

Załącznik nr.2

Autoreferat

Metody analizy morfologii pola grawitacyjnego Ziemi pod kątem jego związku ze strukturą litosfery

dr Lech Krysiński
Instytut Badawczy Dróg i Mostów
Zakład Diagnostyki Nawierzchni

Spis treści

1. IMIĘ I NAZWISKO	4
2. POSIADANE DYPLOMY, STOPNIE NAUKOWE.....	4
3. INFORMACJE O DOTYCHCZASOWYM ZATRUDNIENIU W JEDNOSTKACH NAUKOWYCH.....	4
4. WSKAZANIE OSIĄGNIĘCIA WYNIKAJĄCEGO 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. 2016 R. POZ. 882 ZE ZM. W DZ. U. Z 2016 R. POZ. 1311.).....	4
4.1 TYTUŁ OSIĄGNIĘCIA NAUKOWEGO	4
4.2 LISTA PUBLIKACJI STANOWIĄCYCH OSIĄGNIĘCIE NAUKOWE.....	4
4.3 OMÓWIENIE CELU NAUKOWEGO WW. PRAC I OSIĄGNIĘTYCH WYNIKÓW WRAZ Z OMÓWIENIEM ICH EWENTUALNEGO WYKORZYSTANIA.	5
4.3.A) Metodologia prędkościowo-zależnego grawimetrycznego modelowania rozkładu gęstości ośrodka wzdłuż profili głębokich sondowań sejsmicznych.....	5
4.3.B) Dyskusja struktury gęstościowej dolnej litosfery za pomocą modelowania geoidy w skali kontynentalnej	17
5. OMÓWIENIE POZOSTAŁYCH OSIĄGNIĘĆ NAUKOWO - BADAWCZYCH	25
5.A) Globalna morfologia dynamiczna pola magnetycznego Ziemi	25
5.B) Badania nad zastosowaniem georadaru w diagnostyce nawierzchni drogowych	28
6. LITERATURA.....	32

1. IMIĘ I NAZWISKO

Lech Krysiński

2. POSIADANE DYPLOMY, STOPNIE NAUKOWE

- **Magister fizyki**, specjalność fizyka litosfery, Uniwersytet Warszawski 1991, Wydział Fizyki; rozprawa „*O matematycznych związkach problemu deformacji rotacyjnych z zagadnieniem pływowym Love'a dla ciekłej planety*” (L. Krysiński 1992).
- **Doktor nauk fizycznych**, Uniwersytet Warszawski 1997, Wydział Fizyki; rozprawa „*Morfologia dynamiczna pola magnetycznego Ziemi w świetle jego ewolucji w okresie 1900–1995 i ogółu wyników paleomagnetycznych*”.

3. INFORMACJE O DOTYCHCZASOWYM ZATRUDNIENIU W JEDNOSTKACH NAUKOWYCH

- 1992-1997, Studia doktoranckie w Instytucie Geofizyki Uniwersytetu Warszawskiego
- 1997-2010, Uniwersytet Warszawski, Instytut Geofizyki, Zakład Fizyki Litosfery, ul. Pasteura 7, 02-093 Warszawa, adiunkt
- Od 2010, Instytut Badawczy Dróg i Mostów, Zakład Diagnostyki Nawierzchni, ul. Instytutowa 1, 03-302 Warszawa, adiunkt

4. WSKAZANIE OSIĄGNIĘCIA WYNIKAJĄCEGO 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. 2016 R. POZ. 882 ZE ZM. W DZ. U. Z 2016 R. POZ. 1311.)

4.1 TYTUŁ OSIĄGNIĘCIA NAUKOWEGO

Metody analizy morfologii pola grawitacyjnego Ziemi pod kątem jego związku ze strukturą litosfery

4.2 LISTA PUBLIKACJI STANOWIĄCYCH OSIĄGNIĘCIE NAUKOWE

- H1. Krysiński L., 2009. *Systematic Methodology for Velocity-dependent Gravity Modelling of Density Crustal Cross-Sections, using an Optimization Procedure*. Pure appl. geophys., 166, 375–408, doi: 10.1007/s00024-009-0445-x.
- H2. Krysiński L., Wybraniec S. & Grad M., 2015. *Lithospheric density structure study by isostatic modelling of the European geoid*. Studia Geophysica et Geodaetica 2015 (2), 59, 212-252, DOI: 10.1007/s11200-014-1014-z.
- H3. Krysiński L., Grad M. & Wybraniec S., 2009. *Searching for Regional Crustal Velocity-Density Relations with the Use of 2-D Gravity Modelling – Central Europe Case*. Pure appl. geophys., 166, 1913–1936, doi: 10.1007/s00024-009-0526-x.
- H4. Krysiński L., Grad M., Mjelde R., Czuba W., Guterch A., 2013. *Seismic and density structure of the lithosphere-asthenosphere system along transect Knipovich Ridge-Spitsbergen-Barents Sea - geological and petrophysical implications*. Polish Polar Research, 34, 2, 111-138, doi: 10.2478/popore-2013-0011.
- H5. Krysiński L., Grad M. & POLONAISE'97 Working Group, 2000. *POLONAISE'97 - Seismic and gravimetric modelling of the crustal structure in the Polish Basin*. Phys. Chem. Earth (A), 25 (4), 355-363, doi: 10.1016/S1464-1895(00)00057-0.

4.3 OMÓWIENIE CELU NAUKOWEGO WW. PRAC I OSIĄGNIĘTYCH WYNIKÓW WRAZ Z OMÓWIENIEM ICH EWENTUALNEGO WYKORZYSTANIA.

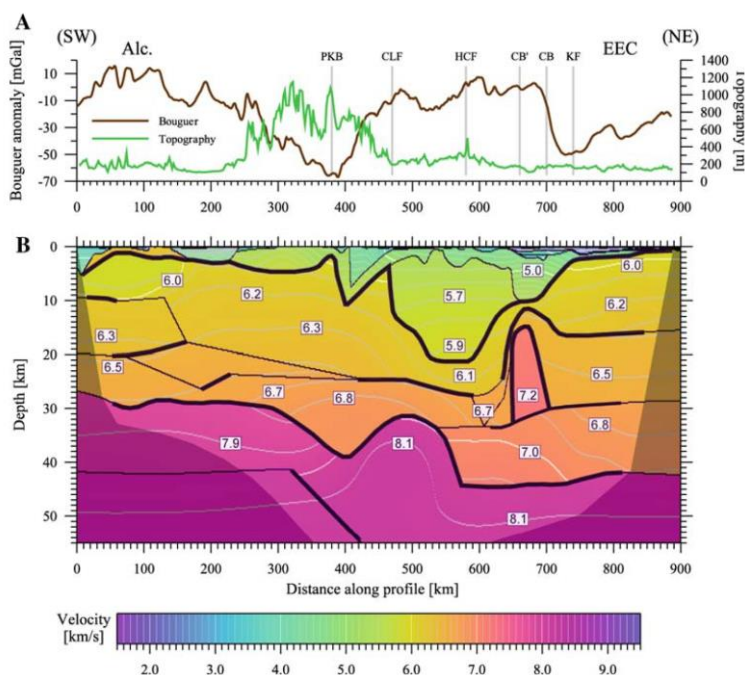
Anomalie pola grawitacyjnego Ziemi przejawiające się odstępstwami obserwowanego natężenia pola od modelu referencyjnego przybliżającego stan równowagi hydrostatycznej, są skutkiem złożoności budowy wnętrza Ziemi powiązanej z zachodzącymi tam procesami, mającymi wyraz w postaci horyzontalnych zmian gęstości. Najbardziej szczegółowe i precyzyjne informacje o strukturze wnętrza Ziemi pochodzą z obserwacji i badań sejsmicznych. Stąd w trakcie rozwoju badań kluczowym wątkiem fizyki pola grawitacyjnego Ziemi stały się próby konfrontowania rosnącej wiedzy na temat kształtu pola z wynikami równie intensywnie rozwijających się badań sejsmicznych. Próby takiego porównania prowadzone są w różnych skalach przestrzennych, od lokalnej (pojedyncze masywy skalne; (Puziewicz i in. 2012) i bardzo lokalnej (lokalne struktury geologiczne, czy obiekty techniczne), poprzez regionalną (jednostki tektoniczne wyrażone w strukturze skorupy), aż po skalę kontynentalną i globalną, w której manifestują się istotnie cechy budowy dolnego płaszcza i jądra Ziemi. Podstawowym zadaniem poznawczym staje się określenie, na ile sejsmiczny obraz strukturalny pozwala skomentować (wymodelować) obserwowany na wybranym obszarze kształt pola grawitacyjnego, przy założeniu pewnego konceptu przypisywania gęstości strukturom modelu sejsmicznego. Ponadto, w wyniku modelowania, powstają sugestie, co do cech gęstościowych niektórych elementów struktury ośrodka, mające konsekwencje w rozważaniach petrofizycznych. Czasem modelowanie grawimetryczne skutkuje także propozycjami, co do modyfikacji pierwotnego modelu strukturalnego, zwłaszcza w kwestii podziałów obszaru na jednostki tektoniczne. W tym zakresie modelowanie pola grawitacyjnego Ziemi poszerza wiedzę o jej wewnętrznej strukturze.

Opisywany cykl artykułów daje ilustrację metod poznawania struktury litosfery Płyty Europejskiej od strony jej cech gęstościowych, poprzez modelowanie pola oparte o wyniki sejsmiczne w skali regionalnej (rozdział 4.3.A) i kontynentalnej (rozdział 4.3.B). Opisane przedsięwzięcia miały charakter w dużej mierze metodologiczny. Ich celem było sformułowanie procedur używanych w modelowaniu grawimetrycznym w sposób systematyczny, możliwie jak najściślej dowiązany do danych sejsmicznych, umożliwiając ich numeryczną realizację i badanie ich własności matematycznych z czytelną wizualizacją istotnych cech modelu. Ze względu na potrzebę rozległego przedstawienia metodologii, informacje o najważniejszych wynikach podkreślono w tekście odpowiednich rozdziałów.

4.3.A) Metodologia prędkościowo-zależnego grawimetrycznego modelowania rozkładu gęstości ośrodka wzdłuż profili głębokich sondowań sejsmicznych

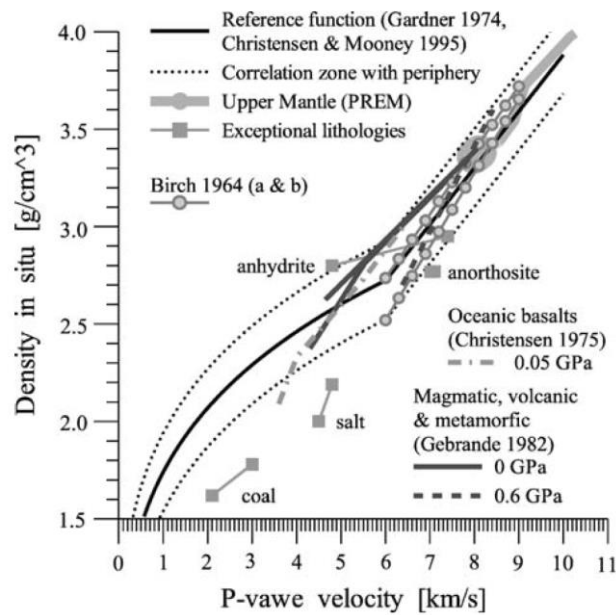
W ślad za intensywnym rozwojem głębokich sondowań sejsmicznych otworzyły się istotnie nowe możliwości komentowania lokalnego i regionalnego kształtu pola (Bielik i in. 2006, Grabowska i in. 2011, 1998) poprzez strukturę skorupy poznawaną coraz lepiej za pośrednictwem prędkościowych, refrakcyjnych przekrojów sejsmicznych (Guterch i in. 2000, 1991, 1986). Dwuwymiarowe modele sejsmiczne wzdłuż profili (rys. 1) są szczególnie ciekawą, bo obecnie najbardziej szczegółową i precyzyjną reprezentacją struktury skorupy pomimo, że nie dają one wglądu w zmienność struktury na kierunku poprzecznym do profilu. Informacja o strukturze jest zawarta w przedstawionym w takim modelu sejsmicznym układzie warstw i w polu prędkości fal P. Najbardziej podstawowa wersja modelowania grawimetrycznego polega na przypisaniu każdej warstwie sejsmicznej pewnej wartości gęstości (stałej wewnątrz danej warstwy) i takim dobraniu wszystkich tych wartości, żeby jak najlepiej pole grawitacyjne takiego modelu gęstości dopasować do pola obserwowanego

wzdłuż profilu. Zakłada się przy tym, że struktura ośrodka nie zmienia się w kierunku poprzecznym do profilu, które to założenie ma szansę być w miarę adekwatne jeśli linia profilu biegnie mniej więcej prostopadłe do przecinanych granic tektonicznych.



Rysunek 1. Przykładowe dane wejściowe do modelowania grawimetrycznego. **A)** Topografia i anomalie grawimetryczne wzdłuż profilu. **B)** Dwuwymiarowy model rozkładu prędkości v_p profilu CEL01 eksperymentu CELEBRATION 2000 uzyskany w drodze modelowania metodą *ray tracing*'u (Środa i in. 2006). Czarne grube linie pokazują wewnątrz-skorupowe granice udokumentowane falami odbitymi, zaś jasne cienkie linie są izoliniami prędkości [km/s]. Zacienieniem w dolnej części przekroju i jego dolnych rogach oznaczono tę część obszaru modelowania, która nie została pokryta zarejestrowanymi promieniami fal.

Już pierwsze zetknięcie z tak postawionym zadaniem pokazuje, że dobieranie zespołu gęstości warstwowych nie jest zadaniem łatwym, co jest spowodowane bardzo silną współzależnością parametrów gęstościowych (H5). Pomimo, że zależność pola modelowego od parametrów gęstościowych jest liniowa, próba postawienia zadania odwrotnego, jako standardowego dopasowania, prowadzi w praktyce do porażki, gdyż parametrom tym są przypisywane nierealistyczne wartości; jest to klasyczny problem niestabilności towarzyszący dopasowaniu dużej liczby silnie współzależnych parametrów. Przy procedurze tej muszą być zatem stosowane ograniczenia na wartości przypisywanych gęstości w zakresach dopuszczalności właściwych danej warstwie strukturalnej. Przybliżone oszacowania dopuszczalnych wartości wywodzą się z rozległej tradycji badań globalnej struktury Ziemi. Ponadto z pomocą przychodzi tutaj istotna współzależność fenomenologiczna pomiędzy gęstością typowych skał budujących skorupę i płaszcz Ziemi, a ich prędkością falową v_p (rys. 2), której przestrzenny rozkład jest określany w trakcie modelowania struktury na przekroju sejsmicznym. Wprawdzie współzależność ta wydaje się być pod dużym wpływem poglądów odnoszących się do prekambryjskiej skorupy kratonicznej i budzi pewne wątpliwości, co do jej adekwatności w odniesieniu do obszarów fanerozoicznych (H3), to istnienie i możliwość przybliżonego sparometryzowania granic dopuszczalnych gęstości poprzez prędkość v_p jest kluczowym elementem współczesnych modeli struktury gęstościowej skorupy opartych o modelowanie obserwowanego pola grawimetrycznego i rozpoznaną strukturę sejsmiczną.



Rysunek 2. Definicja referencyjnej funkcji $\rho_{ref}(v)$ (ciągła linia centralna) opisującej korelację pomiędzy gęstością, a prędkością skał tworzących skorupę i najwyższy płaszcz (model centralnej strefy korelacji gęstość-prędkość). Pewne inne znaczące dane i modele pokazano w tle w celach porównawczych (H1).

Opisana procedura wraz z jej trudnościami stała się impulsem do sformułowania modelowania grawimetrycznego w postaci zadania optymalizacyjnego, którego numeryczna realizacja pozwalałaby skutecznie uzyskać odpowiedzi na pytania o istnienie satysfakcjonującego rozwiązania problemu i stabilność wyznaczonych wartości gęstości danego przekroju sejsmicznego. Już pierwsze próby pokazały (H5), że podejście takie jest obiecujące ujawniając jednocześnie dalsze wyzwania tego problemu.

