalnych przeprowadzono długookresowe rejestracje geomagnetyczne w dwóch punktach położonych w rejonie południowego Bałtyku pomiędzy Bornholmem, Rugią oraz długookresowe sondowania MV i MT w dziesięciu punktach zlokalizowanych na lądzie (Bornholm, Rugia i Pomorze Zachodnie). Pomiary lądowe były wykonywane standardowymi, długookresowymi stacjami typu fluxgate przez grupy polską i niemiecką a punkty morskie przy pomocy stacji dennej (Marianiuk, 2005). W wybranych punktach wykonano również

pomiary krótkookresowe (przy pomocy cewek indukcyjnych) co pozwoliło ocenić przewodnictwo elektryczne płytszych warstw. Na podstawie zebranego materiału eksperymentalnego wyznaczono magnetyczne funkcje przejścia dla sondowań MV oraz tensory impedancji dla sondowań MT dla okresów od 0.003 s do 12 h przy pomocy zaawansowanych algorytmów wykorzystujących stacje referencyjne. Do interpretacji danych MV wykorzystano tak zwany Tensor Perturbacji (Schmucker, 1970) będący relacją pomiędzy polem anomalnym a normalnym i zaprezentowano wyniki w postaci tak zwanych Wektorów Perturbacji, których części rzeczywiste opisują anomalne prądy indukowane w podłożu i płynące odpowiednio w kierunku północnym i wschodnim. Duże wartości tych parametrów wskazują na obecność kompleksów dobrze przewodzących. Uzyskane, wstępne rezultaty są niezwykle interesujące i rzucają nowe światło na budowę głębokiego podłoża strefy TESZ w badanym regionie. Dokumentują one istnienie dużej, dotychczas nie opisanej anomalii magnetycznej na zachodnim wybrzeżu Bałtyku. Biegnie ona od Koszalina i dalej wzdłuż wybrzeża Bałtyku, w kierunku Świnoujścia, wyspy Uznam i Rugii, gdzie obserwujemy podwójny wzrost wartości składowej poziomej pola magnetycznego. Anomalia ta powodowana jest prawdopodobnie obecnością osadowych skał dobrze przewodzących na głębokości kilkunastu kilometrów. Trudno jest jednak jednoznacznie stwierdzić, czy mamy do czynienia z przewodnictwem jonowym, a więc ze skałami porowatymi wypełnionymi zmineralizowanymi wodami, czy też z przewodnictwem elektronowym, co wymaga obecności przewodzących łupków z dużą zawartością grafitu. Dodajmy na koniec, że realizując projekt chcieliśmy rozszerzyć metodykę naszych badań i wprowadzić do rutynowych prac regionalnych sondowania geomagnetyczne na obszarze mórz. Udało nam to się to w pełni. Aparatura działała znakomicie i bardzo szybko udało nam się opanować wszystkie problemy techniczne związane z posadowieniem stacji na dnie i następnie z jej wynurzeniem. Zgodnie z przewidywaniami rejestrowane dane były bardzo dobrej jakości i w porównaniu z rejestracjami lądowymi praktycznie nie obserwowano zakłóceń gdyż gruba warstwa wody nad magnetometrem znacznie ogranicza szkodliwe oddziaływania sztucznych zakłóceń.

Te bardzo interesujące rezultaty wstępnych interpretacji skłoniły mnie do zajęcia się, metodyką interpretacji regionalnych sondowań MV. Zachęcały do tego również nasze wieloletnie doświadczenia wskazujące, że sondowania MV są najbardziej efektywną metodą w badaniach rozkładu przewodnictwa w skorupie, szczególnie w przypadku gdy struktura ma charakter 3D. Podjęte prace zaowocowały nową metodą interpretacji danych sondowań MV, która razem z pierwszymi rezultatami jej zastosowania została przedstawiona w publikacji [10]. Rezultaty sondowań MV są zazwyczaj prezentowane w postaci tipperów lub tak zwanych wektorów indukcyjnych. Dla struktur dwuwymiarowych te funkcje przejścia są punktem wyjścia do modelowania numerycznego, jednak dla struktur 3D nie dysponujemy efektywnymi algorytmami i możemy jedynie wyciągać wnioski jakościowe. Również zastosowana w poprzednim artykule technika Tensora Perturbacji, zaproponowana przez Schmuckera (1970) ma wiele ograniczeń i nie jest efektywna. Możliwa jest jednak prezentacja rezultatów sondowań MV w formie tensora HMT. Jest to relacja pomiędzy polem magnetycznym w punkcie obserwacji i tym rejestrowanym w stacji referencyjnej (Schmucker, 1970; Berdichevsky, 2008). Taki sposób prezentacji jest dużo bardziej informatywny, w szczególności pozwala dobrze mapować bieg głębokich struktur przewodzących w skorupie i płaszczu Ziemi. Rozkład przestrzenny pewnych jego niezmienników odpowiada rozkładowi wartości amplitud pola magnetycznego indukowanego w Ziemi. Oznacza to, że w miejscach gdzie te wartości są duże, występują kompleksy skał dobrze przewodzących. Jednak ten sposób interpretacji rezultatów sondowań MV jest stosowany bardzo rzadko, gdyż bezpośrednie wyznaczenie HMT możliwe jest tylko wtedy, gdy obserwacje prowadzone są w całym rejonie badań synchronicznie. Również punkt

