

Trójwymiarowa dekonwolucja Eulera jako jedna z metod interpretacji anomalii siły ciężkości

Janusz Jamrozik*

W artykule przedstawiono, w ogólnych zarysach, jedną z jeszcze mało stosowanych w interpretacji materiałów gravimetrycznych i magnetycznych trójwymiarową dekonwolucję Eulera. Omówiono jej zalety i wady, a także przetestowano na teoretycznym rozkładzie pola anomalii siły ciężkości. Następnie zastosowano ją do interpretacji regionalnych anomalii siły ciężkości Polski. Dekonwolucja Eulera jest metodą pozwalającą na lokalizację w układzie współrzędnych x, y, z kontaktów mas o różnych gęstościach, stref dyslokacyjnych itp. stąd też może spełniać istotną rolę w rozwiązywaniu problemów tektonicznych.

Zarys metody

Równanie Eulera (Reid i in., 1990) można zapisać w następującej formie:

$$(x-x_0) \delta T / \delta X + (y-y_0) \delta T / \delta Y + (z-z_0) \delta T / \delta Z = N(B-T)$$

gdzie:

x_0, y_0, z_0 — współrzędne źródła zaburzającego,

T — całkowite pole obserwowane w punkcie x, y, z ,

B — wartość regionalna pola,

N — wskaźnik strukturalny SI.

Wartość regionalną pola B można otrzymać stosując procedurę inwersu. Wskaźnik strukturalny SI ogólnie biorąc określa szybkość z jaką zmienia się natężenie pola ΔT (Δg) w zależności od odległości od źródła. Dla dipola magnetycznego natężenie pola maleje z sześcienną odległości, stąd $SI=3,0$, dla stopnia grawitacyjnego $SI=0$, a dla poziomego walca $SI=1,0$.

Praktyczny sposób rozwiązania trójwymiarowej dekonwolucji Eulera opracowali Reid, Allsop, Granser, Millet i Somerton (1995). Znajduje się ono w pakiecie GRIDEPTH firmy GEOSOFT Inc. Toronto. Obliczenia są realizowane na zbiorach grd o jednostkowym boku siatki s , z punktu na punkt w oknie o zadanych rozmiarach (od 3×3 do 20×20), dla przyjętego wskaźnika SI i poziomu selekcji (np. 15%). Wyniki obliczeń po uporządkowaniu w wybranych przedziałach głębokościowych przedstawia się w formie okręgów, których średnice są przyporządkowane określonym przedziałom głębokości lub punktów (okręgów) o odpowiednio zróżnicowanych kolorach. Jako interpretowalne przyjmuje się rozwiązania, które układają się w strefy o największym stopniu ściśnięcia. Taka linia eulerowska wyznacza kontury ciała zaburzającego, lub kontakt mas o różnej gęstości, przypisując mu określone przedziały głębokości. Nie wdając się w szczegóły należy wyjaśnić, iż nie są to głębokości do stropu ciała zaburzającego, stąd też poprawniej jest mówić o maksymalnej głębokości jego zalegania. Parametrami sterującymi wynikami są rozmiar okna, wskaźnik SI i poziom selekcji wyników. Im większy rozmiar okna tym wyniki są otrzymywane z większych głębokości. Przyjmuje się, iż w danym oknie głębokości te są zawarte w przedziale od wielkości boku siatki s do podwójnego rozmiaru okna. Zwiększając rozmiar okna zachodzi niebezpieczeństwo, że obejmie ono, w całości lub