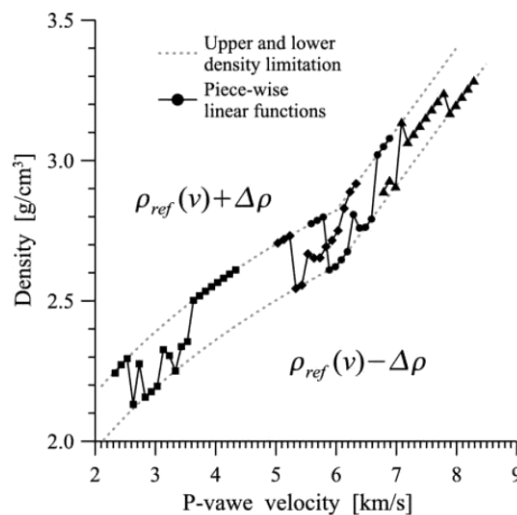
Znaczenie informacji strukturalnej zawartej w przestrzennym rozkładzie pola prędkości falowej. Przypisywanie jednej wartości gęstości każdej warstwie na podstawie obserwowanej w niej prędkości falowej natychmiast rodzi dylematy, gdyż nie jest oczywiste, czy ograniczenia gęstości trzeba dowiązywać do prędkości średniej, czy też osobno do prędkości maksymalnej i minimalnej odpowiednio (poszerzając ograniczenie o pewien przedział tolerancji). Z rozważań tych wywodzi się dalej przypuszczenie, że zmienność przestrzenna prędkości zapewne zawiera interesującą informację o przestrzennych zmianach gęstości także wewnątrz warstwy, w tym także o zmienności poziomej generującej istotny efekt grawitacyjny (H1). W związku z tym powstała potrzeba dalszej rozbudowy numerycznych modeli pola gęstości, które pozwalałyby sparametryzować zmiany gęstości wewnątrz danej warstwy w taki sposób, że przez nałożenie ograniczeń na parametry modelu, ograniczenie byłoby spełnione w każdym punkcie sekcji sejsmicznej. Po wieloletnich próbach przyjęto rozwiązanie spełniające powyższe wymogi i możliwe do implementacji numerycznej w następującej formie (H4, Krysiński i in. 2009):

$$\rho(x, z) = \rho_{ref}(v(x, z)) + H_{K(x, z)}(v(x, z)) \quad (1)$$

$$-\Delta\rho < H_{K(x, z)}(v(x, z)) < \Delta\rho$$

Funkcja ρ_{ref} jest przyjętą referencyjną zależnością gęstość prędkość (rys. 2), zaś funkcja lokalnie korygująca $H_k(v)$ jest funkcją kawałkami liniową (w szczególnym przypadku może być funkcją stałą lub liniową) argumentu prędkościowego i ma w każdej zdefiniowanej warstwie osobną postać z właściwymi jej parametrami (rys. 3). Numer warstwy do której

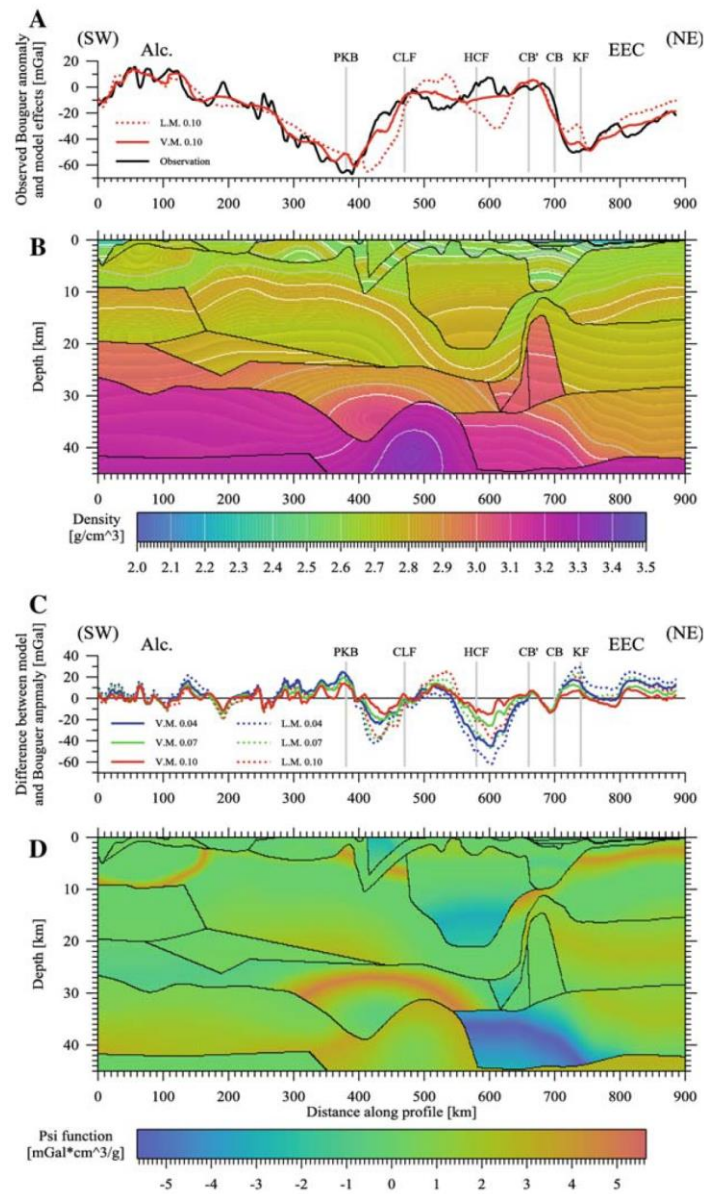
przynależy punkt przekroju o współrzędnych (x, z) jest wskazywany przez funkcję $\mathbf{K}(x, z)$. Podział na warstwy może być dowolnie definiowany w powiązaniu z modelem sejsmicznym lub niezależnie od niego. Naturalnymi parametrami \mathbf{h}_i definiującymi funkcję kawałkami liniową \mathbf{H}_k są jej wartości h_i w punktach węzłowych \mathbf{v}_i (rys. 3). Przy takiej definicji wystarczy narzucić żądanie $-\Delta\rho < h_i < \Delta\rho$ na wszystkie parametry węzłowe, aby został spełniony warunek nie przekraczania odstępstwa gęstości $\Delta\rho$ (wzór 1) modelu $\rho(x, z)$ od wartości referencyjnej $\rho_{ref}(\mathbf{v}(x, z))$ w każdym punkcie przekroju (x, z) . Pole grawitacyjne modelu gęstości przy takiej definicji zależy liniowo od parametrów \mathbf{h}_i , przez co można zaimplementować klasyczną procedurę optymalizacyjną z więzami w formie ograniczeń. Polega ona na znalezieniu takich wartości parametrów modelu gęstości, które minimalizują odstępstwo w normie L^2 pomiędzy grawitacyjnym polem modelu, a polem obserwowanym wzdłuż profilu, przy zachowaniu ograniczeń $(-\Delta\rho < h_i < \Delta\rho; i = 1, 2, \dots, N)$ na parametry \mathbf{h}_i . Ponieważ zbiór dozwolonych ograniczeniami wektorów parametrów gęstościowych (h_1, h_2, \dots, h_N) , jako podzbiór przestrzeni \mathbf{R}^N jest tutaj wypukły rozwiązanie tego zadania jest jednoznaczne w tym sensie, że wszystkie rozwiązania lokalne odpowiadają tej samej wartości reszty minimalnej i tworzą zbiór wypukły (H5). Jednoznaczność i możliwość precyzyjnego numerycznego obliczenia reszty minimalnej R_{min} (będącej miarą niedopasowania) modelu są kluczową własnością metody, gdyż jest wtedy możliwa analiza zachowania reszty, na przykład w celu znalezienia modelu optymalnego.



Rysunek 3. Definicja ogólnej postaci prędkościowo-zależnego modelu rozkładu gęstości $\rho_{ref}(\mathbf{v}) + \mathbf{H}_k(\mathbf{v})$, jako sumy relacji referencyjnej $\rho_{ref}(\mathbf{v})$ i funkcji kawałkami ciągłych $\mathbf{H}_k(\mathbf{v})$, w przykładowym przypadku czterech warstw ($k = 1, 2, 3, 4$); (typowy przekrój prędkościowy składa się z kilkudziesięciu warstw). Punkty węzłowe dla każdej warstwy pokazano przypisanym danej warstwie symbolem: kwadraty, romby, kółka i trójkąty. Każde dwie funkcje mogą mieć różne przebiegi we wspólnej części swoich dziedzin prędkości, a ich wykresy mogą się przecinać, ponieważ ich konstrukcja jest niezależna. Linie przerywane pokazują narzucone ograniczenia.

Numeryczna realizacja takiego zadania optymalizacyjnego pozwala odpowiedzieć na pytanie, czy rozkład prędkości wewnątrz warstw niesie istotnie interesującą informację o rozkładzie gęstości. Implementacja tego zadania staje się pewnym wyzwaniem numerycznym, w przypadku gdy modelowa relacja gęstość prędkość w każdej warstwie jest elastyczna (ma formę funkcji kawałkami ciągłej o wielu węzłach), gdyż liczba parametrów modelu może sięgać setek. Po dwunastu latach prace nad rozwojem Systemu Modelowania Grawimetrycznego dały skuteczną możliwość takich obliczeń, przynosząc odpowiedź na

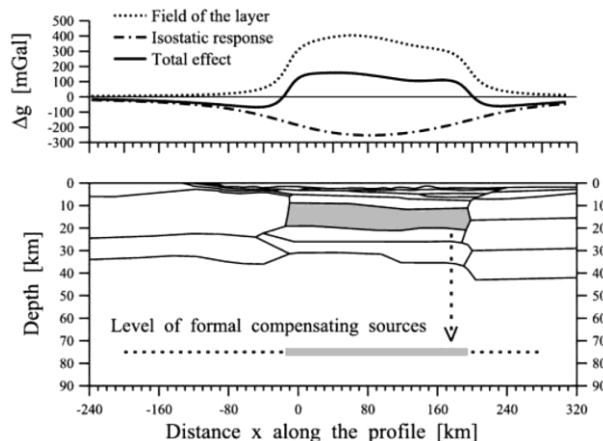
postawione pytanie. Obecne modele sejsmiczne wydają się faktycznie zawierać istotną informację o przestrzennym rozkładzie gęstości zawartą w polu przestrzennego rozkładu prędkości falowej poszczególnych warstw (H1).



Rysunek 4. Wyniki prędkościowo-zależnego modelowania gęstości warstw profilu CEL01. **A)** Porównanie obserwowanej anomalii Bouguer'a z modelową ($z = 80$ km, $\Delta\rho = 0.1$ g/cm³, odstęp między-węzłowy funkcji $H_k(v)$, czyli rozdzielczość prędkościowa $\Delta v = 0.1$ km/s). Czarna ciągła linia reprezentuje obserwowaną anomalię Bouguera, zaś linie czerwone odpowiadają modelowi: prędkościowo-zależnemu (V.M.; linia ciągła) i warstwowo-zależnemu (L.M.; linia przerywana). **B)** Przekrój gęstościowy ($z = 80$ km, $\Delta\rho = 0.1$ g/cm³). Czarne linie są granicami zapostulowanymi w modelu sejsmicznym. **C)** Test stabilności miejsc zerowych rozkładu reszt (różnicy pomiędzy modelem, a obserwowaną anomalią): Porównanie rozkładu reszt dwóch metod modelowania, dla trzech wartości tolerancji gęstości $\Delta\rho = 0.04, 0.07$ i 0.1 g/cm³ ($z = 80$ km); amplituda reszt rośnie, gdy $\Delta\rho$ maleje. **D)** Funkcja $\psi(x, z)$ charakteryzująca wpływ lokalnego zmniejszenia odstępstwa modelowej gęstości od wartości referencyjnej (wymuszonego nałożonymi ograniczeniami), na resztę dopasowania: Czerwone obszary oznaczają wymuszone podwyższenie gęstości, zaś niebieskie sygnalizują wymuszone obniżenie gęstości lokalnej modelu.

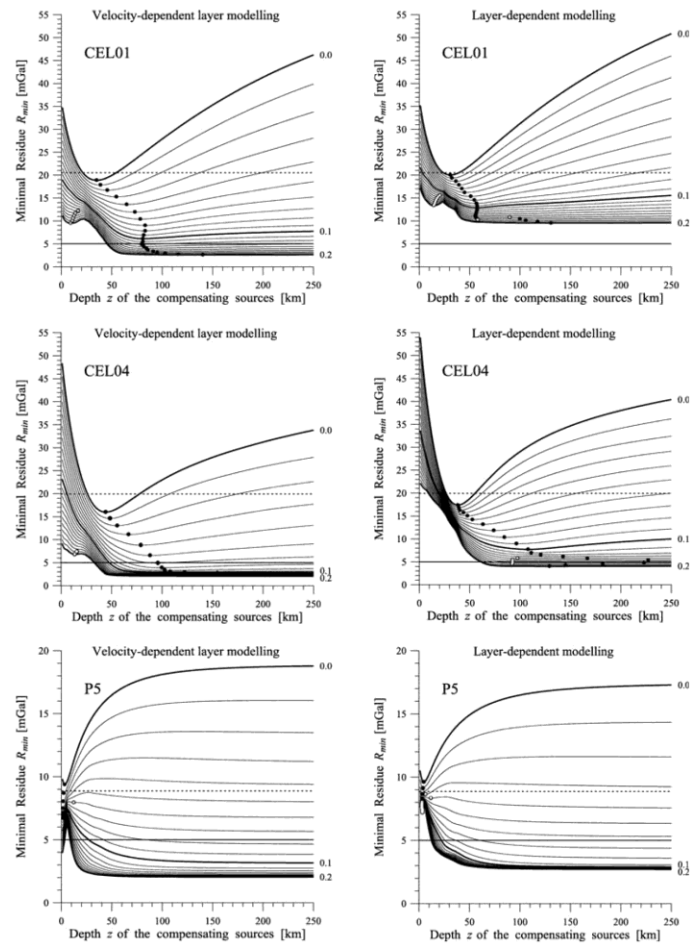
Uzyskiwane w drodze modelowania rozkłady gęstości, przy standardowym przedziałowym ograniczeniu na wartość gęstości, mają jednak przy dopuszczeniu dużej elastyczności relacji warstwowej widoczny mankament w postaci niezbyt realistycznych naprzemiennych wahań wartości gęstości wewnątrz warstwy (rys 3 i 4B), który odzwierciedla opisaną wcześniej niestabilność dopasowania dużej liczby parametrów, ale czasem wydaje się też być skutkiem braku lub niewłaściwego podziału warstw na segmenty regionalne (rys. 4B i D). Problem ten został później rozwiązany kolejną modyfikacją zadania optymalizacyjnego oraz zaowocował metodami graficznej wizualizacji intensywności systematycznej tendencji gęstości w danym obszarze przekroju do jej dopasowania powyżej lub poniżej wartości referencyjnej (rys. 4D; H1). Metody te są narzędziem bardzo pomocnym w lokalnych i regionalnych analizach petrologiczno-tektonicznych (H4), gdyż dają stabilną ilustrację relatywnej anomalności lokalnej gęstości $\rho(x, z)$ względem gęstości referencyjnej $\rho_{ref}(v(x, z))$ wywodzonej z lokalnej prędkości $v(x, z)$. Doświadczenia związane z obserwacją opisywanych niestabilności pozwoliły na sformułowanie kryteriów ograniczania liczby parametrów h_i modelu, zależnie od realizowanego zadania. Okazuje się bowiem, że przypisywanie warstwie więcej niż jednego bądź dwóch parametrów, zwykle nie jest potrzebne (H3, H4), o ile warstwą tą nie jest na przykład cała skorupa.

Znaczenie izostazji systemu litosfera astenosfera. Przy analizie i modelowaniu rozkładu anomalii Bouguer'a w skali regionalnej (setek kilometrów) oczekuje się znaczącego wpływu *izostazji*, czyli tendencji systemu litosfera-astenosfera do uzyskiwania równowagi wypornościowej. W praktyce modelowania przypuszczenie to oznacza, że różnice masy postulowane w modelu gęstościowym w kolejnych pionowych kolumnach wzdłuż profilu powinny być skompensowane w dolnym przedłużeniu kolumn. Wtedy, w tak przedłużonych do pewnego formalnego poziomu kolumnach, gęstość masy na jednostkę długości profilu nie zależy od dystansu. Skutkiem tego zjawiska jest osłabianie zmian pola w dużych skalach przestrzennych. Ponieważ wgląd w strukturę skorupy uzyskiwany za pomocą przekrojów głębokich refrakcyjnych badań sejsmicznych sięga zwykle do kilku kilometrów pod powierzchnię Moho, zasada izostazji jest używana do rekonstrukcji rozkładu masy w systemie dolna litosfera-astenosfera.