referencyjny musi być wybrany tak, aby struktura była zbliżona do normalnej, to znaczy musi być umieszczony wystarczająco daleko od miejsc występowania anomalii rozkładu przewodnictwa. Spełnienie tych warunków jest dosyć trudne i znacznie zwiększa koszt badań. Okazuje się jednak, że możliwa jest rekonstrukcja wszystkich składowych pola magnetycznego i dalej określenie wartości HMT na podstawie znajomości tipperów, lub wektorów indukcyjnych na pewnym obszarze. Technika ta wykorzystuje fakt, że pole magnetyczne Ziemi jest polem potencjalnym i jego składowa pionowa jest związana ze składowymi poziomymi poprzez transformację Hilberta (Becken i Pedersen, 2003; Jozwiak et al., 2009). W pracy [10] przedstawiono nowy, efektywny algorytm iteracyjny wyznaczania tensora HMT na podstawie rozkładu powierzchniowego tipperów (wektorów geomagnetycznych). Zastosowano w nim aproksymację składowych tipperów na obszarze prostokąta z wykorzystaniem 2-wymiarowych splajnów o rozdzielonych zmiennych oraz algorytm do obliczania 3-wymiarowej transformaty Hilberta dla składowej pionowej pola magnetycznego. Przedstawiona powyżej metoda jest bardzo efektywna, gdyż umożliwia wykorzystanie danych archiwalnego oraz systematyczne rozszerzanie zbioru danych dla interesującego nas obszaru. Proponowaną metodykę zastosowano do wielkiego zestawu wektorów indukcyjnych dla okresu 1800 s z rejonu Europy Środkowej, zgromadzonego w czasie ostatnich 50 lat. Większa część z nich pochodzi z publikowanych prac a dodatkowe wartości uzyskano dzięki uprzejmości kolegów realizujących nasz wspólny projekt EMTESS-Pomerania. Rezultaty transformacji tego zestawu danych w HMT zaprezentowano w postaci mapy przedstawiającej rozkład przestrzenny najbardziej informatywnego inwariantu tensora HMT, maksymalnych wartości szczególnych, które odpowiadają dużym wartościom indukowanego pola magnetycznego. Otrzymany obraz jest dużo bardziej uporządkowany w porównaniu z klasycznym rozkładem wektorów indukcyjnych. Wyraźnie zaznaczają się duże, wyciągnięte obszary anomalne gdzie amplitudy indukowanego pola magnetycznego są dwukrotnie większe niż w rejonach normalnych. Oznacza to, że w miejscach tych zalegają skały bardzo dobrze przewodzące. Duży okres zmian pola dla jakiego wykonano obliczenia sugeruje, że są to kompleksy głębokie, skorupowe. Dokładniejsze określenie głębokości tych zmian wymagałoby znajomości HMT dla dużego zestawu okresów. Jest to obecnie niemożliwe, gdyż przez wiele lat w początkowym okresie stosowania badań MV wyznaczano wektory indukcyjne tylko dla długich okresów. Bliższe określenie głębokości identyfikowanych przez HMT struktur przewodzących możliwe jest poprzez porównanie z rezultatami modelowania 2D prowadzonego na profilach przecinających rozpatrywane struktury, co pozwoliło oceniać głębokość zalegania tych kompleksów dobrze przewodzących na 10-20 km. Struktury identyfikowane na podstawie analiza rozkładu przestrzennego inwariantów HMT to najprawdopodobniej głębokie baseny osadowe, o olbrzymich wartościach przewodnictwa integralnego sięgających 10000 S. Nie można jednoznacznie rozstrzygnąć o naturze tych skał. Mogą to być zarówno skały porowate (spękane) wypełniane zmineralizowanymi wodami jak również zmetamorfizowane skały osadowe zawierające grafity lub siarczki metali. Niezmiernie sugestywny obraz otrzymujemy po naniesieniu na opisaną powyżej mapę hipotetycznych lokalizacji frontu deformacji kaledońskich (Berthelsen, 1992) oraz waryscyjskich (Pożaryski i Karnkowski, 1992; Dadlez et al., 1994; Narkiewicz i Dadlez, 2008). Analizując ten obraz stwierdzamy uderzająco dobrą korelację pomiędzy położeniem tych frontów a położeniem identyfikowanych przez nas głębokich kompleksów przewodzących w skorupie. Dowodzi to, moim zdaniem, że geneza tych basenów ma ścisły związek z orogenezami występującymi w przeszłości na badanym terenie: kaledońską, waryscyjską i alpejską. Są to prawdopodobnie zapadliska przed łańcuchami górskimi, powstałymi w wyniku działań tych orogenez. Na podstawie uzyskanych wyników możemy wnioskować o położeniu frontu fałdowań kaledońskich (CDF), w szczególności w obszarze między Rugią i Koszalinem, gdzie nie dysponujemy żadnymi danymi z wierceń. Wydaje się,

że na północ od Koszalina, CDF zamienia na zachód i biegnie wzdłuż wybrzeża Bałtyku aż do Uznam, gdzie skręca na północ w kierunku Rugii. Można również wnioskować, że proponowana przez Pożaryskiego i Karnkowskiego (1992), a potem zmodyfikowana przez Narkiewicza i Dadleza (2008) pozycja frontu fałdowań waryscyjskich (VDF) jest bliższa prawdy.