częściowo, anomalie wywołane kilkoma ciałami zaburzającymi i obliczone gradienty nie będą odpowiadać gradientom rzeczywistym od jednego ciała. Otrzymane wyniki są w takich przypadkach niepewne, albo nie mieszczą się w przyjętym poziomie selekcji i są odrzucane. Podobne zjawisko występuje, gdy w oknie pole anomalne jest bezgradientowe, lub gradienty są zbyt małe. Z tych też powodów jest pożądane stosowanie możliwie najmniejszych rozmiarów okien, jak i korzystanie z pól anomalnych poddanych wcześniej określonym zabiegom filtracyjnym. Jeżeli poziom selekcji jest ustalony zbyt surowo to otrzymuje się mniej, ale za to bardziej wiarygodnych rozwiązań, jednakże ciała zaburzające mogą być słabo obrysowane, z kolei przy zbyt tolerancyjnym poziomie selekcji oprócz interpretowalnych rozwiązań otrzymuje się chmury rozwiązań zaciemniających obraz. W praktyce jest konieczny pewien kompromis. Oczywiście otrzymywane rozwiązania są przyporządkowane przyjętemu wskaźnikowi SI. O ile jednak otrzymywane głębokości przy różnych SI różnią się między sobą to lokalizacje rozwiązań (położenie okręgów lub punktów) są bardzo zbliżone. Już z powyższych uwag wynika, że dekonwolucję Eulera należy wykonywać w wielu wariantach, dla różnych rozmiarów okien i boków siatki s , wskaźników strukturalnych i poziomów selekcji wyników, mając na względzie postawione zadania geofizyczno-geologiczne.

Wyniki dekonwolucji dla modelu pola Δg

W celu oceny przydatności metody istotne byłoby zbadanie, jak układają się rozwiązania Eulera w przypadku pola anomalnego wywołanego ciałami zaburzającymi o znanych parametrach. Test przeprowadzono na anomaliiach Δg obliczonych (Conrad i in., 1978) dla ciał o prostych formach geometrycznych (ryc. 1). Tło regionalne tego pola kształtują efekty grawitacyjne od pionowych stopni zalegających na stosunkowo dużych głębokościach (5–10 km), dodatkowo zaburzone anomaliami od głębiej zalegających ciał kulistych (12–14 km). Model ten może być utożsamiany z podłożem krystalicznym wraz z występującymi w jego obrębie zmianami petrofizycznymi. Na takie tło zostały nałożone anomalie lokalne od ciał zlokalizowanych w całym nadkładzie. Przyjęte do obliczeń gęstości efektywne są zbliżone do rzeczywistych obserwowanych w obrębie basenu permaskiego. Wykonano wiele dekonwolucji przy różnych parametrach, otrzymując rozwiązania różniące się między sobą gdyż i testowany model jest skomplikowany. Jako przykład prezentuje się rozwiązanie otrzymane dla $s=250$ m, okno 20×20 , wskaźnik $SI=0,0$ przy 10% poziomie selekcji (ryc. 2). Prawie wszystkie płytko zalegające ciała zostały w miarę dobrze okonturowane punktami o poprawnych głębokościach. Pojawiło się jednak wiele rozwiązań w miejscach, gdzie nie należało się ich spodziewać, jak i strefy bezwynikowe tam, gdzie rozwiązania powinny występować. Wydaje się, że przykład ten dostatecznie podkreśla możliwości, jak i ograniczenia metody co powinno ułatwiać sposób patrzenia, jak i ocenę wyników dekonwolucji w odniesieniu do rzeczywistych pól anomalnych.

*PGNiG S.A. Oddział Biuro Geologiczne Geonafta, ul. Jagiellońska 76, 03-301 Warszawa