Rysunek 5. Schemat ilustrujący symulację pod-skorupowej grawitacyjnej odpowiedzi izostaticznej za pomocą konceptu formalnych źródeł kompensujących usytuowanych na jednym poziomie. Wszystkie masy zapostulowane w modelu gęstości (powyżej horyzontu maksymalnej głębokości dobrze udokumentowanych struktur sejsmicznych, na przykład powyżej horyzontu $z_{max} = 45$ km) są rzutowane z przeciwnym znakiem na jeden poziom o głębokości z . Rozkład gęstości i wyniki z niego pole odpowiadające jednej jednorodnej warstwie (zaznaczonej na szaro) zostały pokazane, jako przykład (H1, H5).

Ponieważ masy te są położone relatywnie głęboko szczegóły ich rozlokowanie nie ma aż tak dużego wpływu na pole modelu grawimetrycznego, jak struktura skorupy. W związku z tym w zastosowanym podejściu przyjęto model formalnych źródeł kompensujących (H5, H1), które są umieszczane na jednym poziomie o głębokości z , jako anty-projekcja rozkładu postulowanego w obszarze objętym sekcją sejsmiczną (rys. 5). W modelu takim dodatkowe pole źródeł kompensujących zależy liniowo od parametrów gęstościowych h_i modelu, przez co dołączenie tego efektu do implementacji numerycznej modelowania nie jest istotną trudnością. Głębokość z pełni rolę charakterystycznego poziomu horyzontalnych fluktuacji gęstości źródeł kompensujących, a rzeczywisty rozkład przestrzenny tych mas ma znaczną niejednoznaczność i pozostaje w tym podejściu sprawą otwartą.

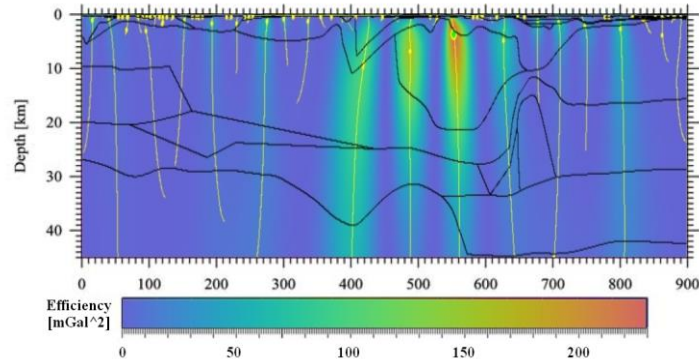


Rysunek 6. Wykresy resztowe dla rozważanego profilu sejsmicznego CEL01 i dwóch innych profili (CEL04 i P5; Środa i in. 2006, Czuba i in. 2001) zestawione w celu porównania (dwie metody modelowania dla każdego profilu). Minimalna reszta R_{min} (pierwiastek średniego kwadratu reszt dopasowania modelu grawitacyjnego) uzyskana przez optymalizację parametrów gęstościowych jest narysowana tutaj, jako funkcja głębokości z poziomu formalnych źródeł kompensujących. Każda z krzywych odpowiada innej wartości tolerancji $\Delta\rho$ dopasowania gęstości, zaczynając od wartości 0, aż do $0.2 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ z krokiem $0.01 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Krzywe odpowiadające $\Delta\rho = 0, 0.1$ i $0.2 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ zaznaczono grubszymi liniami. Minimum globalne każdej krzywej zaznaczone jest pełnym kółkiem, zaś inne minima lokalne zaznaczono okręgami. Przerywana linia oznacza poziom dyspersji δf zmian wartości anomalii Bouguer'a danego profilu. Ciągła linia pozioma oznacza poziom 5 mGal przyjmowany, jako akceptowalna wartość reszty.

W opisywanym przedsięwzięciu badawczym sprawę istotnej obecności izostazji traktowano, jako hipotezę będącą jednym z przedmiotów badania. Wyniki modelowania pokazują wyraźnie, że faktycznie wpływ izostazji jest widoczny (H5, H1). Objawia się ona poprzez minima reszty dopasowania R_{min} (rys. 6) rozważanej jako funkcja głębokości poziomu źródeł kompensujących z , przy stałej wartości tolerancji gęstościowej $\Delta\rho$, gdy jest ona bliska przewidywanej wartości typowej dla skał budujących skorupę 0.1 g/cm^3 . Minima te występują przy pod-skorupowych pozycjach poziomu formalnych źródeł kompensujących, zwykle kilkadziesiąt kilometrów pod Moho. Różnica reszty takiego optymalnego modelu i reszty odpowiedniego modelu bez kompensacji (granica $z \rightarrow \infty$), jest jednak nieduża. Oznacza to, że modele bez kompensacji w praktyce niewiele ustępują modelom z kompensacją, jeśli idzie o skuteczność wymodelowania pola, ale zapewne zaniżają one oszacowania horyzontalnych kontrastów gęstości. Opisanych świadectw izostazji często nie obserwujemy w przypadku profili niewystarczająco długich lub przebiegających wzdłuż granic i osi struktur tektonicznych. Jest to zjawisko zrozumiałe i świadczące właściwym odzwierciedlaniu rzeczywistości tektonicznej w modelowaniu grawimetrycznym.

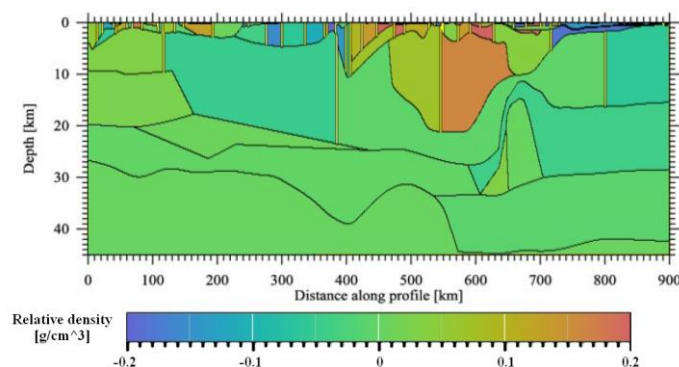
Analizy podziałowe przekrojów sejsmicznych. Niezgodności pomiędzy obserwacją, a modelem anomalii Bouguer'a mają wiele możliwych przyczyn (H1). Jedną z najważniejszych jest łamanie założenia o dwuwymiarowości badanego ośrodka i o prostopadłym przebiegu profilu modelowania do granic domyślnie dwuwymiarowej struktury. W szczególności lokalne struktury tektoniczne często nie wpisują się w generalną dwuwymiarową architekturę regionu, jeśli taka w ogóle występuje. Wiele dyskusji budzi uniwersalność referencyjnej relacji gęstość prędkość (H3). Nawet przy uchyleniu podanych jako przykłady zastrzeżeń, nie mniej istotnym problemem jest poprawność prędkościowo-warstwowych modeli sejsmicznych (rys. 1), jako reprezentacji regionalnej struktury ośrodka. Zachodzi zatem często potrzeba modyfikowania układu granic warstw w modelu lub polemiki z proponowanymi w nim prędkościami. Zazwyczaj niektóre obszary przekroju sejsmicznego nie dają wystarczająco pewnego udokumentowania struktury (rys. 1). O ile w centralnych segmentach profili, pionowy rozkład prędkości i układ warstw mają zazwyczaj solidne podstawy, to przekroje te nie zawsze dysponują wystarczająco dobrą rozdzielczością poziomą, aby lokalizować głębokie granice pomiędzy jednostkami tektonicznymi, jakie w szczególności manifestują się w morfologii pól potencjalnych. Szczególnie dyskusyjna wydaje się być kontynuacja wspólnej, jednolitej tożsamości petrofizycznej (odzwierciedlającej przecież genezę jednostek tektonicznych) bardzo długich warstw sejsmicznych, ciągnących się nieraz setkami kilometrów przez jednostki o bardzo różnej genezie (rys. 1). Stąd powstaje potrzeba modyfikowania modeli wejściowych, wiodąca do poprawy dopasowania (zmniejszenia reszty R_{min}) i możliwie obiektywnej regionalizacji skorupy wzdłuż profilu. Modyfikowanie przekroju sejsmicznego jest w świetle skonstruowanej metodologii modelowania posunięciem kontrowersyjnym, gdyż wejściowy model warstwowo-prędkościowy pełni w tej metodzie rolę kluczowej osnowy stabilizującej dopasowanie wokół pewnych mierzalnych i mających jasny związek z gęstością realiów ośrodka. Wyjątek ten można jednak poczynić ze względu na przedstawioną argumentację i zasadniczo modyfikacje mogą mieć wyłącznie formę podziałów za pomocą granic pionowych. Inspiracją do implementowania procedury podziałowej były dyskusje toczone wokół ciekawego przypadku Uskoku Świętokrzyskiego (Grabowska i in. 2011), który nie ma wyraźnego odzwierciedlenia w polu prędkości falowej v_p (Środa i in. 2006), ale jest znaczącą granicą tektoniczno-litologiczną i ma wyraźną manifestację w polu grawitacyjnym (np. rysunek 4A, C; dystans 560 km). O ile modyfikacji systemu warstw dokonuje się najczęściej w sposób arbitralny, ręcznie wyznaczając miejsce podziału w rejonie dużych odstępstw modelu od obserwowanych anomalii Bouguer'a, o tyle zamysłem procedury była częściowa

obiektywizacja tej praktyki interpretacyjnej w taki sposób, żeby możliwa była wizualizacja tego kroku unaoczniająca konieczność jego wykonania. Prace poprzedziła prekursorska próba wstępna realizacji takiego zadania w formie numerycznej (Pabisiak 2005), która pokazała sensowność jego założeń na poziomie praktycznym.



Rysunek 7. Funkcja podobieństwa (efektywność), wyliczona z rozkładu reszt dopasowania modelu grawimetrycznego pierwotnej niepodzielonej sekcji sejsmicznej. Wysokie wartości odpowiadają miejscom, w których wykonanie podziału powinno być szczególnie efektywne w polepszeniu dopasowania (Krysiński i in. 2009).

Po kilku latach prób powstała eksperymentalna *procedura podziałowa* oparta o opisane wcześniej metody modelowania prędkościowo-zależnego. Procedura ta interpretuje pole resztowe (różnicę pomiędzy modelem, a obserwacją anomalii Bouguer'a) w dowolnie wybranym wariantcie modelowania, wskazując najbardziej optymalne miejsca do wykonania podziału. Wizualizacją kryterium tego wyboru jest przekrój pokazujący *potencjalną wydajność* (tzw. *funkcja podobieństwa*) wykonania podziału warstwy na danym dystansie i na danej głębokości (rys. 7). Podział wykonywany jest pionową linią podziałową w miejscu, gdzie funkcja wydajności ma największą wartość, ale poza obszarem zajęтым przez wcześniej zdefiniowane podziały. Dzielona jest warstwa wskazana przez rzeźzone maksimum, czyli jest ona zamieniana na dwie warstwy z osobnymi, niezależnymi od siebie parametrami gęstościowymi. Definiowanie kolejnych podziałów kontynuuje się dotąd, aż reszta dopasowania R_{min} spadnie poniżej założonego progu np. $R_{kryt} = 2$ mGal. Przy procedurze tej preferuje się zmniejszoną wartość tolerancji gęstości $\Delta\rho$ np. około $0.05\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ zakładając, że anomalne odchylenia od relacji referencyjnej zostaną wykadrowane w trakcie procedury.



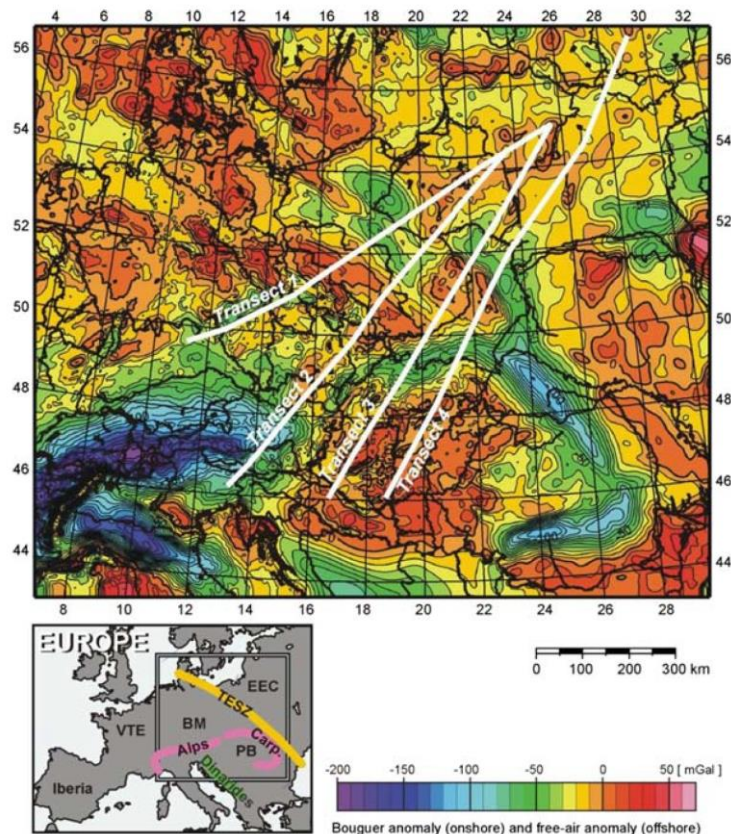
Rysunek 8. Przekrój pokazujący warstwowe odstępstwa gęstości modelowej od wartości referencyjnej w modelu z zapostulowanymi w drodze analizy podziałowej granicami regionów (pionowe żółte linie) z późniejszą korektą ich pozycji (Krysiński i in. 2009).

Po zdefiniowaniu systemu podziałów przeprowadzana jest ich sekwencyjna weryfikacja. Polega ona na usunięciu jednego z podziałów i na ponownym zapostulowaniu jego pozycji, w drodze wskazania nowego miejsca optymalnego. W ten sposób weryfikowane są po kolei pozycje wszystkich podziałów, a cały cykl jest powtarzany kilkakrotnie. Jako wynik otrzymujemy sekcję z zaproponowanym systemem podziałów, którą możemy interpretować za pomocą omówionych wcześniej metod. W szczególności nowa sekcja pokazuje w bardzo czytelny sposób układ anomalii gęstościowych (rys. 8).

Pomimo rozległych wysiłków procedura podziałowa nie jest czytelnie sformułowanym problemem matematycznym, w odróżnieniu od samych metod modelowania. Wyniki analizy podziałowej zależą od przyjmowanej w jej trakcie tolerancji gęstości, czy docelowej reszty. Problemem jest także sama doktryna definiowania warstw, bowiem warstwy nie można dzielić częściowo, ale trzeba dzielić ją w całości. W przypadku zasadniczych granic pojawia się w tej kwestii wyraźna sugestia dzielenia całej skorupy, po wcześniejszym uproszczeniu jej systemu warstw. Ze względu na niejednoznaczność metody podziałowej należy przy dalszych interpretacjach brać pod uwagę szerszą rodzinę modeli podziałowych danego profilu, wychodzących różnych sposobów pierwotnej definicji systemu warstw i używających różnych parametrów (R_{kryt} i $\Delta\rho$). Warto również śledzić przebieg tego procesu, w celu identyfikacji stabilnych elementów w regionalizacji pola gęstości. Szczególną uwagę warto zwrócić na funkcję wydajności podziałowej pierwotnego modelu (rys. 7), która zazwyczaj niesie ze sobą bardzo czytelne i stabilne przesłanie, wskazując położenie, a często także pochylenie kardynalnych kontrastów gęstości. Metoda ta znalazła interesujące zastosowanie jako skuteczne narzędzie tektonicznej regionalizacji profilu i identyfikacji (kadrowania) anomalnych struktur gęstościowych (H4).