Ostatnia praca cyklu [11] ma charakter monograficzny i podsumowano w niej wyniki wieloletnich badań głębokiego podłoża w strefie brzeżnej platformy wschodnioeuropejskiej za pomocą metod elektromagnetycznych. Przedstawiono w niej również najnowsze rezultaty badań struktury skorupy i górnego płaszczka pod platforma wschodnioeuropejską, strefą TESZ i platformą paleozoiczną. Dokonano następnie porównania z rezultatami badań sejsmicznych i sformułowano wnioski odnoszące się do historii geotektonicznej rejonu. We wstępie przypomniano, że metody elektromagnetyczne pozwalają wykrywać ważne dla zrozumienia tektoniki danego obszaru strefy uskoków lub nasunięć, gdzie występują skały porowate nasączone zmineralizowanymi wodami, grafity i siarczki metali, a głębiej strefy częściowego stopnienia. W stabilnych regionach pozwalają śledzić ślady dawnych procesy tektonicznych, kolizji płyt kontynentalnych lub ich fragmentów i lokalizować strefy szwów oraz zapadliska przedgórskie. Przedstawiono następnie pokrótce metody sondowań elektromagnetycznych, zarówno MV jak i MT. Omówiono genezę ich powstania, uwarunkowania stosowania, procedury opracowania danych i metody interpretacji. Podkreślono, że metoda MT, wprowadzona początkowo do rozpoznania struktur warstwowych, nie daje zadawalających rezultatów w rejonach występowania dużych niejednorodności horyzontalnych. W takim wypadku nabiera znaczenia metoda sondowań MV. Była ona niedoceniana przez długi czas na zachodzie, podczas gdy szeroko stosowano ją w krajach Europy środkowej i wschodniej dając bardzo interesujące rezultaty. Przypomniano, że dzięki niej już na początku lat sześćdziesiątych opisano jedną z największych na świecie anomalii karpacką. Nie jest celowym przytaczanie tu wszystkich prezentowanych w artykule wyników i omawianie metod ich uzyskania, gdyż zostały one już zasygnalizowane podczas prezentacji poprzednich prac cyklu. Wspomnę jednak, że przedstawiono w niej również nie publikowane wcześniej rezultaty analizy rozkładu tensora HMT dla rejonu Pomorza, dla okresów od 128 s do 4000 s, zestawione w postaci „pseudo sekcji”. Analiza tych rezultatów pokazała, że obie anomalie widoczne są w dużym przedziale okresów zmian pola, a więc ich miąższość jest bardzo duża i sięga kilkunastu kilometrów. Zalegają one na głębokościach rzędu 10-20 km. Anomalia biegnąca wzdłuż wybrzeża Bałtyku, identyfikowana przez nas, jako linia zasięgu kaledonidów, uwidacznia się już dla krótszych okresów, co oznacza, że jej strop zalega na mniejszych głębokościach niż strop drugiej anomalii, według nas związanej z fałdowaniami waryscyjskimi. Bardziej precyzyjne określenie głębokości możliwe będzie dopiero w wyniku modelowania 3D, nad czym obecnie trwają prace. W kolejnym akapicie przedstawiono nowe rezultaty modelowania rozkładu przewodnictwa w górnym płaszczu, w strefie brzeżnej kratonu. Dla wybranych punktów z profilu P2, gdzie w ramach omówionego już projektu EMTESZ-Pomerania zespół polski wykonywał sondowania długookresowe, obliczono kombinowane funkcje przejścia. Krzywe sondowań MT zostały uzupełnione gałęziami długookresowymi obliczonymi na podstawie danych z najbliższych obserwatoriów magnetycznych, leżących w miejscach gdzie parametry głębokich struktur są zbliżone (Semenov i Jozwiak, 2006). Już sam przebieg rozkładów oporności pozornej pokazał, że istnieją różnice w rozkładzie przewodnictwa w głębokim podłożu dla tych trzech jednostek tektonicznych. Na podstawie tak wyznaczonych funkcji przejścia skonstruowano dla każdego punktu 1D rozkład przewodnictwa w górnym płaszczu przy pomocy algorytmu inwersyjnego dla sferycznego modelu Ziemi (Jozwiak, 2001). Następnie, na podstawie modeli 1D opracowano pseudo 2D rozkład przewodnictwa dla profilu P2 i otrzymano unikalny, bardzo interesujący obraz litosfery w strefie przejścia pomiędzy dwoma platformami. W ostatniej

części pracy zaprezentowano wnioski jakie możemy sformułować na podstawie analizy wszystkich omówionych rezultatów badań elektromagnetycznych i przytoczę je teraz w postaci kilku punktów:

- otrzymane modele rozkładu przewodnictwa wskazują, że strefa brzeżna platformy wschodnioeuropejskiej jest obszarem o bardzo skomplikowanej i zróżnicowanej strukturze geologicznej. Pokazują również, że TESZ jest granicą o charakterze litosferycznym, która uwidacznia się nie tylko w warstwie osadowej, ale również, a może przede wszystkim w skorupie i w górnym płaszczu Ziemi.

- rezultaty płytkich sondowań EM pozwoliły określić parametry warstwy osadowej oraz stwierdzić obecność skał nasączonych wodami mineralnymi w dolnych częściach tej warstwy. Wyniki są zgodne z rezultatami innych metod geofizycznych i wierceń.

- istotne niejednorodności horyzontalne obserwowane są w skorupie. Wyraźnie możemy wydzielić obszar wysokooporowej platformy prekambryjskiej, platformy paleozoicznej o nieco mniejszych wartościach oporu i przejściową strefę TESZ o skomplikowanej strukturze. Obserwujemy tam obecność wielkich, rozciągniętych kompleksów dobrze przewodzących na głębokościach rzędu 10-20 km, a przypuszczalnie sięgających jeszcze głębiej. Olbrzymie wartości przewodnictwa integralnego, sięgające 10000 S, i duże miąższości sugerują, że są to prawdopodobnie skały porowate (spękane), nasączone zmineralizowaną wodą, co nie wyklucza obecności łupków i siarczków metali. Położenie tych kompleksów skorupowych bardzo dobrze koreluje się z położeniem frontów fałdowań kaledońskich i waryscyjskich. Związek wydaje się oczywisty, aczkolwiek nie jesteśmy w stanie jednoznacznie opisać procesu ich powstawania. Można przypuszczać jednak, że jest to materiał osadowy akumulowany podczas ruchów górotwórczych, który w wyniku późniejszych procesów pogrzył się na tak duże głębokości. Obecność podobnych stref przewodzących obserwowana jest w innych rejonach kontaktu płyt, również tych nieaktywnych. Uzyskane rezultaty wskazują, że CDF biegnący na północny wschód od Rugii i dalej w kierunku SE, w pobliżu Koszalina, a w środkowej Polsce prawdopodobnie zbliża się do linii TT, czego nie można stwierdzić jednoznacznie ze względu na brak danych z tego rejonu. Natomiast pozycja linii VDF jest zbliżona do tej proponowanej przez Pożaryskiego i Karnkowskiego (1992) oraz zmodyfikowanej przez Narkiewicza i Dadleaz (2008).

- zróżnicowanie przewodnictwa widoczne w skorupie kontynuuje się w górnym płaszczu. Obserwujemy bardziej oporowy blok litosfery odpowiadający platformie prekambryjskiej, a litosfera platformy paleozoicznej jest nieco bardziej przewodząca. Głębokość LAB sięga 250 km pod prekambryjskim kratonem wschodnioeuropejskim i 150 km pod platformą paleozoiczną. Własności litosfery w strefie przejściowej, pod TESZ, są wyraźnie odmienne. Nie zaznacza się tam wyraźnie blok wysokooporowy, a w górnym płaszczu widzimy dwa anomalne obszary o wyraźnie większych wartościach przewodnictwa, których położenie koreluje się dobrze z anomalią cieplną. Nachylony brzeg prekambryjskiej płyty litosferycznej sugeruje, że jest to pasywny brzeg platformy powstały w efekcie ryftowania w neoprotezoiku (wczesnym kambrze).

- sondowania elektromagnetyczne są bardzo efektywnym narzędziem do rozpoznania struktury litosferycznej. Dostarczają one komplementarnych w stosunku do sejsmiki informacji o parametrach fizycznych wnętrza Ziemi, co ułatwia poznanie budowy i zrozumienie historii geotektonicznej badanego obszaru.