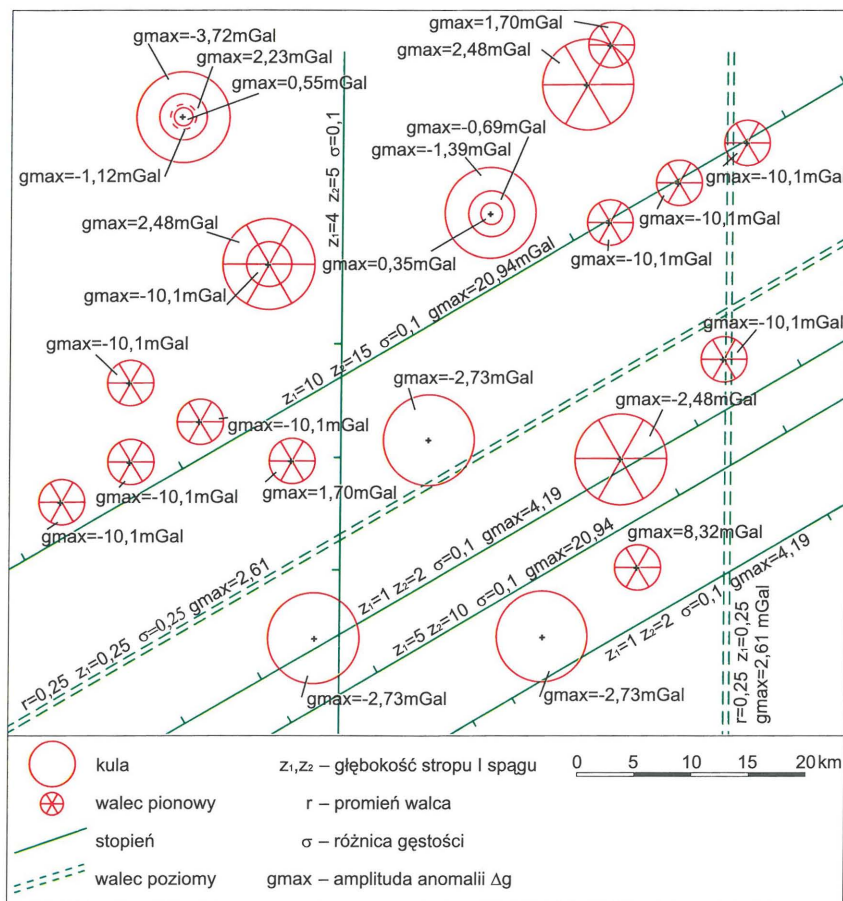
Trójwymiarowa dekonwolucja Eulera anomalii siły ciężkości Polski

Dekonwolucji została poddana mapa anomalii siły ciężkości w redukcji Bouguera w skali 1 : 500 000 (Królikowski & Petecki, 1995). Obliczenia wykonano dla siatki interpolacyjnej o boku jednostkowym $s=2,5$ km. Jako przykłady wybrano dwie mapy — jedna dla okna 20×20 s, w przedziale głębokościowym 0–40 km (ryc. 3), druga dla okna 10×10 s w przedziale 2–15 km (ryc. 4) z nałożonymi na siebie wynikami dla wskaźników 0,5 i 1,0. W obu przypadkach przyjęto 15% poziom selekcji.

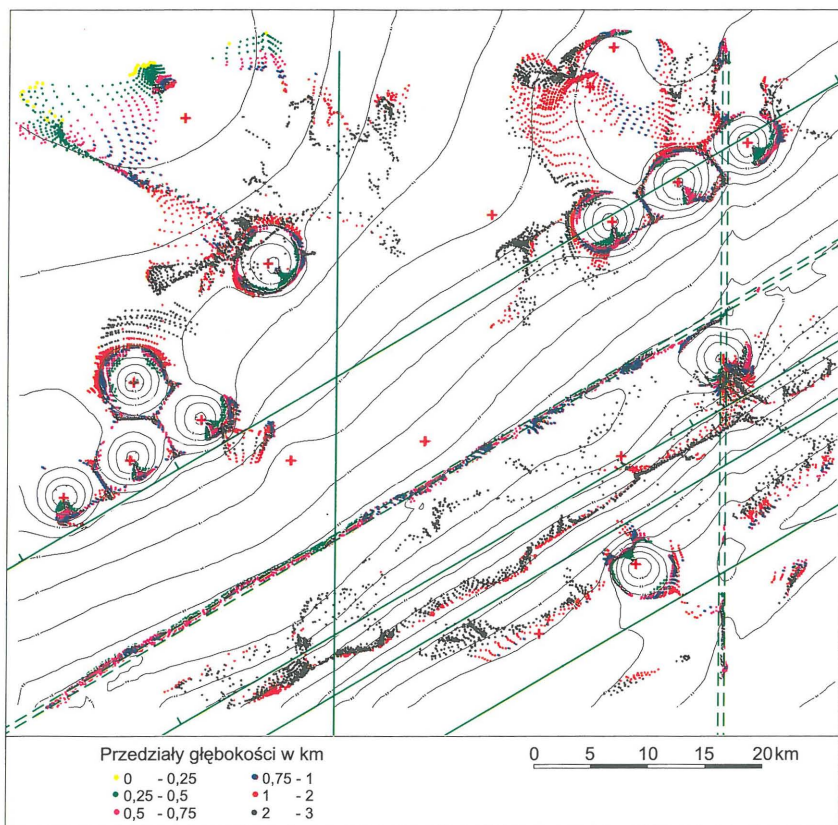
W pierwszym wariantcie większość rozwiązań jest zawarta w przedziale 5–30 km. Rozwiązania eulerowskie na ogół są związane ze strefami regionalnych gradientów siły ciężkości, ale wiele z nich ma przebieg inny niż wynikałoby to ze standardowej analizy gradientów poziomych. Moim zdaniem może to być impuls do nowego spojrzenia np. na przebieg stref tektonicznych. Występują rejony pozbawione rozwiązań, jak i takie gdzie jest ich dużo, ale są chaotycznie rozproszone. Ogólnie można stwierdzić, iż obszar polskiego basenu permskiego charakteryzuje się obecnością znacznej ilości interpretowalnych rozwiązań układających się w linie o dominującym kierunku WNW–ESE oraz mniej wyraźnych NE–SW. Przy tak dużym oknie szczególnego wyrazu nabrały głębokie strefy — jedna odpowiadająca rozłamowi Grójca, druga zlokalizowana na linii Koszalin–Słupsk. Łatwo zauważyć iż w tej wersji dekonwolucji nie zaznaczyły się strefy stwierdzonych, lub domniemyanych regionalnych dyslokacji jak np. strefa Koszalin–Chojnice, a w niektórych obszarach, jak np. w północno-wschodniej Polsce czy w regionie świętokrzyskim są wyniki nieinterpretowalne.