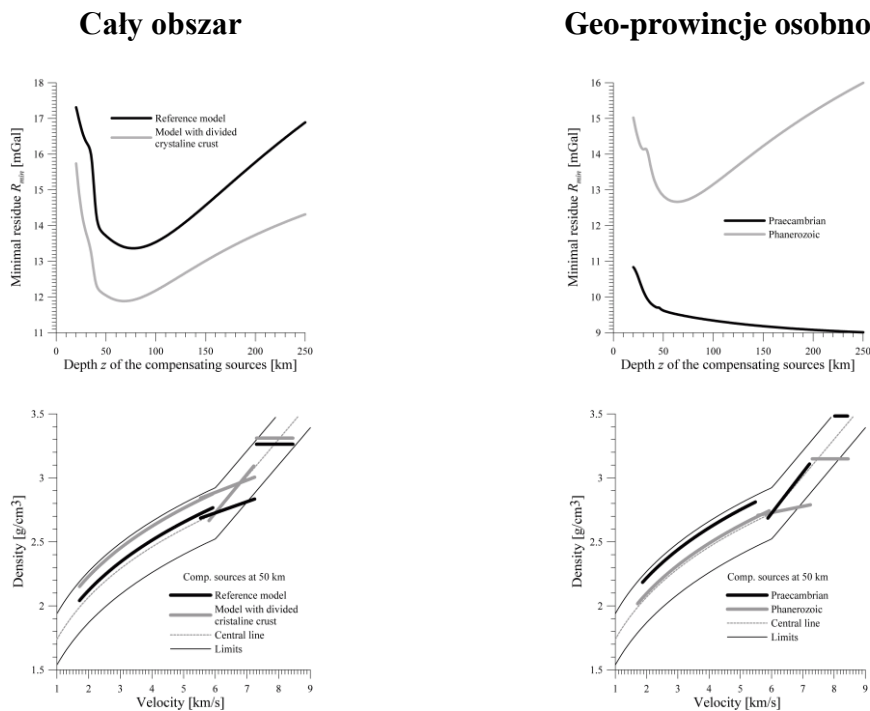
Problem referencyjnej relacji gęstość-prędkość. Jak wspomniano już wcześniej, ważną rolę w opisywanym modelowaniu prędkościowo-zależnym pełni referencyjna relacja prędkość-gęstość $\rho_{ref}(v)$ (rys. 2). Przypuszczenie o quasi-funkcyjnym związku pomiędzy gęstością, a prędkością występującym dla typowych skał budujących skorupę i płaszcz Ziemi i przenoszonym na średnie własności dużych masywów skalnych (nawet jeśli występują lokalne odstępstwa od współzależności) jest fundamentalnym założeniem współczesnej praktyki modelowania grawimetrycznego opartego o strukturalne wyniki sejsmiki refrakcyjnej. Dokumentowana rozległą literaturą tradycja badania tego związku (H1) liczy sobie dziesiątki lat. Składają się na nią przede wszystkim laboratoryjne badania gęstości ρ i prędkości v_p skał (zwłaszcza w warunkach panujących *in situ*), ale też mniej stabilne poglądy na temat skuteczności modelowania przy użyciu rozmaitych relacji referencyjnych. Takie postulowanie relacji gęstość-prędkość na podstawie pomiarów laboratoryjnych reprezentatywnych kolekcji skał bywa nazywane modelowaniem petrologicznym.

Ponieważ opisana wcześniej metoda modelowania była rozlegle testowana na kilkunastu profilach przechodzących przez obszar Polski, zauważono pewne systematyczności, jeśli idzie o tendencję dopasowywania gęstości w pobliżu górnego lub dolnego ograniczenia wyznaczonego pasem wokół linii referencyjnej (Krysiński 2006). W związku z tym powstał pomysł przebadania relacji referencyjnej na drodze modelowania grawimetrycznego (H3). Zasady tej procedury są podobne, ale zadanie jest postawione inaczej. W tym przypadku poszukuje się prostej relacji referencyjnej (zadanej prostymi funkcjami z kilkoma zaledwie parametrami), która daje najlepsze dopasowanie (najniższą resztę) pomiędzy obserwowaną anomalią Bouguer'a i polem modelowym uzyskanym przez przeliczenie pola prędkości na gęstość (za pomocą relacji referencyjnej), a dalej na modelowe pole grawitacyjne. Ponieważ próby wykonania takiego zadania nawet na długich transektach dają niestabilne wyniki postanowiono modelowanie wykonać na czterech transektach łącznie (rys. 9).



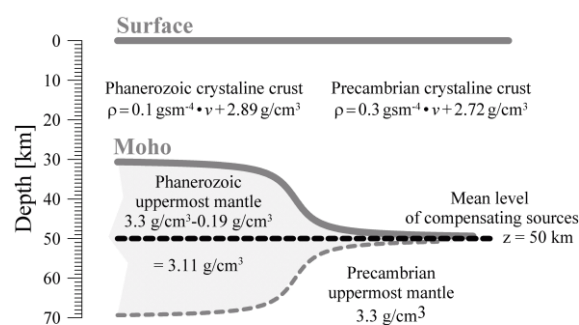
Rysunek 9. Usytuowanie czterech transektów sejsmicznych na mapie anomalii grawimetrycznych Europy Centralnej (Wybraniec 1999). Prostokąt na mapie poniżej pokazuje usytuowanie obszaru badania; BM-Masyw Czeski; Carp.-Karpaty; EEC-Kraton Wschodnioeuropejski (Baltika); PB-Basen Panoński; TESZ-Strefa Szwu Transeuropejskiego; VTE-Waryscyjskie Terrany Europy.

Wynik tego modelowania (rys. 10) zdawałby się potwierdzać tradycyjny pogląd na gęstość najwyższego płaszczka pod skorupą, jednak postać relacji referencyjnej w skorupie krystalicznej ma znacznie słabszą zależność od prędkości niż ta, jaką postulują klasyczne modele (rys. 2). Duże zastanowienie budzi także analiza rozkładu pod-skorupowych mas kompensujących (H3). Próba przypisania im realistycznej geometrii rozłokowania prowadzi do wizji nisko-gęstościowej warstwy w najwyższym górnym płaszczku, podścielającej obszar fanerozoicznej Europy (H3, rys. 11). Wyniki te były przesłanką do dalszego przestudiowania różnicy pomiędzy prowincją prekambryjską i fanerozoiczną. Dopasowanie modelu pola do obserwowanego rozkładu anomalii choć akceptowalne nie jest bardzo dobre, co jest typową cechą modeli generalnych z małą liczbą parametrów. Zwraca jednak uwagę fakt, że największe rozbieżności występują w bardzo szerokiej strefie przejścia pomiędzy dwiema geo-prowincjami (H3), co jak się wydaje wyraża nie tylko kontrast ich własności petrofizycznych, ale odzwierciedla także pewne dylematy związane ze zdefiniowaniem granicy pomiędzy nimi. Obszary te modelowane oddzielnie (z pominięciem strefy przejściowej) zdają się mieć zdecydowanie różne cechy wyrażone relacją gęstość-prędkość (rys. 10, prawy). O ile relacja $\rho_{ref}(v)$ na Platformie Wschodnioeuropejskiej, jest bliska relacji klasycznej, to w geo-prowincji fanerozoicznej skorupa krystaliczna zdaje się mieć gęstość bardzo słabo zależącą od prędkości (nasuwającą przypuszczenie o składzie bogatym w plagioklasy) oraz płaszcz o zaskakująco niskiej gęstości $3.15\text{-}3.2\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ będącej być może znamieniem rozległych trzeciorzędowych procesów ryftowych.



Rysunek 10. Zależność minimalnej reszty R_{min} od głębokości źródeł kompensujących z (wykresy resztowe; na górze) oraz przykłady wynikowych relacji gęstość-prędkość (dla niemal optymalnego, ale skrajnie płytkiego położenia źródeł $z = 50$ km, dającego jednak największe gęstości płaszcza; na dole) uzyskane, jako wynik dopasowania dla czterech profili traktowanych łącznie. Na lewo wyniki dla całego obszaru modelowanego łącznie, a na prawo dla dwóch geo-prowincji modelowanych oddzielnie.

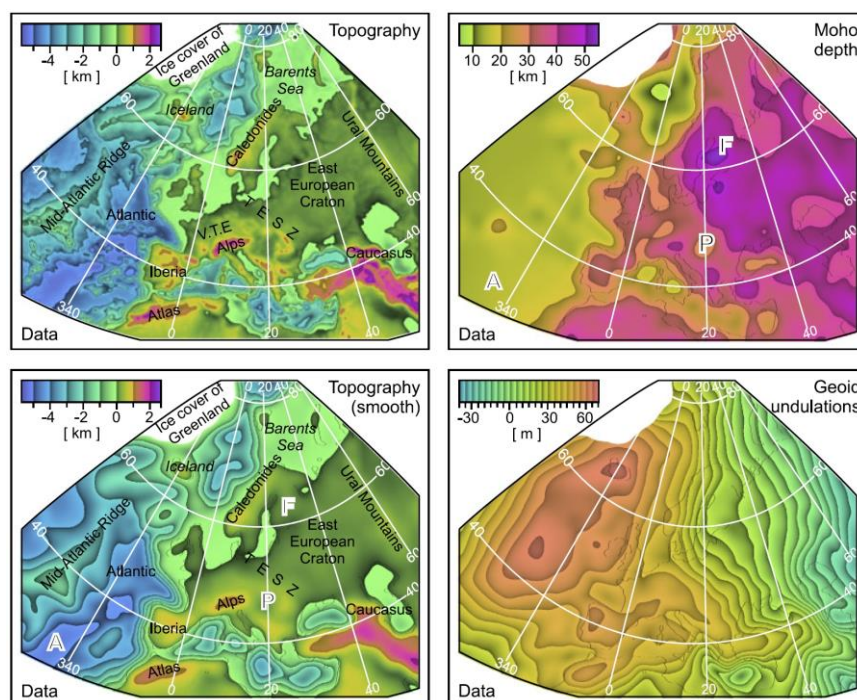
Po dłuższej analizie okazuje się bowiem, że klasyczne poglądy na relację gęstość-prędkość w skorupie krystalicznej zdecydowanie preferują prekambryjski kratoniczny typ litologii nie biorąc pod uwagę możliwości znacznego udziału plagioklazów w składzie dolnych partii skorupy, który potencjalnie jest możliwą ich cechą w jednostkach fanerozoicznych.



Rysunek 11. Przykładowa realizacja prawdopodobnego rozkładu pod-skorupowych mas kompensujących, uzyskana na podstawie optymalnych wyników ($z = 50$ km) modelowania referencyjnej relacji prędkość-gęstość (H3).

4.3.B) Dyskusja struktury gęstościowej dolnej litosfery za pomocą modelowania geoidy w skali kontynentalnej

Modelowanie kształtu geoidy na obszarze Płyty Europejskiej zostało przedsięwzięte w celu przebadania związku kształtu pola z topografią i morfologią powierzchni Moho (Grad i in. 2009) w skali kontynentalnej (rys. 12). Centralną tematyką tych prac była stratyfikacja gęstościowa dolnej litosfery wraz z dyskusją istoty przejścia litosfera-astenosfera omawianego od strony grawimetrycznej. Kształt geoidy jest alternatywną reprezentacją anomalii pola grawitacyjnego. W odróżnieniu od anomalii natężenia pola, reprezentacja ta marginalizuje drobnoskalowe zmiany horyzontalne na rzecz uwypuklenia składowych o rozciągłościach regionalnych i kontynentalnych. Z tego powodu uważa się, że kształt geoidy lepiej manifestuje wpływ grawitacyjny głębokich anomalii gęstości usytuowanych w litosferze, astenosferze i w głębszym płaszczu Ziemi, włączając płaszcz dolny.



Rysunek 12. Dane wejściowe dla Płyty Europejskiej użyte do modelowania jej geoidy (H2); topografia/batymetria (Becker i in. 2009), wygładzona głębokość Moho (Grad i in. 2009), wygładzona topografia/batymetria oraz wygładzone undulacje geoidy (Pavlis i in. 2008) – przy optymalnej skali wygładzania 120 km. Obszary Atlantyckiej Równiny Abysalnej, Fennoskandii i Panonii oznaczono jako A, F i P odpowiednio.

Konstrukcja modeli rozkładu gęstości litosfery w skali kontynentalnej. Gęstościowy model kolumny litosferycznej postulowany jest w następującej postaci:

$$\rho_p^{mod}(z) = \rho_p^{ini}(z) + \rho_p^{comp}(z), \quad (2)$$

gdzie rozkład inicjalny $\rho_p^{ini}(z)$ odpowiada kolumnie złożonej płaszczu, skorupy i ewentualnie wody o miąższościach określonych danymi wejściowymi (w punkcie p) z przypisanymi standardowymi gęstościami ρ^a , ρ^c , ρ^w , zaś nałożona poprawka kompensująca $\rho_p^{comp}(z)$ ma postać liniowej funkcji głębokości z , aż do głębokości z_p^{Lith} , gdzie osiąga wartość zero i głębiej pozostaje zerowa. Rozważane były dwa modele rozkładu kompensującego (rys. 13). Pierwszy nazwany modelem stałego kontrastu (Constant Contrast Model, CCM) zakłada stałą wartość β poprawki kompensującej ρ_p^{comp} w stropie litosfery na całym modelowanym obszarze: $\rho_p^{comp}(z_p^{Topo}) = \beta$. Drugi zwany modelem stałego gradientu (Constant Gradient

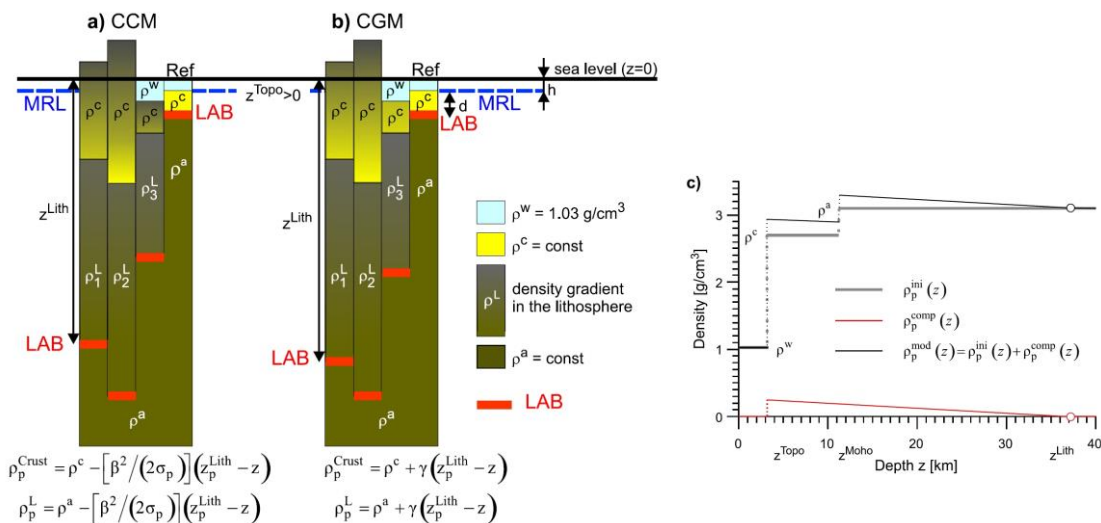
Model, CGM) zakłada w całym modelowanym obszarze stałą wartość γ gradientu rozkładu gęstości korygującej: $-d\rho_p^{comp}(z)/dz = \gamma$. Istotą poprawki korygującej jest skompensowanie wypornościowe litosfery zalegającej na astenosferze uplastycznionej z racji właściwego jej reżimu cieplnego. Modelowy rozkład gęstości spełnia zatem warunek równowagi izostaticznej:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} [\rho_p^{mod}(z) - \rho^{Ref}(z)] dz = 0, \quad (3)$$

wyrażający założenie, że ciężar kolumny na jednostkę powierzchni jest stały w całym obszarze, czyli nie zmienia się pomiędzy punktami p obszaru. W przyjętej notacji całka po całym nieskończonym zakresie głębokości z ma znaczenie symboliczne i oznacza całkę od pewnego głębokiego formalnego poziomu pod litosferą, do pewnego formalnego poziomu ponad powierzchnią topograficzną, czyli po całym interesującym zakresie głębokości. Jako wzorcową kolumnę referencyjną przyjmuje się zwykle litosferę osiowej strefy grzbietów oceanicznych, której struktura, jak się uważa, jest znana z najmniejszą niepewnością, a przynajmniej budzi relatywnie mało fundamentalnych kontrowersji. Obciążenie dewiatoryczne σ_p dolnej litosfery przez inicjalną kolumnę skorupową $\rho_p^{ini}(z)$:

$$\sigma_p = \int_{-\infty}^{+\infty} \rho_p^{ini}(z) dz - \int_{-\infty}^{+\infty} \rho^{Ref}(z) dz \quad (4)$$

jest przy założeniu równowagi izostaticznej kompensowane przez nacisk związany z nałożonym rozkładem korygującym $\rho_p^{comp}(z)$, który na oceanach jest wyrazem procesu stygnięcia dna, zaś na obszarach kontynentalnych może odzwierciedlać także różnice petrofizyczne pomiędzy regionami.