V) OMÓWIENIE POZOSTAŁYCH OSIĄGNIĘĆ NAUKOWO-BADAWCZYCH

1. Józwiak, W., 2001. Stochastic Inversion Method for Modeling the Electrical Conductivity Distribution Within the Earth's Mantle, *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., (Monographic Volume), C-78(327)*, 75 pp. 75.
2. Jankowski, J., Ernst, T., Józwiak, W., Lewandowski, M., Abrahamsen, N., Semenov, V.Yu., 2001. Reconnaissance electromagnetic soundings on Bornholm, *Acta Geophys. Pol.*, 49, 3, p. 361-372.
3. Józwiak, W., 2002. Rozkład przewodnictwa elektrycznego w płaszczu Ziemi w relacji do struktury sejsmicznej, *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., M-25(347)*, p. 113-149.
4. Ernst, T., Jankowski, J., Józwiak, W., Lefeld, J., Logvinov, I., 2002. Geoelectrical model along a profile across the Tornquist-Teisseyre zone in southeastern Poland, *Acta Geophys. Pol.*, 50, 4, p. 505-515.
5. Jankowski, J., Ernst, T., Józwiak, W., 2004. Effect of thin near-surface layer on the geomagnetic induction arrows: an example from the East European Platform, *Acta Geophys. Pol.*, 52 (3), p. 349-361.
6. Jankowski, J., Praus, O., Józwiak, W., 2005. Carpathian Anomaly of electrical conductivity: History of its discovery and interpretation, *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., C-95 (386)*, p. 17-27.
7. Józwiak, W., Ernst, T., 2005. Main conductivity anomalies in Poland in relation to the geological structure, *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., C-95 (386)*, p. 5-15
8. Józwiak, W., Semenov, V.Yu., 2006. Głębokie badania geoelektryczne struktury skorupy i płaszczu Ziemi w Polsce, *Prz. Geof.*, LI (1), p. 55-70.
9. Jankowski, J., Józwiak, W., Vozar, J., 2008. Arguments for ionic nature of the Carpathian electric conductivity anomaly, *Acta Geophys.*, 56 (2), p. 455-465.

Przedstawione jako osiągnięcie habilitacyjne badania struktury geoelektrycznej w strefie brzeżnej platformy wschodnioeuropejskiej były podstawowym obszarem moich badań w ostatnich latach. Oprócz tego uczestniczyłem we wszystkich realizowanych przez naszą grupę rutynowych, regionalnych sondowaniach MT i MV. Uczestniczyłem zarówno w przygotowaniu koncepcji tych projektów, realizacji części eksperymentalnej jak również w interpretacji rezultatów. Omówię tylko ważniejsze z nich, te których wyniki były publikowane w liczących się czasopismach. Jednak na początek przedstawię rezultaty badań struktury płaszczu, rozpoczęte jeszcze przed doktoratem a potem, po rozszerzeniu i modyfikacjach będące przedmiotem dwóch publikacji.

BADANIA ROZKŁADU PRZEWODNICTWA ELEKTRYCZNEGO W PŁASZCZU ZIEMI.

Jak już wspomniano w omówieniu prac składających się na osiągnięcie habilitacyjne, istotnym elementem proponowanej metody badania głębokiego rozkładu przewodnictwa jest stochastyczny algorytm inwersyjny dla sferycznego modelu Ziemi. Algorytm ten był

podstawą mojej pracy doktorskiej i w zamierzeniu miał być stosowany do inwersji danych globalnych. Dane te, dla okresów sięgające zmian 11-letnich, pozwalają szacować przewodnictwo w płaszczu nawet do głębokości 2100 km. Uznałem, że inwersja danych globalnych jest możliwa tylko przy pomocy modelu sferycznego, gdyż począwszy od głębokości 400 km efekt kulistości Ziemi zaczyna mieć istotne znaczenie (Srivastova, 1966). Jeszcze przed obroną doktoratu testowaliśmy z dr hab. V. Semenovem możliwości zastosowania tego algorytmu do inwersji danych regionalnych. Po wprowadzeniu pewnych modyfikacji okazał się on bardzo użytecznym i efektywnym narzędziem i od tego czasu jest przez nas rutynowo stosowany do inwersji długookresowych danych MV i MT. Ta zmodyfikowana wersja algorytmu wraz z przykładami rezultatów jego zastosowania została zaprezentowana w pracy [1]. Ze względu na złe uwarunkowanie zadania odwrotnego dla funkcji rozkładu przewodnictwa, w algorytmie przyjęto, że szukaną funkcją jest rozkład przewodnictwa integralnego. Ponieważ w praktyce do inwersji wykorzystuje się stosunkowo niewielką ilość obserwacji konieczne było przyjęcie dodatkowych założeń o zadaniu. Przyjęto, że różnice między szukanym modelem a półprzestrznią mają charakter stochastyczny i dają się opisać mieszanym procesem średniej kroczącej i autoregresji. Wtedy na błąd całkowity składają się błędy właściwe ze sformułowania zadania odwrotnego oraz błędy aproksymacji w procesie stochastycznym. Próba rozwiązania takiego zadania nieliniową metodą najmniejszych kwadratów prowadzi do osobliwości. Dlatego zastosowano metodę największej wiarygodności. Jest ona trudna do rozwiązania ze względów numerycznych, ale w tym przypadku można przekształcić zadanie do postaci odpowiadającej formalnie nieliniowej metodzie najmniejszych kwadratów. Takie postawienie zadania pozwoliło zastosować metodę Marquardta (1963). Rezultaty wieloletnich badań globalnej struktury geoelektrycznej płaszczu Ziemi przy pomocy opisanego algorytmu zaprezentowano w pracy [3]. Podkreślono w niej, że otrzymane modele nie potwierdzają obecności warstwy o podwyższonym przewodnictwie na głębokości 400 km, która przez wiele lat uznawana była za zasadniczy rys globalnego rozkładu przewodnictwa. Natomiast bardzo silnie zaznacza się obecność warstwy dobrze przewodzącej na głębokościach rzędu 600-900 km. Niektóre z modeli, dają sygnały o możliwości istnienia drugiej warstwy przewodzącej na głębokości około 1600 km. Warto też podkreślić, że unikalnym rezultatem metody stochastycznej jest oszacowania przewodnictwa dolnego płaszczu i stwierdzenie, że wyraźnie zaznacza się wzrost przewodnictwa od głębokości 2100-2200 km aż do granicy jądra, co dowodzi, że na granicy jądro - płaszcz istnieje warstwa pośrednia o odmiennych własnościach (odpowiednik warstwy D" z sejsmologii). Zaprezentowano również przykłady modeli regionalnych i widać na nich, że otrzymywane regionalne rozkłady przewodnictwa mają generalnie podobny charakter, ale głębokości zaznaczających się warstw dobrze przewodzących zmieniają się co jest prawdopodobnie odbiciem regionalnego zróżnicowania struktury płaszczu. Część otrzymywanych rezultatów dobrze koreluje się z wynikami badań sejsmicznych, jednak niektóre rezultaty sejsmiczne nie znajdują potwierdzenia, być może dlatego, że zmiany własności mechanicznych skał nie zawsze przekładają się w prosty sposób na zmiany przewodnictwa. Istotny jest fakt, że modele rozkładu przewodnictwa sugerują (być może jeszcze w sposób nie do końca pewny) istnienie warstw anomalnych nieudokumentowanych dotychczas przez sejsmologię. Jest oczywiste, że w tej sytuacji należy traktować rezultaty badań elektromagnetycznych jako niezależne i komplementarne w stosunku do danych sejsmologicznych. Takie ujęcie rozszerzy możliwości interpretacyjne, pozwoli lepiej poznać budowę wewnątrz Ziemi i zrozumieć zachodzące w niej procesy fizyczne.