W drugim wariantcie (ryc. 4) otrzymane rozwiązania mieszczą się w przedziale 3–15 km przy zdecydowanej przewadze większych głębokości. Otrzymany obraz w ogólnych rysach jest podobny do wariantu pierwszego, ale zniknęły strefy poprzeczne (NE–SW), natomiast pojawiło się wiele rozwiązań w obszarach bezwynikowych np. w strefie Koszalin–Chojnice. Przedziały głębokościowe jakie dominują w tym obrazie sugerują, iż np. w basenie permskim wyznaczone kontakty mas o różnych gęstościach występują w obrębie utworów starszego paleozoiku i w najwyższych partiach podłoża.

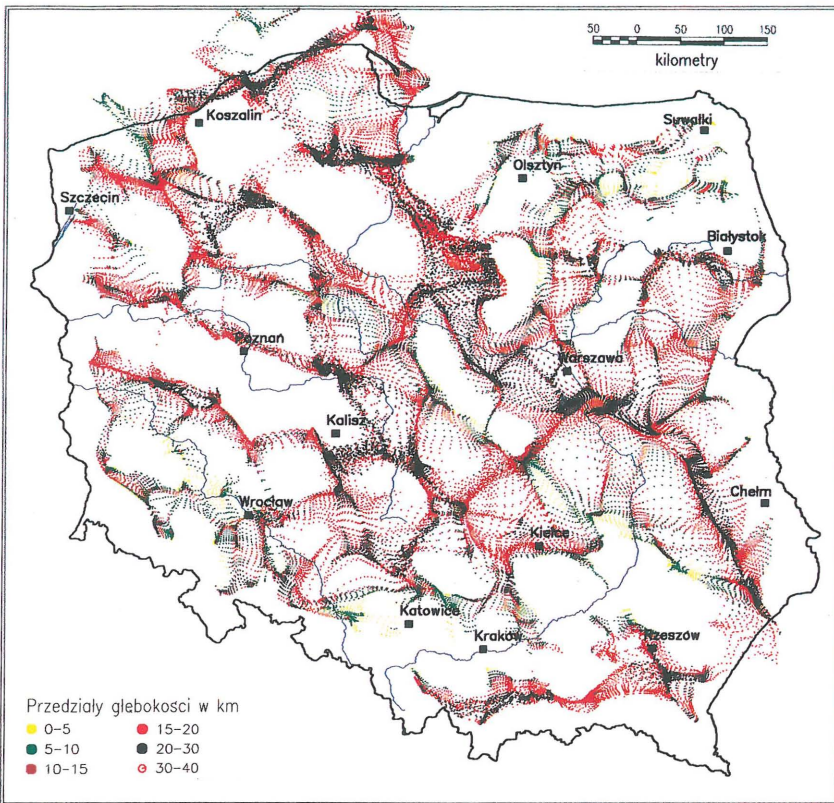
Zaprezentowane warianty dekonwolucji mogą być wykorzystywane oczywiście tylko do rozwiązywania niektórych problemów w geofizyczno-geologicznych o charakterze regionalnym. W interpretacji