Rysunek 13. Schematyczne przedstawienie konstrukcji skompensowanych kolumn gęstościowych w modelowaniu geoidy (H2) używającym: **a)** modelu stałego kontrastu stropowego (CCM), **b)** modelu stałego gradientu (CGM). Modelowe kolumny składają się ze skorupy (o stratyfikacji gęstości ρ_p^{Crust}) płaszcza litosferycznego (o stratyfikacji gęstości ρ_p^L); warstwa wody oceanicznej i astenosfera mają gęstości ρ^w i ρ^a odpowiednio. Elewację oznaczono, jako z^{Topo} zarówno dla topografii ($z^{Topo} < 0$), jak i batymetrii ($z^{Topo} > 0$); z^{Moho} jest głębokością Moho, z^{Lith} jest głębokością formalnej granicy litosfera-astenosfera (LAB). Skrót Ref oznacza referencyjną kolumnę litosfery, zaś MRL to średni poziom grzbietów oceanicznych. W każdym z przypadków pokazano wzory opisujące rozkład gęstości w skorupie i w dolnej litosferze (ρ^{Crust} i ρ^L , odpowiednio; H2). **c)** Przykład modelu rozkładu gęstości $\rho_p^{mod}(z)$ w przypadku oceanu, i jego komponenty: rozkład zasadniczy $\rho_p^{ini}(z)$ i poprawka kompensująca $\rho_p^{comp}(z)$.

Wylizanie kształtu geoidy w przybliżeniu nieskończonej płyty płasko-równoległej. W modelowaniu geoidy używane jest powszechnie przybliżenie, w którym lokalna struktura litosfery jest uważana, za płaską nieskończoną poziomą płytę zawierającą płasko-równoległą stratyfikację gęstości symulującą cały system topografia-litosfera-astenosfera. Tradycja użycia tego przybliżenia umocniła się już w pierwszych owocnych jego zastosowaniach w odniesieniu do grzbietów oceanicznych (Turcotte i Harris 1984). Perturbacja potencjału pola na powierzchni płyty wyraża się przy tym przybliżeniu następującym wzorem:

$$\delta V_p = 2\pi G \int_{-\infty}^{+\infty} [\rho_p^{mod}(z) - \rho^{Ref}(z)] \cdot z \cdot dz. \quad (5)$$

Odpowiadająca mu undulacja wynosi zatem:

$$u_p^{lith} = \frac{-\delta V_p}{g} = -2\pi G \frac{m_p^{ini} + m_p^{comp} - m^{Ref}}{g}, \text{ gdzie} \quad (6)$$

$$m_p^{ini} = \int_{-\infty}^{+\infty} \rho_p^{ini}(z) \cdot z \cdot dz, \quad m_p^{comp} = \int_{-\infty}^{+\infty} \rho_p^{comp}(z) \cdot z \cdot dz, \quad m_p^{Ref} = \int_{-\infty}^{+\infty} \rho_p^{Ref}(z) \cdot z \cdot dz \quad (7)$$

Model geoidy ma postać sumy modelowej undulacji litosferycznej i wielomianu buforowego w_p zmiennych x, y parametryzujących obszar modelowania:

$$u_p^{mod} = w_p + u_p^{lith}, \quad w_p = \sum_{i=0}^K \sum_{j=0}^i \mu_{i,j} x_p^i y_p^{i-j}. \quad (8)$$

Zadaniem wielomianu jest symulacja pola o bardzo głębokich pod-litosferycznych źródłach. Zadanie modelowania polega na dopasowaniu modelowego rozkładu undulacji do undulacji obserwowanej:

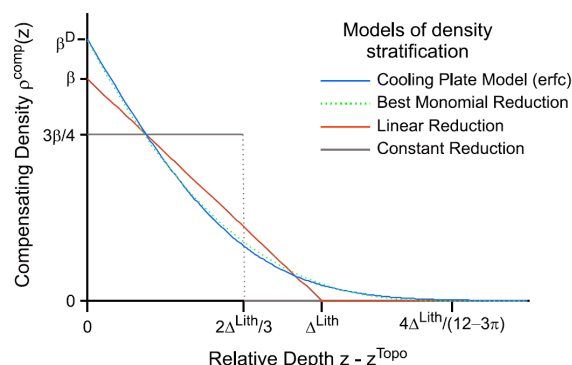
$$u_p^{obs} \approx u_p^{mod}, \quad (9)$$

poprzez dobór wartości parametrów γ lub β oraz ρ^c, ρ^a i współczynników μ_{ij} wielomianu buforowego.

Można pokazać za pomocą prostych rachunków i przykładów, dlaczego ten nieco zaskakujący swą prostotą wzór (5) ma dużą skuteczność jako przybliżenie pola. Wzór ten pokazuje, że wpływ stratyfikacji gęstościowej litosfery na potencjał pola grawitacyjnego jest niemal lokalny. Istotą paradoksalnej utraty dalekiego wpływu grawitacyjnego przez źródła litosferyczne jest narzucony warunek równowagi izostatycznej (3), przez co źródła elementarne widziane w skali regionalnej stają się źródłami dipolowymi tracąc wpływ dalekozasięgowy. Warunkiem zasadności tego podejścia jest mała grubość płyty wobec promienia Ziemi i wobec skali horyzontalnych zmian struktury płyty. Ten drugi warunek jest nieco problematyczny i sprawia, że zagadnienie musi być analizowane w oparciu o wstępnie wygładzone dane.

Innym skutkiem tego wzoru (5) jest spostrzeżenie, że wpływ stratyfikacji gęstościowej litosfery na kształt geoidy (6) zasadniczo nie zależy od szczegółów rozkładu gęstości, a jedynie od jego momentu (7). W związku z tym wiele możliwych i często w literaturze rozważanych postaci stratyfikacji gęstościowej dolnej litosfery (rys. 14) jest sobie równoważnych jeśli idzie o efekt grawitacyjny widoczny w regionalnym kształcie geoidy. Uwaga ta pozwala zrozumieć i skomentować duże rozbieżności w poglądach na głębokość formalnej granicy pomiędzy litosferą, a astenosferą (ang. LAB – Lithosphere-Asthenosphere Boundary) występujące pomiędzy różnymi dyscyplinami badającymi ten zespół zagadnień w terminach bardzo różnych metod (sejsmicznych, grawimetrycznych, termicznych, petrofizycznych, magnetotellurycznych,...). Dzięki tej uwadze, jak i dzięki opisanym dalej wynikom tego modelowania, staje się w szczególności jasne, dlaczego poziom formalnych źródeł kompensujących ma zazwyczaj bardzo płytką pozycję sytuując się kilkadziesiąt kilometrów pod powierzchnią Moho. Charakterystyczna miąższość litosfery tego skrajnie

skupionego modelu stratyfikacji gęstości jest jedną trzecią miąższości Δ_{lith} modelu liniowego. Dominujące horyzontalne kontrasty gęstości kompensującej sytuują się zatem zdecydowanie w górnej części dolnej litosfery.



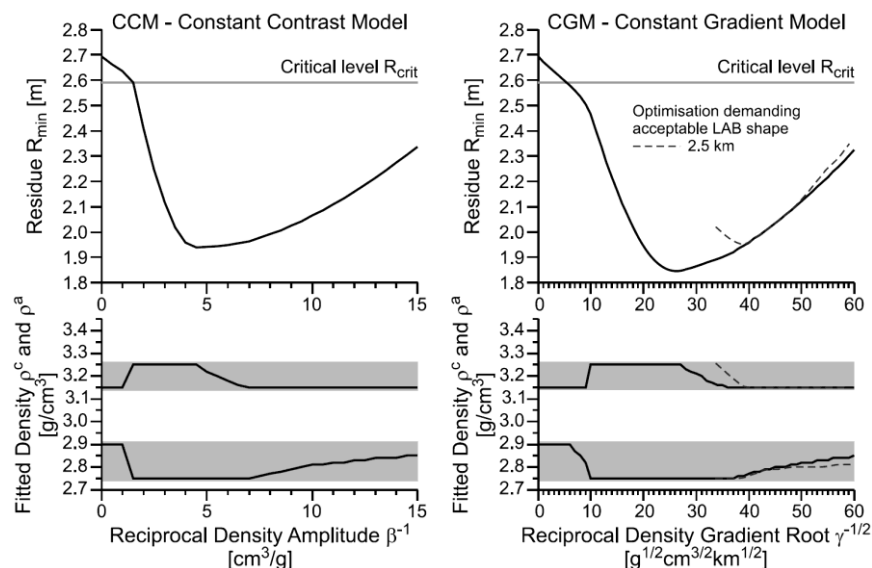
Rysunek 14. Porównanie kilku najczęściej używanych rozkładów gęstości kompensującej w litosferze (H2); β – amplituda gęstości w rozkładzie liniowym (ekwiwalentnej redukcji liniowej - ELR) użytym w modelu stałego kontrastu (CCM), β^D – amplituda gęstości w modelu stygnącej płyty (CPM), Δ^{Lith} – konwencjonalna miąższość litosfery rozkładu liniowego (ELR).

O ile w modelu stygnącej płyty jest to efekt oczywisty, o tyle nie zawsze się o tym pamięta w dialogu dyscyplin badających na przykład manifestacje rozmytego spągu litosfery z innymi dyscyplinami przybliżającymi litosferę warstwą jednorodną. Jako optymalny kompromis pomiędzy spojrzeniami różnych metod, można przy definicji konwencjonalnej miąższości litosfery Δ^{Lith} rekomendować właśnie model liniowy, rozumiany wtedy jako ekwiwalentna redukcja liniowa (ELR; przeliczenie na równoważny model liniowy). Ważniejsze od wyboru konwencji jest jednak rozpoznanie istoty fizycznej litosfery w różnych podejściach i określenie reguł przeliczania jej parametrów charakterystycznych pomiędzy podejściami.

Dekompozycja kształtu geoidy na składową związaną ze źródłami litosferycznymi i składową odpowiadającą głębokim źródłom pod-litosferycznym. Modelowanie wpływu litosfery na kształt geoidy w wielkich regionalnych, czy kontynentalnych skalach przestrzennych wymaga uwzględnienia obecności pola, którego źródła są znacznie głębsze niż struktura gęstościowa systemu litosfera-astenosfera, a są usytuowane w głębszym płaszczu górnym i w płaszczu dolnym. Ich wpływ jest ledwie zauważalny w skali lokalnej, gdzie wyraża się jedynie stałym tłem w rozkładzie przestrzennym undulacji, o wartości właściwej danemu obszarowi modelowania. W dużej skali regionalnej tło to ma już formę wyraźnego trendu. Natomiast w skali kontynentalnej tło to jest zasadniczym komponentem modelowanego kształtu geoidy. Ze względu na bardzo głębokie jego źródła ma ono zdecydowanie bardziej gładki kształt niż składowa odpowiadająca gęstościowej strukturze litosfery i ta różnica jest podstawą metod separacji obu składowych. W przeprowadzonym modelowaniu zrezygnowano z filtracji górno-przepustowej, czy arbitralnego narzucania kształtu składowej pod-litosferycznej, na rzecz dołączenia wielomianu buforowego w_p (dwóch współrzędnych kartograficznych x, y) do modelu undulacji litosferycznej (8). Współczynniki μ_{ij} tego wielomianu są dopasowywane w procedurze numerycznej łącznie z parametrami modelu gęstościowego litosfery, przy czym na parametry ρ^c, ρ^a zostały narzucone ograniczenia wyrażające obecne poglądy na ich dopuszczalną wartość (rys. 15), zaś parametry β, γ i współczynniki μ_{ij} wielomianu nie były ograniczane. Dzięki takiemu elastycznemu podejściu do symulacji składowej pod-litosferycznej jest nadzieja, że procedura nie obciąża wyznaczania parametrów litosferycznych wpływem wielkoskalowych składowych kształtu

geoidy o głębszym pochodzeniu. W metodologii tej problemem krytycznym jest wybór stopnia K wielomianu buforowego (8). W użytym podejściu zastosowano nowatorski pomysł określania optymalnego stopnia tego wielomianu, przez badanie jego wpływu na redukcję reszty dopasowania. Ponieważ użycie wielomianu ma oczywistą analogię do filtracji górno-przepustowej, można przeprowadzić porównanie skutku jego dopasowania do działania oddolnego obciążenia szeregu harmonicznego opisującego globalny kształt pola EGM2008 (Pavlis i in., 2008), z którego wyliczane były undulacyjne dane wejściowe modelowania. Widmo mocy globalnego modelu pola na tyle wyraźnie odzwierciedla relacje amplitudowe obu składowych (litosferycznej i pod-litosferycznej), że możliwe jest sprecyzowanie kryterium optymalnego ich rozdziału za pomocą obu metod filtracji (H2).

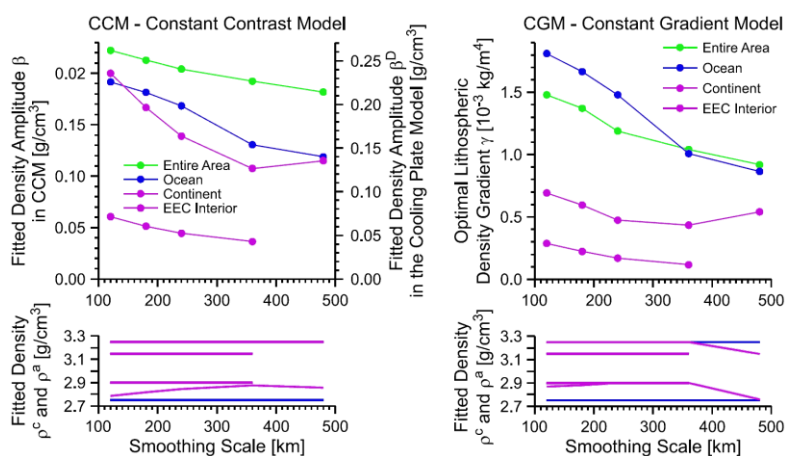
Charakteryzacja stratyfikacji gęstościowej litosfery w geo-prowincjach Płyty Europejskiej. Modelowanie geoidy opisaną metodą pozwala na szacowanie charakterystycznych wartości parametrów stratyfikacji gęstościowej β lub γ , gdyż reszta dopasowania ma wyraźne minimum globalne (rys. 15) w pobliżu ich spodziewanych wartości. Wyniki te dają wprawdzie motywację dla używania tych optymalnych wartości, ale są przede wszystkim świadectwem prawidłowej konstrukcji procedury modelowania, która ma nieco nowatorskie rozwiązania filtracyjne wymagające nie całkiem oczywistej kalibracji (wielomian buforowy i wstępne wygładzanie danych wejściowych).



Rysunek 15. Oszacowanie optymalnych wartości parametrów gęstościowych litosfery β , γ za pomocą wykresów resztowych dla dwóch konceptów stratyfikacji gęstości (H2): modelu stałego kontrastu (lewy; CCM) i modelu stałego gradientu (prawy; CGM).

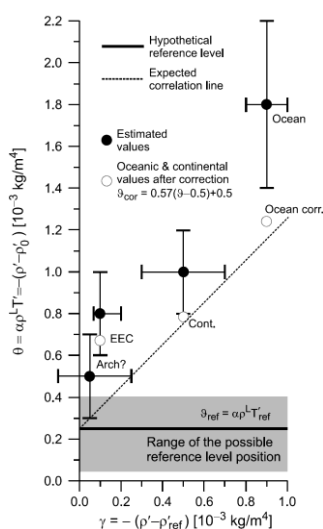
Oszacowania wynikowych (optymalnych) parametrów charakteryzujących stratyfikację gęstościową litosfery zależą w widoczny sposób od skali wygładzenia danych wejściowych. Efekt ten jest skutkiem założenia modelu nieskończonej płyty płasko-równoległej, czyli bez horyzontalnych zmian struktury litosfery w pobliżu punktu obserwacji pola. Dane wejściowe modelowania są natomiast także odzwierciedleniem zmian strukturalnych występujących pomiędzy małymi regionami, które to zmiany mają wpływ na obserwacje potencjału nie tylko lokalnie, ale też w sąsiedztwie o promieniu około podwójnej charakterystycznej głębokości litosferycznych źródeł kompensujących. W szczególności, wyliczany w przybliżeniu nieskończonej płyty wkład do potencjału jest systematycznie redukowany w otoczeniu swoich ekstremów, powodując systematyczne przeinaczenie wyznaczanych w modelowaniu wartości parametrów charakteryzujących stratyfikację gęstości. Ponieważ wygładzenie danych

wejściowych łagodzi ten efekt - odnosząc niejako rachunek do regionalnych wartości średnich poszczególnych wielkości - przyjmuje się, że wyniki odpowiadające większej skali wygładzenia są bardziej adekwatną charakteryzacją litosfery danej geo-prowincji (rys. 16).



Rysunek 16. Wyliczone optymalne wartości parametrów dla modelu stałego kontrastu gęstości (odpowiednik modelu stygnącej płyty) (lewy) i dla modelu stałego gradientu (prawy), jako funkcje skali wygładzenia danych wejściowych (H2). Przy skali wygładzenia równej około 400-500 km uzyskuje się adekwatne oszacowanie parametrów. Krzywe gęstości dla całego obszaru modelowania (zielone) na dolnych rysunkach są ukryte pod krzywymi oceanicznymi (niebieskie).