SONDOWANIA MT I MV W KARPATACH.

W pracy [4] zaprezentowano nową interpretację rezultatów sondowań z polskiej części długiego międzynarodowego profilu od Ukrainy do Węgier (PREPAN 95)

przecinającego Karpaty, strefę TT i platformę wschodnioeuropejską w południowo-wschodniej Polsce, uzupełnionych danymi z dwóch nowych sondowań MV i MT. Szczególną uwagę poświęcono danym z miejscowości Pawłówka, gdzie obok długookresowych sondowania MT wykonano dodatkowo krótkookresowe sondowania MT. Inwersja połączonych krzywych sondowań pokazała, że w górnym płaszczu, na głębokościach 100-200 km istnieje przewodząca warstwa której integralne przewodnictwo wynosi około 3 kS. Zaznacza się również obecność przewodzącej warstwy w średnim płaszczu na głębokość około 800 km, o wartościach integralnego przewodnictwa około 800 kS, co jest cechą globalną. Następnie przeprowadzono 2D modelowanie numeryczne. Otrzymany model rozkładu przewodnictwa w warstwach przypowierzchniowych potwierdza w zasadzie znane już informacje o morfologii stropu podłoża krystalicznego i parametrów osadowego kompleksu paleozoicznego. Najważniejszym, oryginalnym i bardzo interesującym wnioskiem było udokumentowanie istnienia dwóch głębokich uskoków przewodzących w obszarze pomiędzy Karpatami i kratonem wschodnioeuropejskim. Pierwszy z nich może być interpretowane jako przedłużenie, w kierunku południowo-wschodnim, dobrze znanej dyslokacji świętokrzyskiej. Drugi uskok możemy interpretować jako południowo-zachodnią granicę platformy wschodnioeuropejskiej.

Praca [6] ma charakter monograficzny i omówiono w niej rezultaty wieloletnich sondowań MV i MT prowadzonych w Karpatach, przede wszystkim przez zespół IGF we współpracy z partnerami z Czech i Słowacji, ale również z Ukrainy, Rosji i Rumuni. Przypomniano, że anomalia w Karpatach została odkryta w 1967 (Jankowski, 1967) na podstawie analizy wektorów indukcyjnych. Ich rozkład jest typowy dla struktur dwuwymiarowych, dla których wektory obracają się o 180 stopni podczas przechodzenia przez linię zerową, która przebiega nad osią anomalii. W dalszej części omówiono rezultaty kolejnych prac prowadzonych przez różne grupy aż do ostatnich lat. Porównano stosowane metody interpretacji i otrzymywane modele rozkładu przewodnictwa. Stwierdzono, że otrzymywane modele są zróżnicowane i mogą być podzielone na dwie grupy. Do pierwszej należą te, które lokują dobrze przewodzące obszary będące źródłem anomalii w dwóch zakresach głębokości: w płytkich warstwach, do 5 km oraz głęboko w skorupie na głębokościach około 20-30 km. W drugiej grupie modeli mamy tylko jeden obszar przewodzący na głębokościach 8 do 18 km i właśnie na taki obraz struktury wskazują nasze badania. Porównano następnie modele rozkładu przewodnictwa z rezultatami badań sejsmicznych (Guterch et al., 2003; Grad et al., 2006; Środa et al., 2006) i stwierdzono, że położenie dokumentowanego przez nas obszaru dobrze przewodzącego zadziwiająco dobrze koreluje się z pozycją strefy obniżonych prędkości sejsmicznych. Konkludując stwierdzono, że: przebieg linii zerowej anomalii jest dobrze udokumentowany i lokalizuje ona oś anomalii; głębokość zlegania kompleksu dobrze przewodzącego nie przekracza 30 km, a najprawdopodobniej zalega on na głębokości 8-18 km; nie rozstrzygnięto dotychczas jednoznacznie czy dobre przewodnictwo skał jest efektem saturacji zmineralizowanymi wodami (przewodnictwo jonowe) czy też obecnością grafitów i łupków (przewodnictwo elektronowe).

Ostatnia praca dotycząca Karpat [9] poświęcona była dyskusji na temat geometrii, głębokości zalegania i petrografii dobrze przewodzącego kompleksu skalnego odpowiedzialnego za istnienie anomalii. Stwierdzono, że teoretycznie oba mechanizmy są możliwe jednak dla Karpat dużo bardziej prawdopodobny jest mechanizm przewodnictwa jonowego. W przypadku grafitu istnieje bowiem poważny problem galwanicznych połączeń pomiędzy poszczególnymi ziarnami. Również olbrzymie wartości przewodnictwa integralnego wskazują, że musi to być warstwa o dużej miąższości, gdyż w naturze grafit rzadko występuje jako lita skała. Spotykamy tylko jego domieszki w różnych kompleksach skalnych np. czarnych łupkach i wtedy przewodnictwo takiego kompleksu nie przekracza 10