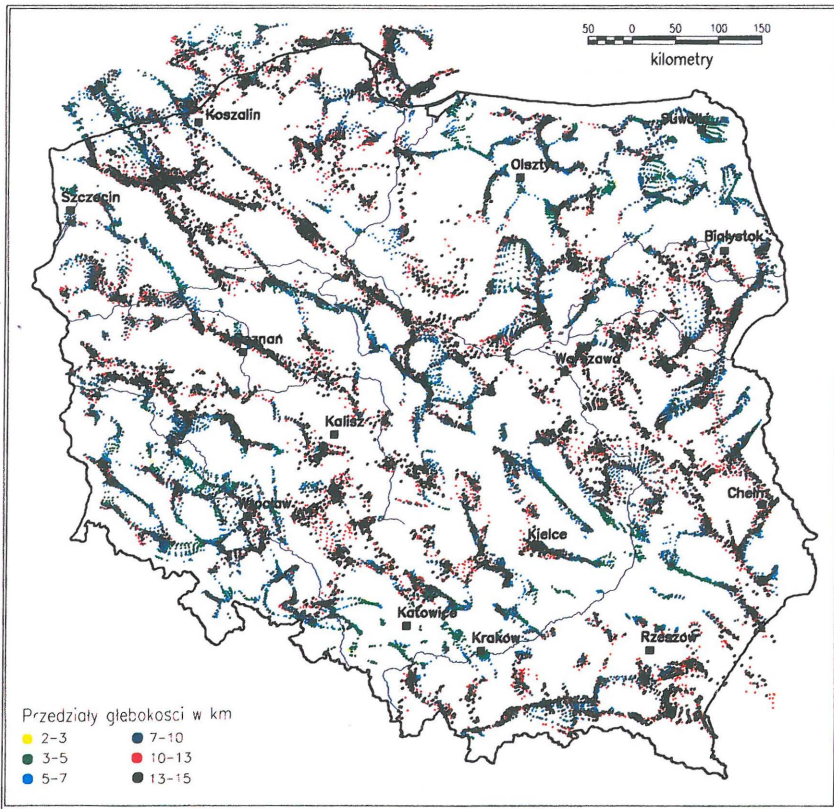
Ryc. 1. Lokalizacja ciał zaburzających (Conrad i in., 1979)



Ryc. 2. Trójwymiarowa dekonwolucja Eulera testowanego pola Δg ($s = 0,25$ km, okno 20×20 s, $SI = 0,0$)



Ryc. 3. Tójwymiarowa dekonwolucja Eulera anomalii siły ciężkości Polski ($s = 2,5$ km, okno $20 \times 20s$, $SI = 0,5; 1,0$)



Ryc. 4. Tójwymiarowa dekonwolucja Eulera anomalii siły ciężkości Polski ($s = 2,5$ km, okno $10 \times 10s$, $SI = 0,5; 1,0$)