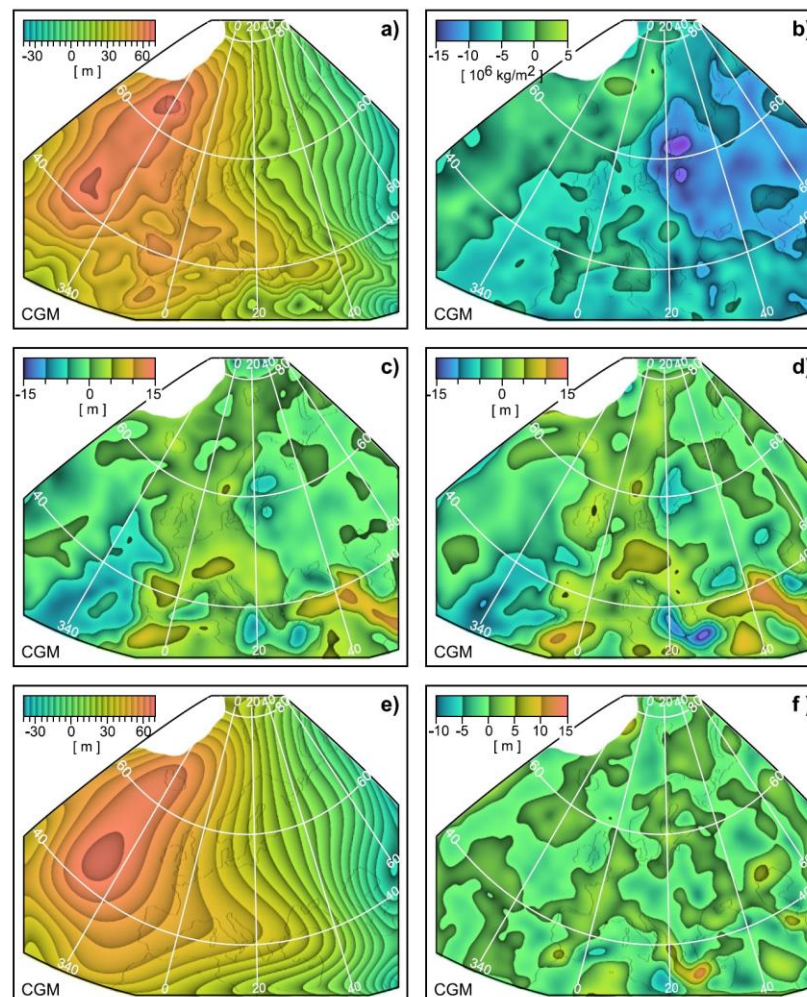
Wyniki modelu CCM zakładającego stały stropowy kontrast gęstości, w przypadku obszaru oceanicznego mają wyraźną zgodność z modelem stygnącej płyty, przyjmowanym powszechnie, jako adekwatny podstawowy opis ewolucji termicznej dna oceanicznego. Model stałego litosferycznego gradientu gęstości CGM, jak się wydaje powinien być odnoszony do obszarów kontynentalnych, ale na ile to możliwe należy go używać do badania litosferycznej stratyfikacji gęstości w geo-prowincjach mających jednolitą charakterystykę wiekową i genetyczną. W omawianym przedsięwzięciu modelowano zarówno cały obszar kontynentalny łącznie, jak i osobno wewnątrz Kratonu Wschodnioeuropejskiego.



Rysunek 17. Współzależność pomiędzy wartością gradientu, kompensującego rozkładu gęstości γ (model stałego gradientu CGM), a termicznym oszacowaniem płytkiego gradientu gęstości θ obserwowanego w geo-prowincjach badanego obszaru (H2).

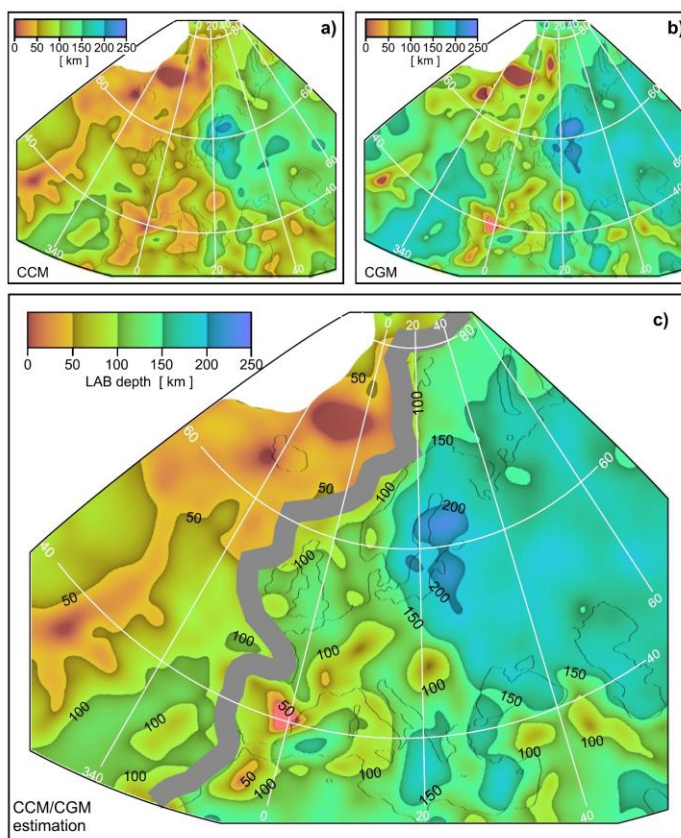
Uzyskane oszacowania litosferycznego gradientu gęstości pozostają w widocznej współzależności z typowymi wartościami pod-skorupowego strumienia ciepła dla poszczególnych geo-prowincji (rys. 17). Zależność ta wydaje się ponadto poprawnie odzwierciedlać różny stopień zaawansowania ewolucji termicznej w poszczególnych regionach. Dyskusja tej współzależności jest jednym z najciekawszych wyników tego modelowania.

Przykładowe wyniki modelowania kształtu geoidy (rys. 18a), udostępniają także jej rozkład na część pochodzenia pod-litosferycznego (rys. 18e) oraz anomalie pochodzenia litosferycznego (rys. 18c i alternatywne oszacowanie wynikające z obserwowanej geoidy rys. 18d). Dają też wizualizację anomalnego obciążenia płaszcza przez skorupę (rys. 18b). Mapy te są źródłem rozległych inspiracji dla rozważań tektonicznych i ewolucyjno-genetycznych całego obszaru badań (H2). Reszty lokalne, czyli rozbieżności pomiędzy modelem, a obserwacją zwykle nie przekraczają pięciu metrów, a większe ich wartości mogą sygnalizować bardziej nieadekwatność modelu skorupy niż odchylenia od równowagi izostaticznej (rys. 18f).



Rysunek 18. Przykład wynikowego optymalnego modelu stałego gradientu (przy wygładzeniu danych wejściowych w skali 120 km; H2): **a)** model undulacji geoidy; **b)** obciążenie dewiatoryczne płaszcza przez nadległą kolumnę skorupową (wraz z ewentualnym oceanem); **c)** model undulacji litosferycznych; **d)** undulacje litosferyczne wydzielone z danych obserwacyjnych; **e)** undulacje pochodzenia pod-litosferycznego; **f)** reszty dopasowania.

Rozkład miąższości litosfery pod Płyta Europejską. Modelowanie dostarcza także map przewidywanej głębokości $z_p^{Lith} = z_p^{Topo} + \Delta_p^{Lith}$ formalnego spągu litosfery (rys. 19). Ze względu na poważny rozdźwięk pomiędzy obszarem kontynentalnym a oceanicznym, ta przykładowa mapa została uzyskana jako zszycie wyników modelu stałego stropowego kontrastu gęstości anomalnej (CCM), który bardziej pasuje do obszaru oceanicznego (jako że odpowiada modelowi stygnącej płyty) oraz modelu stałego gradientu gęstości (CGM), który stara się oddawać realia litosfery kontynentalnej o bardziej zaawansowanej ewolucji termicznej i obfitującej w skorupowe źródła ciepła. Przykład ten pokazuje zdolność opisanej koncepcji do komentowania zagadnienia miąższości litosfery wraz z uzgadnianiem poglądów pochodzących z różnych dyscyplin badawczych. Jest to jedynie pewna sugestia sposobu ustabilizowania interpolacji danych dotyczących miąższości litosfery. Nie należy jednak traktować przykładowego modelu, jako wyniku finalnego wynikłego modelowania geoidy. Koncept ten może być bowiem rozbudowany przez wprowadzenie aspektów generacji ciepła, zaawansowania ewolucji termicznej i różnic petrofizycznych pomiędzy geo-prowincjami, o ile uda się te aspekty regionalne skutecznie opisać lub sparametryzować w przyszłości.



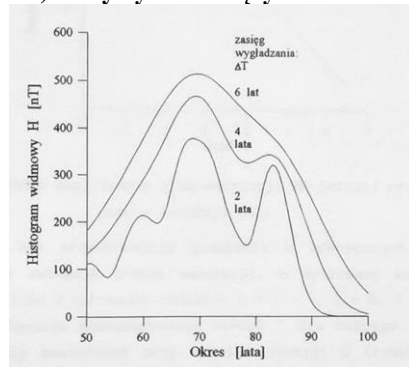
Rysunek 19. Rozkłady głębokości formalnej granicy pomiędzy litosferą, a astenosferą (LAB) dla **a)** modelu stałego kontrastu stropowego (CCM) i **b)** modelu stałego gradientu (CGM) kompensacji izostaticznej (H2), uzyskane przy użyciu skorygowanych wartości parametrów β lub γ oraz gęstości zoptymalizowanych odpowiednio dla obszaru oceanicznego (CCM) lub kontynentalnego (CGM; z warunkiem zgodności głębokości LAB w Panonii i Fennoskandii). **c)** Kombinacja map głębokości LAB używająca części oceanicznej z modelu CCM i części kontynentalnej z modelu CGM, z szeroką szarą linią zaznaczającą strefę przejścia (COT) pomiędzy kontynentem, a oceanem.

5. OMÓWIENIE POZOSTAŁYCH OSIĄGNIĘĆ NAUKOWO - BADAWCZYCH

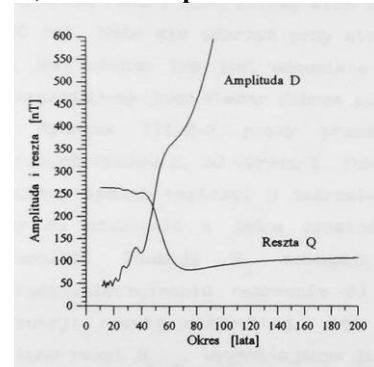
5.A) Globalna morfologia dynamiczna pola magnetycznego Ziemi

Celem tego przedsięwzięcia (Krysiński 1997, 1996) było wykonanie możliwie szerokiego przeglądu obserwacji dokumentujących globalne własności kształtu pola magnetycznego Ziemi i jego zachowania czasowego, który dawałby podstawy do formowania poglądów na temat mechanizmu podtrzymywania pola. Szczególnym elementem tego przedsięwzięcia było numeryczne przebadanie kolekcji globalnych modeli pola ujętych w konwencji DGRF, a obejmujących swoim zakresem czasowym cały wiek XX.

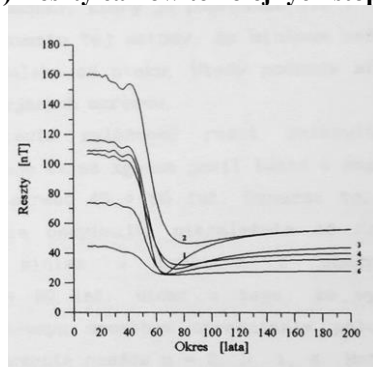
A) Statystyka wiodących okresów



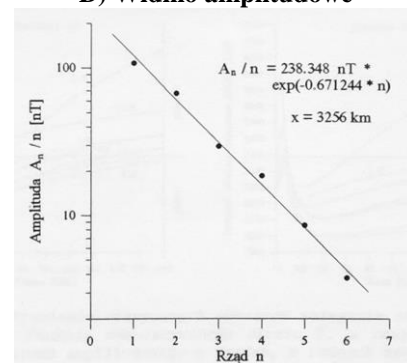
B) Reszta i amplituda całkowita



C) Reszty całkowite kolejnych stopni



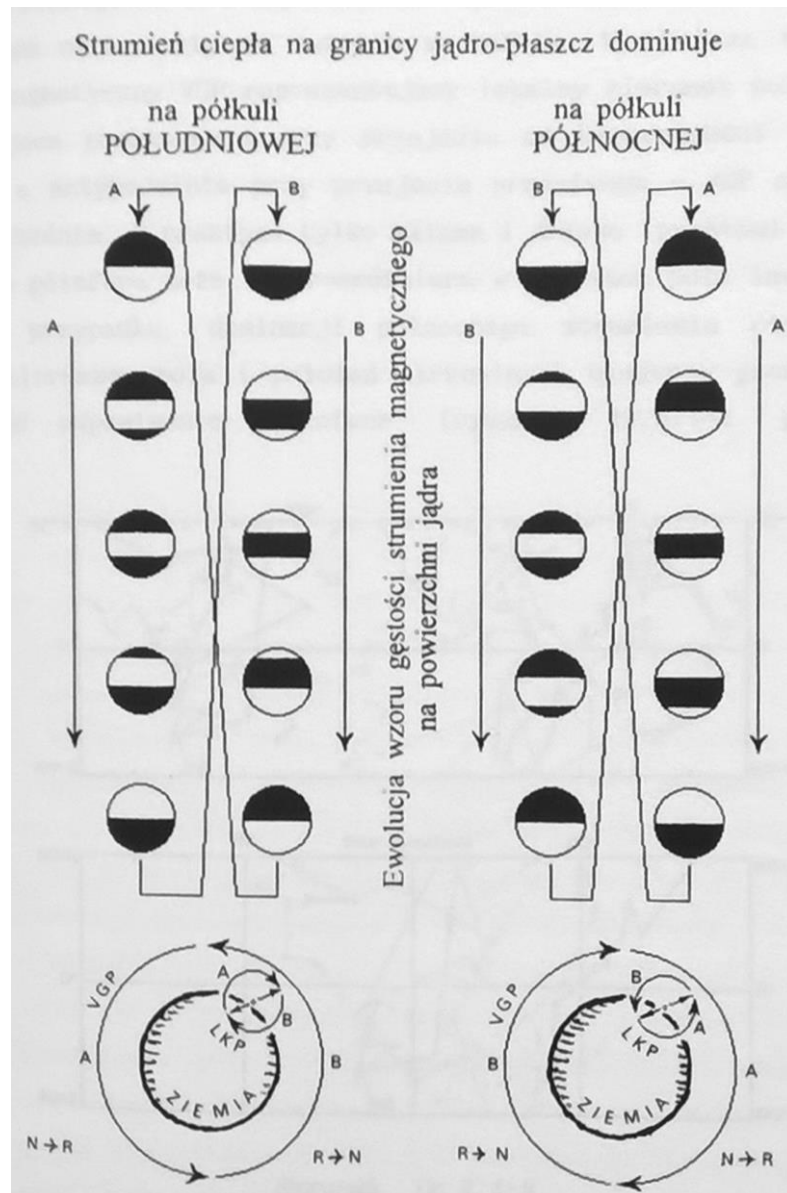
D) Widmo amplitudowe



Rysunek 20. Wyniki badania *fluktuacji wielodekadowej (oscylacja 60-, 70-letnia)* pola magnetycznego Ziemi w XX wieku, opisaney przez globalne modele (DGRF 1900-1995). Optymalny okres i amplitudy oznaczano przez dopasowanie sinusoid na tle trendów drugiego stopnia do współczynników $g_{n,m}$ i $h_{n,m}$ rozwinięcia ($n \leq 6$). **A)** Histogram widmowy ilustrujący średnią kwadratową amplitudę fluktuacji pola (składowa Z ; na powierzchni Ziemi) w poszczególnych przedziałach okresu; histogram wygładzony (wygładzenie ΔT) optymalnych okresów oscylacji poszczególnych współczynników, ważonych odpowiednio ich amplitudami. **B)** Wyznaczanie optymalnego okresu fluktuacji wielodekadowej w okresie obserwacji przez łączne dopasowanie sinusoid na tle trendów do współczynników rozwinięcia pola przy założeniu wspólnego okresu; D - całkowita amplituda, Q - całkowita reszta. **C)** Wyznaczanie optymalnego okresu fluktuacji dla poszczególnych stopni n rozwinięcia pola; reszty łącznego dopasowania dla współczynników n -tego stopnia. **D)** Widmo amplitudowe A_n/n oscylacji 70-letniej na wykresie pół-logarytmicznym; przyjęta normalizacja daje dla źródła dipolowego liniową zależność $\text{Log}(A_n/n)$ od n , której nachylenie odpowiada w prosty sposób promieniowi sfery, na której znajduje się źródło.