S/m. Jednak w Karpatach nie znaleziono takich kompleksów, chociaż nie jest oczywiście wykluczone, że na większych głębokościach takie skały istnieją. Inna sytuacja dotyczy wód zmineralizowanych. Wiele takich wód w Karpatach się spotyka i występują one także w otworach wiertniczych na głębokościach 5-6 km np. w Orawie lub w rejonie Krynicy. Jest więc prawdopodobne, że występują one na większych głębokościach. Rozważono następnie problem zaburzeń tektonicznych kompleksu przewodzącego i ich wpływu na obserwowane efekty indukcyjne. Karpaty są młodym łańcuchem górskim i mają budowę blokową, można zatem oczekiwać zaburzeń tektonicznych także w kompleksie skał przewodzących. Jednak obserwowana anomalia ma długość blisko 600 km i jest bardzo regularna. Na podstawie opracowanych przeze mnie modeli trójwymiarowych, stwierdzono, że wprowadzenie zaburzeń tektonicznych polegających na rozerwaniu kanału przewodzącego powoduje znaczne zmniejszenie amplitudy obserwowanych wektorów i takiego efektu można by się spodziewać w przypadku przewodnictwa elektronowego. W przypadku przewodnictwa jonowego fluidy będą migrować poprzez przerwę w dobrym przewodniku zważywszy, że przerwa prawdopodobnie złożona byłaby ze skał szczelinowatych. Ten efekt spowoduje „sklejenie” fragmentów rozerwanego, dobrze przewodzącego kompleksu skalnego i nie będzie dużej różnicy w gęstości prądu oraz wartościach amplitudy wektorów indukcyjnych. W podsumowaniu stwierdzono, że wszystkie nasze analizy wskazują na jonowy charakter przewodnictwa i oznacza to, że źródłem anomalii karpackiej są głębokie kompleksy skał porowatych nasączonych zmineralizowanymi wodami.

REKONESANSOWE SONDOWANIA ELEKTROMAGNETYCZNE NA BORNHOLMIE.

W pracy [2] przedstawiono rezultaty sondowań MT i MV przeprowadzonych przez naszą grupę, we współpracy z partnerami duńskimi, na Bornholmie. Rejestracje wykonywano przez dwa tygodnie w roku 1998 w dwóch punktach: Rutsker (RUT) i Louisenlund (LUI) odległych o 20 km. Rejestracje magnetyczne i telluryczne były praktycznie wolne od zakłóceń co pozwoliło na obliczenie funkcji przejścia dla okresów od 10 s do kilku godzin. Diagramy polarne charakteryzowały się bardzo skomplikowaną strukturą. Nie było możliwe na ich podstawie wydzielenie kierunku związanego ze strukturą regionalną. Próba wykorzystania algorytmu Bailey i Groom (1989) i Bahr (w 1991) także zawiodła, czego można było się spodziewać w przypadku silnej kanalizacji prądów (Bahr, 1991). Dane wskazywały na skomplikowany, trójwymiarowy charakter rozkładu przewodnictwa a silna kanalizacja prądów, nie mająca uzasadnienia w charakterze struktur przypowierzchniowych, jest dowodem anizotropii kompleksu skał krystalicznych, które tworzą Bornholm. Sytuacja była mniej skomplikowana w przypadku sondowań MV, gdyż ta metoda nie jest tak wrażliwa na niejednorodności lokalne. Wyznaczone wektory indukcyjne dla okresów 1800 s mają długość i kierunek podobny do tych, które obserwuje się w Polsce na kratonie wschodnioeuropejskim, co potwierdza strukturalną przynależność Bornholmu do tego kratonu (Berthelsen 1993). Kierunki i długości wektorów wskazują również, że prostopadle do nich, wzdłuż południowego wybrzeża Bornholmu, biegnie oś dobrze przewodzącej struktury, prawdopodobnie głębokiego basenu sedymentacyjnego. Dla krótkich okresów, rzędu 20-50 s kierunki wektorów w Rutsker wskazują, że istnieje również dobry przewodnik zalegający wzdłuż zachodniego wybrzeża wyspy. Trudno powiedzieć, czy jest to ten sam kompleks przewodzący który zmienił tylko kierunek biegu, czy też jest to inna anomalia. Kierunki wektorów na Bornholmie są podobne do tych, na Rugii, co oznacza, że nie mogą być spowodowane obecnością symetrycznego basenu osadowego, między nimi. Możliwe są dwa wyjaśnienia: albo w basenie osadowym w obszarze pomiędzy wyspami istnieje wyniesie podłoża krystalicznego albo istnieją tam dwa zaznaczające się wyraźnie progi. Drugi z nich powinien się wtedy znajdować na południowy zachód od Rugii, tam bowiem należy upatrywać dobrego przewodnika odpowiedzialnego za obserwowane wektory. Podkreślono,

że rozstrzygnięcie tej kwestii będzie możliwe tylko w oparciu o dane z pomiarów wykonywanych na dnie Bałtyku.

BADANIA WPLYWU NIEJEDNORODNEJ WARSTWY PRZYPOWIERZCHNIOWEJ NA CHARAKTER WEKTORÓW INDUKCYJNYCH NA PRZYKŁADZIE PLATFORMY WSCHODNIOEUROPEJSKIEJ.

W pracy [5] przedstawiono bardzo interesujące i zupełnie nieoczekiwane rezultaty głębokich sondowań MV i MT przeprowadzonych na polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Rejestracje wykonano w dziewiętnastu punktach i na ich podstawie wyznaczono krzywe sondowań. Najbardziej zaskakującym rezultatem było stwierdzenie, że amplitudy części rzeczywistej wektorów indukcyjnych są bardzo duże i osiągają nawet wartości 0.8, czego nie spodziewaliśmy się w przypadku starej platformy. Dużych amplitud wektorów indukcji można się spodziewać raczej na obszarach charakteryzujących się dużymi gradientami horyzontalnymi przewodnictwa. Maksymalną długość wektory osiągają dla okresu około 300 s i dla tego okresu obserwujemy również odwrócenie się kierunków części urojonej wektorów. Wszystkie obliczone wektory dla okresu 300 s naniesiono na mapę tektoniczną (Znosko, 1998). Łatwo zauważyć uderzającą korelację między kierunkami izolinii głębokości zalegania podłoża krystalicznego a kierunkami wektorów indukcyjnych – są one do siebie prostopadłe. Korelacja taka sugeruje, że przyczyn obserwowanego zachowania wektorów indukcji należy szukać w przypowierzchniowej warstwie osadowej. Opracowano następnie dwuwymiarowy model rozkładu przewodnictwa na podstawie rezultatów sondowań MV (amplitud wektorów). Model ten wskazuje na zróżnicowanie pokrywy osadowej w której wyraźnie zaznaczają się dwie warstwy przewodzące: przypowierzchniowa, w której oporności można szacować na kilkadziesiąt Ωm i drugiej na granicy podłoża krystalicznego gdzie obserwujemy oporności rzędu 1 Ωm . Aby wyjaśnić, czy morfologia nadkładu osadowego rzeczywiście wpływa na kierunki wektorów opracowaliśmy pseudo 3D model cienkiej warstwy, przyjmując rozkład S na podstawie danych geologicznych o głębokości do podłoża krystalicznego. Okazało się, że nawet tak uproszczony model wyjaśnia obserwowane kierunki wektorów indukcji. Rezultaty modelowania potwierdziły, że morfologia pokrywy osadowej ma decydujący wpływ na charakter wektorów indukcji. Był to nowy wniosek, dotychczas nie spotykany w literaturze. Sformułowano jeszcze drugi, ważny wniosek natury metodycznej. Nasze rezultaty pokazują jednoznacznie, że nie można szacować głębokości zalegania anomalii tylko na podstawie głębokości penetracji fali. W rzeczywistości parametr ten wskazuje nam tylko jaka może być maksymalna głębokość jej występowania.

NAJWAŻNIEJSZE ANOMALIE ROZKŁADU PRZEWODNICTWA ELEKTRYCZNEGO W POLSCE W RELACJI DO STRUKTURY GEOLOGICZNEJ.

Praca [7] powstała w 2005 i miała charakter przeglądu. Była wprowadzeniem do specjalnego, monograficznego numeru Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Science: "Study of geological structures containing well-conducting complexes in Poland" którego byłem współredaktorem. Omówiono w niej rezultaty wieloletnich badań elektromagnetycznych prowadzonych w Polsce od lat sześćdziesiątych, koncentrując się na prezentacji rezultatów badań głębokiego podłoża. Podkreślono, że głównym rezultatem prowadzonych w Polsce od początku lat sześćdziesiątych sondowań geomagnetyczne było stwierdzenie obecności dwóch wielkich anomalii magnetycznych. Pierwsza z nich, związana z basenem permskim okazała się przedłużeniem wielkiej anomalii północno-niemiecko-duńskiej, największej w Europie, odkrytej w latach pięćdziesiątych na terenie Niemiec. Druga, anomalia karpacka, została odkryta w latach sześćdziesiątych i została następnie gruntownie zbadana w wyniku kilkuletnich wspólnych prac polsko-czechosłowackich. Stwierdzono dalej, że obecnie jest niemal pewne, że obie te anomalie związane są z

obecnością dużych basenów osadowych. Dokładniejsze badania wykazały jednak, że w obu wypadkach anomalie są głęboko zakorzenione i obecność skał dobrze przewodzących może sięgać 15-20 kilometrów. Natura tych „głębokich korzeni” jest do dzisiaj przedmiotem kontrowersji. Wiele przesłanek wskazuje, że przyczyną dużych wartości przewodnictwa elektrycznego tych kompleksów jest obecność zmineralizowanych wód i ta hipoteza wydaje nam się najbardziej prawdopodobna. Jednak niektórzy autorzy wskazują na możliwą obecność kompleksów grafitowych (black shells). Rezultaty wielu sondowań MV i MT, prowadzonych od czasu odkrycia tych anomalii, dostarczają nam coraz więcej informacji, jednak definitywne rozstrzygnięcie tego problemu jest trudne bez wykonania głębokich odwiertów. Pomimo to, nawet sama lokalizacja tych dobrze przewodzących obszarów jest bardzo pomocna przy formułowaniu hipotez geotektonicznych, gdyż położenie głównych anomalii magnetycznych w Polsce jest odzwierciedleniem sytuacji geotektonicznej.

Podobny, przeglądowy charakter miała praca [8], w której podsumowano wyniki dotychczasowych ultra głębokich sondowań elektromagnetycznych przeprowadzonych na terenie Polski. Nie będę ich tu przytaczał, gdyż były one już sukcesywnie prezentowane, przy omawianiu poprzednich publikacji. Przypomnę tylko, że podstawowym rezultatem tych badań było odkrycie dobrze przewodzącej anomalii w górnym płaszczu na głębokości 150-250 km pod strefą TESZ. Również analiza rezultatów sondowań MV dla całej Europy Środkowej wskazuje na istnienie niejednorodności w średnim płaszczu Ziemi, lub ewentualnie zmianę jego struktury pod Europą, w rejonie TESZ.

LITERATURA

- Becken M., and L.B. Pedersen 2003: “Transformation of VLF anomaly maps into apparent resistivity and phase”, *Geophysics*, 68, No. 2, 497–505.
- Berdichevsky, M.N., and V.I. Dmitriev, 2008: “*Models and Methods of Magnetotellurics*”, Springer Verlag, Berlin Heidelberg.
- Berthelsen, A., 1998: “The Tornquist zone northwest of the Carpathians: an intraplate pseudosuture”, *Geol. Foren. Forh.* 120, 223-230.
- Chave A. D., Thomson D., J., 1989, Some comments on magnetotelluric response function estimation., *J. Geophys. Res.*, No 94,
- Constable S.C., Parker R.L., Constable C.G. Occam’s inversion: a practical algorithm for inversion of electromagnetic data, *Geophysics*. 1987. V. 52, p. 289-300.
- Dadlez R., Z. Kowalczewski and J. Znosko, 1994: “Some key problems of the pre-Permian tectonics in Poland”, *Geol. Quart.* 38, 169–190.
- Dadlez, R., M. Grad and A. Guterch, 2005: “Crustal structure below the Polish Basin: Is it composed of proximal terranes derived from Baltica?”, *Tectonophysics*, 411, 111 – 128.
- Fainberg, E.B., Andrieux, P., Astapenko, V.N., Geren, R., Zhdanov, M.S., Singer, B.Sh., Ingerov, A.I., Lapitskii, A. I., Vasil'eva, T.A., Deep Electromagnetic Soundings in Belarus: Europrobe Crustal Soundings, *Fzika Zemli*, 6, 486-495, 1998.
- Gamble, T.,P., Goubau W., M., Clarke J., Error analysis for remote reference magnetotellurics, *Geophysics*, 1979a, 44.
- Grad, M., G.R. Keller, H. Thybo and POLONAISE Working Group, 2002: “Lower lithospheric structure beneath the Trans-European Suture Zone from POLONAISE’97 seismic profiles”, *Tectonophysics* 360, 153– 168.
- Grad, M., S.L. Jensen, G.R. Keller, A. Guterch, H. Thybo, T. Janik, T. Tiira, J. Yliniemi, U. Luosto, G. Motuza, V. Nasedkin, W. Czuba, E. Gaczyński, P. Środa, K.C. Miller, M. Wilde-Piórko, K. Komminaho, J. Jacyna, and L. Korabliova (2003a), “Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE’97 seismic profile P4”, *J. Geophys. Res.* 108, B11, 2541.