Modele te są obecnie najlepszym w zasadzie źródłem umożliwiającym globalne badanie własności fluktuacji kształtu pola w przedziale okresów kilkudziesięcio-letnich (rys. 20). Głównym przedmiotem badań były najdłuższe okresy obserwowalne w tym przedziale czasu zwane roboczo w literaturze *oscylacją sześćdziesięcioletnią* lub *siedemdziesięcioletnią*. W nazwie tej występuje tendencja do wydłużania okresu w ślad za wydłużającym się przedziałem czasu precyzyjnych, ciągłych i globalnych obserwacji pola. Oscylacja ta nie jest zresztą ścisłym zachowaniem oscylacyjnym o dobrze określonym okresie, ale jest pewnym zachowaniem pseudo-periodycznym, reprezentującym wysokoczęstotliwościowy skraj widma *zmian wiekowych* dostępnego obserwacjom (rys. 20A). Można wręcz przypuszczać, że widmo to zapewne nie wyróżnia określonych częstości, ale poszczególne jego zakresy mają pewne typowe amplitudy i pewne inne charakterystyki, jak na przykład głębokości usytuowania źródeł (rys. 20C). W wyniku analizy widmowej udało się ustalić, że charakterystyczny poziom, na którym sytuują się formalne centra źródłowe (o typie dipolowym) fluktuacji siedemdziesięcioletniej znajduje się około 200 km pod powierzchnią jądro-płaszcz (rys. 20D). W świetle obecnych poglądów należy zatem fluktuację tę kojarzyć przede wszystkim z niestabilnym, burzliwym zachowaniem procesu konwekcyjnego w jądrze zewnętrznym. Składowa radialna tej oscylacji przetransformowana do powierzchni jądro-płaszcz wykazuje obecność wielu niezbyt rozległych obszarów o dobrze określonym (w okresie objętym obserwacją) gradencie fazy, który umożliwia dalszą dyskusję hipotetycznych uwarunkowań procesu MHD w pobliżu powierzchni jądra (warstwa rzędu 400 km miąższości pod CMB). W pracy podjęto również próby analogicznej analizy zachowania pola w zakresach fluktuacji wiekowych, millenijnych oraz 40-to i 20-letnich, dla których dane obserwacyjne są jednak znacznie bardziej skąpe.

Ponadto dużo uwagi poświęcono analizie własności *cyklu głównego* i spokrewnionego z nim zjawiska *odwracania pola*. W szczególności przedstawiono tam koncepcję interpretowania systematyczności w przebiegu zapisów odwracania obserwowanych w górnym trzeciorzędzie, które mogą świadczyć o nierównomiernym odbiorze ciepła przez płaszcz z powierzchni jądra (rys. 21). Pomysł ten opiera się na spostrzeżeniu, że rozkład strumienia magnetycznego na powierzchni jądra determinuje kształt pola na powierzchni Ziemi. Z kolei wielkoskalowe cechy tego rozkładu obserwowane współcześnie wskazują na obecność rozległych obszarów anomalnych o powolnej ewolucji ich całkowitego strumienia w relacji do zmian ich kształtu i położenia. Zachowanie to może być z kolei powiązane z obecnymi wyobrażeniami na temat magnetohydrodynamicznej konwekcji jądrowej, ciepłych uwarunkowań tego procesu i prawdopodobnego stylu przepływu wielkoskalowego. Wizja ta skutkuje wyobrażeniem natury i ogólnych cech ewolucji obszarów anomalnych, dając metodę opisu globalnych zmian kształtu pola w tysiącletnich skalach czasu. Kolejnym uzupełnieniem tej koncepcji jest metoda opisu specyficznych tras wędrówki bieguna VGP w czasie odwracania pola.



Rysunek 21. Schemat sekwencji zmian generalnego (wielkoskalowego) rozkładu strumienia magnetycznego na powierzchni jądra Ziemi (CMB) w trakcie procesu odwracania pola w dwóch osiowo symetrycznych przypadkach (złamania symetrii odbiciowej Pn-Pd odbioru ciepła przez płaszcz): dominacji południowego (sekwencja po lewej) i dominacji północnego jądrowego strumienia ciepła (sekwencja po prawej stronie). Pola zaciemnione na powierzchni jądra oznaczają dodatni znak strumienia (składowa $Z > 0$; znak *normalny* dla półkuli północnej), a pola jasne znak ujemny (składowa $Z < 0$; znak właściwy *normalnej* konfiguracji pola dipolowego na półkuli północnej). Poniżej zostały przedstawione rotacje kierunku pola obserwowanego lokalnie na powierzchni Ziemi (LKP) oraz rotacje położenia wirtualnego bieguna geomagnetycznego (VGP) reprezentującego lokalny kierunek pola, a wynikające w każdym z dwóch przypadków z sekwencji ewolucji anomalii jądrowych. Położeniem *normalnym* VGP (N) jest konwencjonalnie położenie północne.

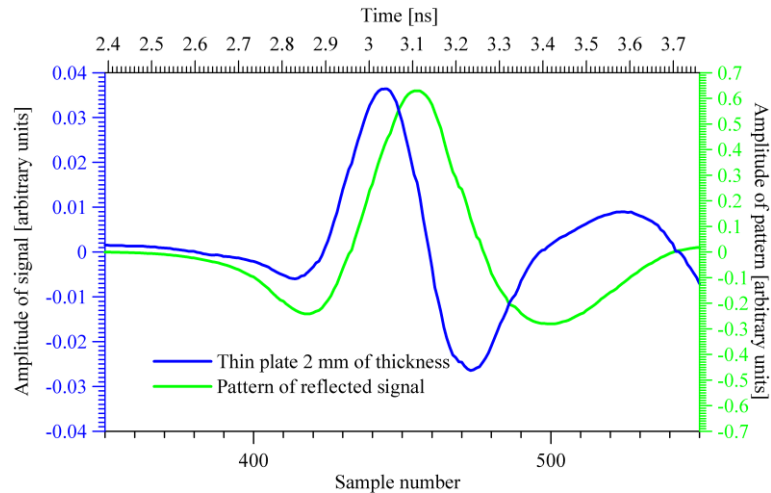
5.B) Badania nad zastosowaniem georadaru w diagnostyce nawierzchni drogowych

Metoda georadarowa (GPR; *Ground Penetrating Radar*) należy do rodziny pomiarowych metod geofizycznych. Jest ona oparta o analizę przejścia fal elektromagnetycznych przez badany ośrodek i jest nakierowana na uzyskanie informacji o jego strukturze i o niektórych własnościach materiałowych ośrodka wyrażonych poprzez jego charakterystyki elektromagnetyczne (głównie przenikalność elektryczną i charakterystyki pokrewne: prędkość falową, pochłanianie, przewodnictwo). Jako metoda falowa, technika ta jest bardzo blisko spokrewniona z metodami sejsmicznymi, mając z tą dziedziną dużo wspólnej terminologii w obszarze akwizycji danych, ich dalszego przetwarzania i interpretacji. Dlatego metoda ta jest zaliczana do kategorii określanej, jako geofizyka przypowierzchniowa (ang. *Near-Surface Geophysics*). Chociaż dyscyplina ta wywodzi się z geofizyki i właśnie w geofizyce ma swe oparcie metodologiczne, to jak się wydaje, najbardziej rozległym obszarem jej zastosowań jest diagnostyka konstrukcji. Opisane poniżej przedsięwzięcia badawcze dotyczą jej zastosowań w drogownictwie.

Diagnostyka stanu połączeń między-warstwowych. Górna część nawierzchni bitumicznej ma z reguły postać pakietu złożonego z kilku warstw, których tworzywem są mieszanki mineralno-asfaltowe. Ta warstwowa struktura jest zazwyczaj bardzo dobrze widoczna na echogramach georadarowych. Jednym ze specyficznych defektów pakietu są odspojenia między-warstwowe zwane także delaminacjami. Powstają one najczęściej w wyniku nieprawidłowego sklejenia warstw w trakcie budowy lub całkowitego braku ich powiązania. O ile odspojenie najwyższej warstwy prowadzi do bardzo szybkiego jej zniszczenia przy intensywnej eksploatacji drogi, o tyle co do głębiej usytuowanych odspojen zdania na temat uciążliwości tego defektu są podzielone.

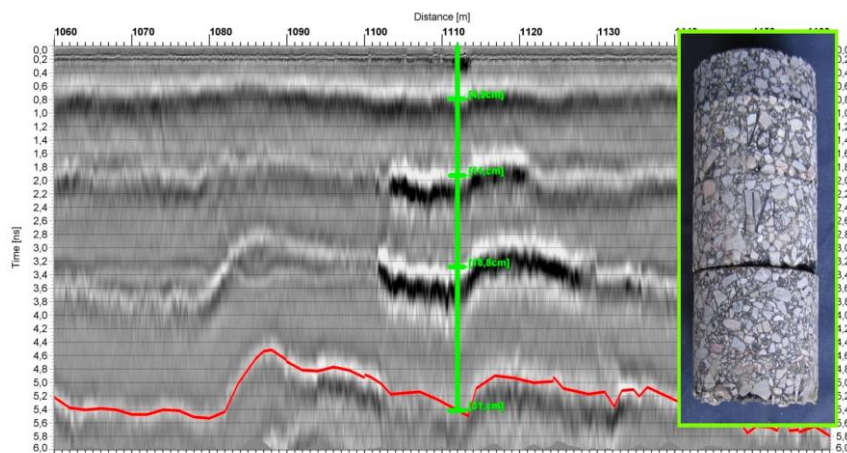
Zadaniem kilkuletniego projektu badawczego było ocenienie możliwości techniki georadarowej w identyfikacji i badaniu odspojen. Działania te obejmowały badanie fizycznych cech systemu pomiarowego, laboratoryjną symulację odpowiedzi poziomej szczeliny na sygnał georadarowy, numeryczne symulacje generacji takiego specyficznego sygnału, pomiary georadarowe na odcinkach drogowych, na których wystąpiły problemy tego typu oraz wiercenia. To z pozoru proste zadanie, okazuje się bardzo trudne w realizacji praktycznej, a literatura dedykowana tej sprawie zawiera opinie niejednoznaczne i niezbyt konstruktywne. Badanie odspojen w rzeczywistych warunkach terenowych jest o tyle trudne, że ich początkowo nie widać, a o ich obecności dowiadujemy się incydentalnie przy okazji odwiertów kontrolnych, przy czym rozległość wystąpienia problemu jest najczęściej nieznaną. Problemem okazuje się także symulacja laboratoryjna oczekiwanej odpowiedzi rozległej płaskiej szczeliny na sygnał georadarowy, ponieważ realia geometryczne systemu pomiarowego wymagają, aby badany układ warstwowy miał rozmiary poziome co najmniej 2x2m, aby uniknąć generacji sygnału dyfrakcyjnego przez brzegi układu, sygnału na tyle wczesnego, że maskuje on fragment czołowy odpowiedzi będący przedmiotem interpretacji. Pozioma szczelina powinna być także oddalona o przynajmniej jedną długość falową od górnej i od dolnej powierzchni modelowej płyty. Wprawdzie po wielu miesiącach starań udało się skutecznie zasymulować szczelinę (Sudyka i in. 2009, Sudyka i Krysiński 2011), ale najbardziej przekonującej ilustracji dostarczył jej prosty analog, jakim jest rozległa cienka płyta bezpośrednio skanowana bez udziału zewnętrznego ośrodka, w którym zwykle szczelina delaminacyjna jest osadzona (Sudyka i Krysiński 2011, Krysiński i Sudyka 2012). Okazuje się, że sygnał generowany przez taką cienką szczelinę, jako wynik rewerberacji wewnątrz niej, ma formę istotnie różną od sygnału referencyjnego, generowanego na powierzchni rozdziału dwóch ośrodków obdarzonych relatywnym kontrastem przenikalności elektrycznej. Gdy szczelina jest istotnie cieńsza od długości fali w ośrodku, który ją wypełnia,

poszczególne refleksy wielokrotne nie są obserwowane, jako oddzielne sygnały, ale w wyniku ich interferencji wynikowy sygnał jest podobny do pochodnej po czasie sygnału referencyjnego (Sudyka i Krysiński 2011, rys. 22). Postać ta została nazwana *refleksem podwójnym*, a pojęcie to okazuje się być bardzo użyteczne przy praktycznej analizie echogramów.



Rysunek 22. Porównanie sygnału georadarowego odbitego od cienkiej (1.9 mm) płyty pleksiglasowej (*refleks podwójny*; krzywa niebieska) z sygnałem odbitym od metalowej płyty (*refleks pojedynczy*; krzywa zielona).

Udokumentowanie związku stanu połączenia między-warstwowego z kształtem i amplitudą generowanego sygnału w warunkach terenowych okazało się jeszcze trudniejszym zadaniem. Spektakularne manifestacje przewidywanych zjawisk (rys. 23) zostały znalezione dużo później (Sudyka i in. 2011). Rzetelny opis takich przypadków pełni bardzo ważną rolę w diagnostyce, bo pozwala uwiarygodnić przypuszczenia w sytuacjach o ograniczonym stopniu rozpoznania na przykład, gdy weryfikacja inwazyjna nie jest możliwa.



Rysunek 23. Echogram refleksyjny ukazujący warstwową strukturę pakietu asfaltowego ze spektakularną manifestacją dwóch *mokrych odspojień* (dodatni *refleks podwójny*, Krysiński, Sudyka 2012). Linia czerwona zaznacza horyzont refleksyjny odpowiadający spodowi pakietu warstw asfaltowych.

Wyniki opisanych badań mają pewną użyteczność diagnostyczną w identyfikacji odspojień nie wolną jednak od komplikacji interpretacyjnych (Krysiński i Sudyka 2012). Nie zawsze refleks

podwójny znamionuje nieprawidłowe połączenie między-warstwowe. Jego obecność jest wyrazem odmienności materiałowej występującej na samej granicy warstw, a wyrażającej się w kontraście przenikalności elektrycznej, która nie ma oczywistego przełożenia na własności mechaniczne. Nazbyt obficie zastosowane przy sklejanju lepiszcze może wygenerować silny ujemny refleks podwójny identyczny z tym, jaki towarzyszy rozwartej, pustej szczelinie delaminacyjnej. Z drugiej strony, nawet jeśli spójność mechaniczna warstw została zerwana, stan ten nie będzie miał manifestacji georadarowej, jeśli szczelina nie uległa rozwarciu. Słabe refleksy podwójne są ponadto często trudne do wychwycenia przy obecności w sygnale resztkowego tła maskującego związanego z wewnętrzną rewerberacją anteny. Inaczej sprawa wygląda z silnymi ujemnymi refleksami podwójnymi, które świadczą o obecności na połączeniu między-warstwowym materiału o wyższej przenikalności niż w jego sąsiedztwie, czyli materiału zasadniczo obcego w pakiecie asfaltowym (woda, glina/minerały ilaste, ziarna lub włókna metalu,...). Wtedy refleks taki jest silną przesłanką sygnalizującą bardzo prawdopodobny defekt połączenia. Są także sytuacje, w których kontekst strukturalny motywujący powstanie odspojenia (np. poziom prętów zbrojeniowych w płytach betonowych) jest dodatkową przesłanką umacniającą przypuszczenie o wystąpieniu odspojenia, nawet przy jego słabych znamionach. Metodyka ta znalazła już też pewne szczególne zastosowania, na przykład w badaniu mechanizmów magazynowania i transportu fluidów w pakiecie asfaltowym przy niektórych specyficznych mechanizmach degradacji. Uzyskana wiedza na temat komplikacji struktury połączenia między-warstwowego i ich wyrazu w sygnale georadarowym, ma także istotne znaczenie w procedurach precyzyjnego określania grubości warstw pakietu.