- Guterch A., M. Grad, R. Materzok and E. Perchuć, 1986: "Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the Palaeozoic and Precambrian platforms in Poland (Tornquist - Teisseyre zone)", [In:] Galson D., A., and St. Mueller (Editors), *The European Geotraverse, Part 2, Tectonophysics*, 128, 251-279.
- Guterch A., M. Grad, T. Janik, R. Materzok, U. Luosto, J. Yliniemi, E. Lück, A. Schulze and K. Förste, 1994: "Crustal structure of the transition zone between Precambrian and Variscan Europe from new seismic data along LT7 profile (NW Poland and eastern Germany)", *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319, ser.II, 1489-1496.
- Guterch, A., M. Grad, H. Thybo, G.R. Keller, G.R., The POLONAISE Working Group, 1999, *Polonaise-97' – an interpretational seismic experiment between Precambrian and Variscan Europe in Poland. Tectonophysics* 314, 101-121.
- Janik T., J. Yliniemi, M. Grad, H. Thybo, T. Tiira and POLONAISE P2 Working Group, 2002: "Crustal structure cross the TESZ along POLONAISE '97 seismic profile P2 in NW Poland", *Tectonophysics* **360** (1-4): 129-152.
- Jankowski J., 1967: "The Marginal Structure of the East European Platform in Poland on the basis of data on geomagnetic field variations", *Publs Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.* 14, 93-102.
- Jankowski J., Z. Tarlowski, O. Praus, J. Pecova and V. Petr, 1985: "The results of deep geomagnetic sounding in the West Carpathians, Geophys", *J. R. Astr. Soc.* 80, 561-574.
- Jankowski J., T. Ernst, W. Jozwiak and J. Pawliszyn, 1995: "Results of induction study within the Precambrian Segment of the Tornquist-Teisseyre tectonic zone", *Acta Geophys.Polonica* **43**,2.
- Jozwiak W., S. Kovacikova, K. Nowozynski and I.M. Varentsov, 2009: "Comparison of techniques to extract geomagnetic field components from array of induction arrows using spline hilbert transform", IAGA 11th Scientific Assembly, Sopron,2009; *abstract book*, ed. Szarka László.
- Kuvshinov, A., H. Utada, D. Avdeev, and T. Koyama (2005), 3D modelling and analysis of the Dst EM responses in the North Pacific Ocean region, *Geophys. J. Int.* **160**, 505-526, DOI: 10.1111/j.1365-246X.2005.02477.x.
- Majorowicz, J. A., 2004: "Thermal lithosphere across the Trans-European Suture Zone in Poland", *Geological Quarterly* 48, 1-14
- Narkiewicz M., and R. Dadlez, 2008: "Geological regional subdivision of Poland: general guidelines and proposed schemes of sub-Cenozoic and sub-Permian units", *Prz. Geol.* 56: 391-397. (in Polish with English abstract).
- Nowożyński, K., P. Pushkarev, Yu., 2001. The Efficiency Analysis of Programs for Two-Dimensional Inversion of Magnetotelluric Data., *Fizika Zemli*, 6.
- Parker, R.L., and K.A. Whaler (1981), Numerical method for establishing solutions of the inverse problem of the electromagnetic induction, *J. Geophys. Res.* **86**, 9574-9584, DOI: 10.1029/JB086iB10p09574.
- Parkinson, W.D., 1959: "Direction of rapid geomagnetic fluctuation", *Geophys. J.* 2, 1-14.
- Pożaryski Wł., Z. Małkowski and J. Jankowski, 1965: "Distribution of shortperiod geomagnetic variations related to tectonics in Central Europe", *Rocznik Pol. Tow. Geol.* s. 97-102
- Pożaryski W., and P. Karnkowski, 1992: "Tectonic map of Poland during the Variscan time", *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Rodi, W. L., and R. L. Mackie (2001), Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2D magnetotelluric inversion, *Geophysics*, 66, 174- 187.
- Schmucker, U., 1970: "Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States", Univ. of California Press, Berkley.

- Semenov, V.Yu., and W. Józwiak, 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., R. Hempfling, A. Junge, J. Marianiuk, and U. Schmucker (2001), Test of equipment for electric field observation in deep magnetotelluric soundings, *Acta Geophys. Pol.* **49**, 3, 373-388.
- Siripunvaraporn, W., and G. Egbert (2000), An efficient data-subspace inversion method for 2D magnetotelluric data, *Geophysics*, 65, 791– 803.
- Smirnov, M. Y. (2003), Magnetotelluric data processing with a robust statistical procedure having a high breakdown point, *Geophys. J. Int.*, 152, 1–7.
- Srivastova, S.P., 1966, *Theory of magnetotelluric method for a spherical conductor*, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **11**, 373.
- Weidelt, P. (1972), The inverse problem of geomagnetic induction, *Zeitschrift für Geophysik* **38**, 257-289.
- Wiese, H., 1962: „Geomagnetische Tiefentellurik Teil II: Die Streichrichtung der Untergrundstrukturen des elektrischen Widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen Variationen“, *Pageoph.* 52, 83-103.
- Wilde-Piórko, M., M. Świeczak, M. Grad and M. Majdański, 2010: “Integrated seismic model of the crust and upper mantle of the Trans-European Suture zone between the Precambrian craton and Phanerozoic terranes in Central Europe”, *Tectonophysics* 481, no. 1-4: 108-115.
- Vojar, J., V.Y. Semenov, A.V. Kuvshinov, and C. Manoj (2006), Updating the map of Earth’s surface conductance, *Eos. Trans. AGU* **87**, 33, August 15, 326, 331, DOI: 10.1029/2006EO330004.
- Zieuhuis, A., and G. Nolet, 1994: “Deep seismic expression of an ancient plate boundary in Europe”, *Science* **265**, 79-81.
- Znosko J., *Tectonic Atlas of Poland*. Państwowy Instytut Geologiczny i Wydawnictwa.