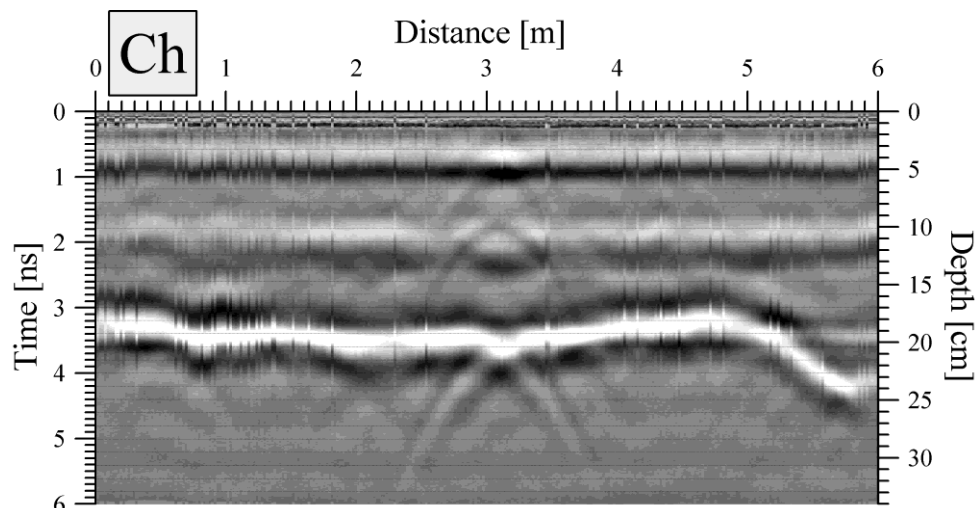
Diagnostyka struktury spękań nawierzchni. Spękania nawierzchni są powszechnym typem defektu konstrukcji. Mogą one powstawać jako skutek nieprawidłowości założeń projektowych, czy wykonania konstrukcji, ale są też przejawem zużycia eksploatacyjnego. Jako bardzo widoczny przejaw degradacji, są one przedmiotem szczególnego zainteresowania badawczego. Przedmiotem kilkuletniego projektu badawczego było rozpoznanie możliwości techniki georadarowej w obszarze diagnostyki struktury spękań. Paradoksem obecnym w tym zagadnieniu jest to, że spękania (czasem nawet kilkucentymetrowej szerokości) widoczne na powierzchni nie zawsze mają interpretowalną odpowiedź w obrazie georadarowym, ale bywa też odwrotnie, że spękania ledwie zauważalne na powierzchni lub wręcz ukryte pod górną warstwą mają odpowiedź całkiem wyraźną.

W ramach badań laboratoryjnych przeprowadzono testy rozdzielczości poziomej metody w rozróżnianiu dwóch obiektów (metalowych prętów) usytuowanych blisko obok siebie, w pewnym oddaleniu od anteny, w celu potwierdzenia rozmaitych sugestii wynikłych z praktyki interpretowania echogramów. Wykonano również modelowy pomiar w postaci skanowania przy przejeździe nad krawędzią pionowo ustawionej płyty pleksiglasowej, będącej uproszczonym modelem szczeliny spękaniowej (Krysiński i Sudyka 2013). Pomiar ten okazał się bardzo znaczący od strony praktycznej, gdyż pomimo wyidealizowanej formy układu, wygenerowany sygnał rozproszeniowy miał amplitudę na skraju możliwości rejestracji systemu pomiarowego. Oznacza to, że realna pusta szczelina, centymetrowej szerokości, zanurzona w ośrodku zewnętrznym, praktycznie nie jest możliwa do zaobserwowania poprzez pomiar GPR, z powodu obecności sygnałów maskujących: odbicia od powierzchni górnej ośrodka, rewerberacji wewnętrznej w antenie i chaotycznej rodziny rozprożeń generowanej przez granulację ośrodka. Wstępne pomiary laboratoryjne wsparto również symulacjami numerycznymi echogramów.

Diagnostyka spękań nawierzchni drogowych ma szczególne upodobanie do spękań poprzecznych. W ich przypadku można ustawić kierunek pola elektrycznego anteny wiszącej (ang. *air coupled*) w kierunku równoległym do spękań (a prostopadłym do kierunku jazdy),

czyli w konfiguracji maksymalizującej rozpraszanie, przejeżdżając jednocześnie w poprzek biegu struktury, co umożliwi jej identyfikację na echogramie. Jednocześnie skanowanie jest wtedy możliwe przy zwykłym włączeniu się pojazdu pomiarowego do ruchu, bez reorganizacji ruchu, a pomiar może obejmować długie odcinki drogi. Możliwe jest też skanowanie za pomocą anten leżących (ang. *ground coupled*), które mają istotnie większe możliwości, jeśli idzie o rozdzielczość, czy czułość, ale pomiar jest dużo trudniejszy z opisanych powodów praktycznych i może być wykonywany jedynie lokalnie.

Badania terenowe koncentrowały się na kilku odcinkach dróg będących w użytkowaniu, na których wystąpiły problemy ze spękaniami. Zadaniem centralnym było szczegółowe skorelowanie echogramów z pozycjami spękań obserwowanych na powierzchni. Zadanie okazało się być niełatwe, gdyż tradycyjne metody stosowane w drogownictwie nie dawały możliwości przeniesienia obserwowanych wizualnie pozycji spękań na echogram z niepewnością mniejszą niż 50 cm. Przy zastosowaniu kilku metod pomiaru i korelacji zespołu wyników pomiędzy metodami udało się jednak dokładnie znaleźć miejsca na echogramach, w których powinny być widoczne manifestacje spękań.

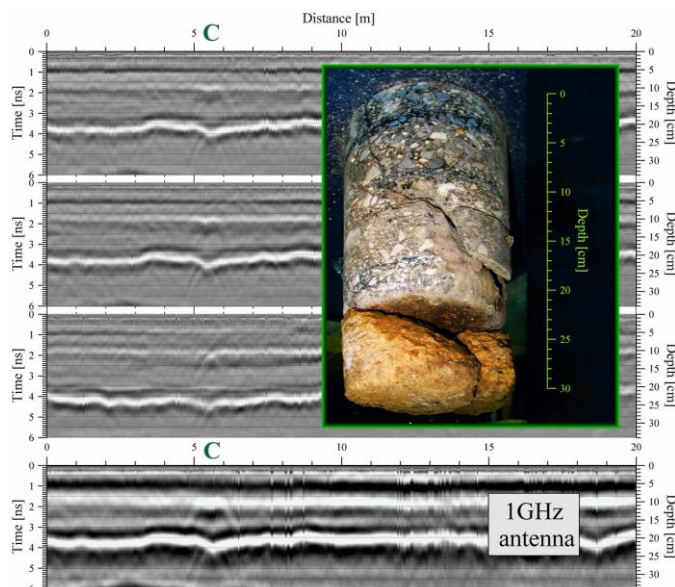


Rysunek 24. Przykład *układu choinkowego* (Ch) georadarowych znamion spękania (Krysiński i Sudyka 2013), złożonego z czterech hiperbol rozproszeniowych (spękanie znajduje się na dystansie 3.1 m)

Szczegółowy przegląd echogramów pozwolił na zbudowanie listy charakterystycznych znamion spękań (rys. 24). Szczególne znaczenie przy identyfikacji ma synchroniczne występowanie znamion elementarnych (Krysiński i Sudyka 2013, 2016) na różnych głębokościach (sugerujące ich wspólne uwarunkowania strukturalne) lub na blisko sąsiadujących, równoległych do siebie profilach (oznaczające lateralną kontynuację struktury; rys. 25).

Studium typowych georadarowych manifestacji spękań miało charakter fenomenologiczny, a polegało na utworzeniu opisowej ich listy wraz z klasyfikacją. Analiza form dyfrakcyjnych generowanych w miejscach, w których występują spękania otworzyła natychmiast rozległe problemy interpretacyjne, co do tego jaka jest geometria i stan materiałowy struktur odpowiedzialnych za generację sygnałów rozproszeniowych. Miejsca obdarzone szczególnie silną zdolnością rozpraszania fali miały widoczną zgodność co do głębokości z horyzontami między-warstwowymi. Wiele z tych form nie miało postaci typowej hiperboli rozproszeniowej odpowiadającej obiektom prawie punktowym lub liniowym o małych wymiarach poprzecznych. Wręcz odwrotnie (forma *chi*, czy forma *V*) sugerowały, że struktura rozpraszająca ma istotną, co najmniej decymetrową rozciągłość

poprzeczną do linii spękania (czyli wzdłuż profilu pomiarowego). Sugestia ta stała w pewnej opozycji do obserwacji często bardzo wąskiej (nawet milimetrowej) szczeliny na powierzchni, ale była w zgodzie z wynikami prac laboratoryjnych. Inna rodzina pytań dotyczyła natury materiałowej zmienionego ośrodka, który najwyraźniej miał duży kontrast przenikalności elektrycznej względem ośrodka otaczającego. Próba rozpoznania tych zagadnień za pomocą wierceń wykonanych na wybranych, a wcześniej przeskanowanych spękaniach (Krysiński i Sudyka 2013) przyniosła wiele znaczących ustaleń (rys. 25).



Rysunek 25. Echogramy (od góry: lewego, środkowego i prawego profilu skanowanych za pomocą anteny o częstotliwości centralnej 2.2 GHz oraz profilu lewego skanowanego za pomocą anteny 1 GHz) wraz z fotografią rdzenia wiertniczego ukazującego strukturę spękania (spękanie znajduje się na dystansie 5.5 m), która jest odpowiedzialna za generację silnych hiperbol rozproszeniowych (Krysiński i Sudyka 2013).

Struktury spękania wywołujące rozpraszanie fali georadarowej mają w istocie imponujące rozmiary. Często są to rozwinięte w wyniku wieloletniej aktywności mechanicznej szczeliny w pakiecie asfaltowym, o kilku centymetrowej szerokości, ukrytej pod prowizoryczną nakładką. W podbudowie pod szczeliną występują poważne zmiany materiałowe, na szerokości przekraczającej 10 cm.

Badania te pozwoliły na zdefiniowanie procedury badania wglębnego zakorzenia spękań poprzecznych. Pozwala ona stwierdzić, czy proces spękania ma głębokie zakorzenie w postaci rozległych, rozwiniętych wcześniej struktur, wymagających zdecydowanych interwencji technologicznych, jeśli działania te miałyby być skuteczne.

6. LITERATURA

Becker J.J., Sandwell D.T., Smith W.H.F., Braud J., Binder B., Depner J., Fabre D., Factor J., Ingalls S., Kim S-H., Ladner R., Marks K., Nelson S., Pharaoh A., Sharman G., Trimmer R., von Rosenbürg J., Wallace G. & Wetherall P., 2009. *Global bathymetry and elevation data at 30 arc seconds resolution: SRTM30_plus*. Mar. Geodesy, 32, 355-371.

- Bielik M., Grabowska T., Bojdys G., Csicsay K., Šefara J. & Spevakova E. 2006. *Density modelling of the lithospheric structure along the CELEBRATION 2000 seismic profile CEL01*. Contr. Geophys. Geod. 35, 81–97.
- Czuba W., Grad M., Luosto U., Motuza G., Nasedkin V. & POLONAISE P5 Working Group 2001. *Crustal structure of the East-European Craton along the POLONAISE '97 P5 profile*. Acta Geophys. Pol. 49 (2), 145–168.
- Grabowska T., Bojdys G. & Dolnicki J., 1998. *Three-dimensional density model of the Earth's crust and the upper mantle for the area of Poland*. J. Geodynamics, 25 (1), 5-24.
- Grabowska T., Bojdys G., Bielik M. & Csicsay K., 2011. *Density and magnetic models of the lithosphere along CELEBRATION 2000, profile CEL 01*. Acta Geophysica 59 (3), 526 – 560.
- Grad M., Tiira T. & ESC Working Group, 2009. *The Moho depth map of the European Plate*. Geophys. J. Int., 176, 279-292, DOI: 10.1111/j.1365-246X.2008.03919.x.
- Guterch A., Grad M., Materzok R. & Perchuc E., 1986. *Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the Palaeozoic and Precambrian Platforms in Poland (Tornquist-Teisseyre Zone)*. Tectonophysics, 128, 251-279.
- Guterch A., Luosto U., Grad M., Yliniemi J., Gaczynski E., Korhonen H., Janik T., Lindblom P., Materzok R. & Perchuc E., 1991. *Seismic studies of crustal structure in the Teisseyre-Tornquist zone in northwestern Poland (preliminary report)*. Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. A-19 (236), 147-156.
- Guterch A., Grad M., Keller G.R., Posgay K., Vozar J., Spicak A., Brueckl E., Hajnal Z., Thybo H. & Selvi O., 2000. *CELEBRATION 2000: Huge Seismic Experiment in Central Europe*. Geol. Carpath. 51(6), 413–414.
- Krysinski, L., 1992. *On the mathematical connections of planetary rotational deformations with Love's tidal problem*. Phys. Earth planet. Inter., 72(3-4), 137-152, doi: 10.1016/0031-9201(92)90198-5.
- Krysiński L., 1996. *Pochodzenie pola magnetycznego Ziemi - historia badań i obecny stan poglądów*. Przegląd Geofizyczny, 41 (3), 193-218.
- Krysiński L., 1997. *Morfologia dynamiczna pola magnetycznego Ziemi w swietle jego ewolucji w okresie 1990-1995 i ogolu wyników paleomagnetycznych*. Rozprawa doktorska, Uniwersytet Warszawski, Wydział Fizyki, Instytut Geofizyki, Warszawa.
- Krysinski L., 2006. *Comparative, Velocity-Dependent Gravity Modeling of the Density Section Along Three Carpathian DSS Profoles*. Geolines, Vol 20, 78-79 [4th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group, Zakopane, Poland, April 2006].
- Krysinski L. & Sudyka J., 2012. *Typology of reflections in the assessment of the interlayer bonding condition of the bituminous pavement by the use of an impulse high-frequency ground-penetrating radar*. Nondestructive Testing and Evaluation, 27 (3), 219-227, doi: 10.1080/10589759.2012.674525.
- Krysinski L. & Sudyka J. 2013. *GPR abilities in investigation of the pavement transversal cracks*. J. App. Geophys. 97, 27–36.
- Krysinski L. & Sudyka J., 2016. *Case Study of Step-frequency Radar Application in Evaluation of Complex Pavement Structure*. Transportation Research Procedia, 14, 2930-2935, ISSN 2352-1465, <http://dx.doi.org/10.1016/j.trpro.2016.05.412>.
- Krysinski L., Grad M. & Wybraniec S., 2009. *2D gravity modelling as a method of searching for deep-seated horizontal density contrasts in the Earth's crust*. Geophysical Research Abstracts, 11, EGU2009 3141, EGU General Assembly 2009, Vienna.
- Pabisiak E., 2005. *Analiza zgodnoci przekroju głbokich sondowan sejsmicznych z polem grawitacyjnym wzdłuż profile P4*. praca magisterska. Uniwersytet Warszawski, Wydział Fizyki, Instytut Geofizyki, Zakład Fizyki Litosfery.

- Puziewicz J., Czechowski L., Krysiński L., Majorowicz J., Matusiak-Małek M., Wróblewska M., 2012. *Lithosphere thermal structure at the eastern margin of the Bohemian Massif: a case petrological and geophysical study of the Niedźwiedź amphibolite massif (SW Poland)*. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 101, 1211–1228, DOI 10.1007/s00531-011-0714-7.
- Pavlis N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C. & Factor J.K., 2008. *An Earth Gravitational Model to degree 2160: EGM2008*. Geophys. Res. Abs., 10, EGU2008-A-01891.
- Sudyka J. & Krysiński L., 2011. *Radar Technique Application in Structural Analysis and Identification of Interlayer Bounding*. International Journal of Pavement Research and Technology, ISSN 1996-6814, May, vol. 4, nb. 3, Published By: Chinese Society of Pavement Engineering, 176-184.
- Sudyka J., Krysiński L. & Harasim P., 2009. *Sprawozdanie z realizacji pracy pt.: „Analiza możliwości wykorzystania techniki radarowej w ocenie stanu połączeń międzywarstwowych”*; sprawozdnie częściowe, etap II – zadania 3-5. Instytut Badawczy Dróg i Mostów, Zakład Diagnostyki Nawierzchni, Warszawa.
- Sudyka J., Krysiński L., Jaskuła P., Mechowski T. & Harasim P., 2011. *Radar technique in application of interlayer identification connections*. 5th International Conference ‘Bituminous Mixtures and Pavements’, Thessaloniki, 1-3 June, 2011, 1449-1459.
- Środa P., Czuba W., Grad M., Guterch A., Tokarski A.K., Janik T., Rauch M., Keller G.R., Hegedűs, E., Vozár J. & CELEBRATION 2000 Working Group (2006). *Crustal and upper mantle structure of the Western Carpathians from CELEBRATION 2000 profiles CEL01 and CEL04: Seismic models and geological implications*. Geophys. J. Int. 167, 737–760. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03310.x.
- Turcotte D.L. & Harris R.A., 1984. *Relationship between the oceanic geoid and the structure of the oceanic lithosphere*. Mar. Geophys. Res., 7, 177-190.
- Wybraniec S., 1999. *Transformations and visualization of potential field data*. Polish Geological Institute, Special Papers 1, 88 pp.

Lech Krysiński