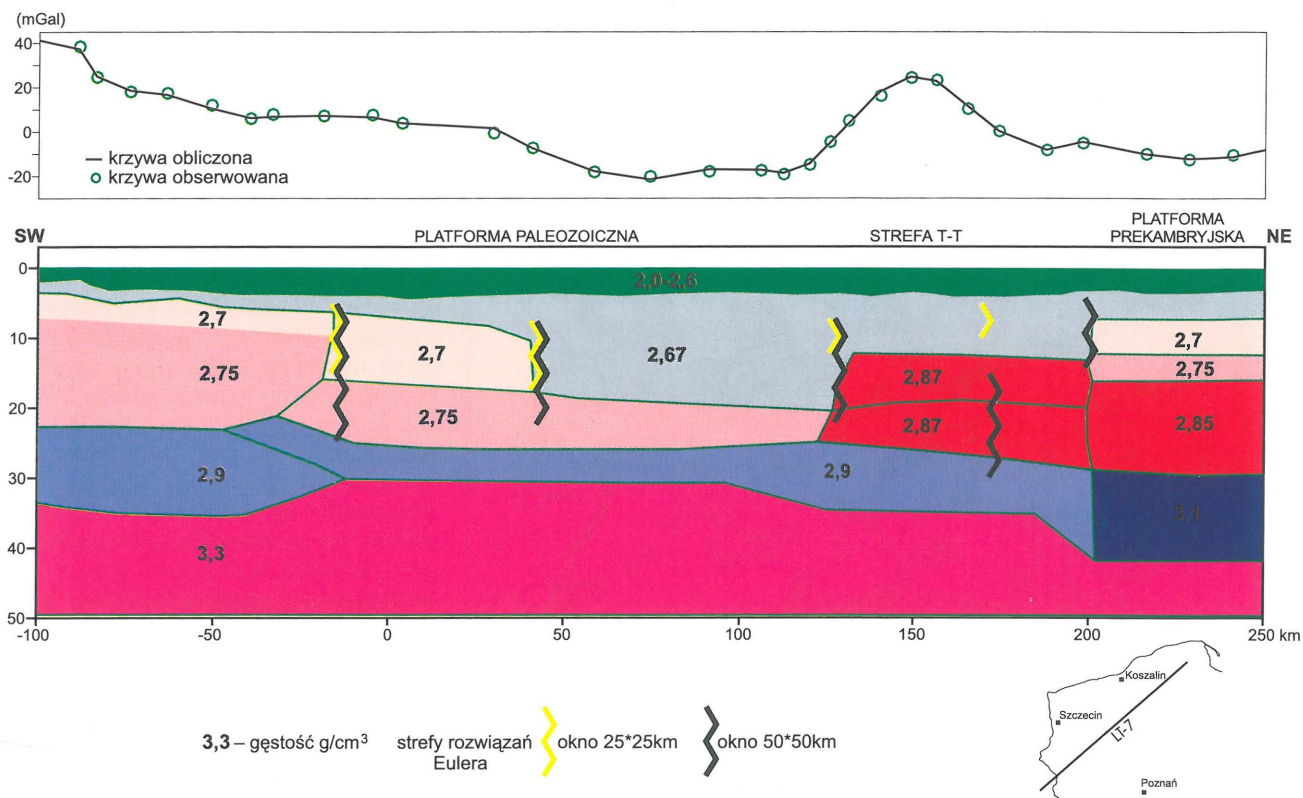
obejmującej wybrany region geologiczny lub jego część, dekonwolucję należy realizować na mapach anomalii w większych skalach odpowiednio dobierając parametry obliczeń.

na konkretnym przekroju geofizyczno-geologicznym, zwłaszcza gdy materiał porównawczy może być wzbogacony rezultatami innych metod interpretacji, jak np. strippingiem i

W celu oceny przydatności trójwymiarowej dekonwolucji Eulera w geofizyczno-geologicznych interpretacjach jest pożądane skonfrontowanie wyników z odpowiednimi przekrojami i mapami. Ponieważ zaprezentowane przykłady zostały opracowane na bazie mapy anomalii siły ciężkości w małej skali, a rozwiązania eulerowskie są zlokalizowane na znacznych głębokościach, to do takiej analizy porównawczej winny być wykorzystywane materiały geofizyczne i geologiczne obrazujące regionalną budowę geologiczną, a więc przede wszystkim wyniki głębokich badań sejsmicznych tj. przekroje i opracowane m.in. na ich podstawie syntezy tektoniczne, jak np. schemat Dadleza ([W:] Narkiewicz i in., 1994–1996) obrazujący główne rysy struktury skorupy ziemskiej na obszarze Polski. Wyznaczone na tym schemacie podłużne pęknięcia skorupowe, ogólnie biorąc, znajdują dobre odzwierciedlenie w układzie rozwiązań eulerowskich, zwłaszcza przy mniejszym oknie, natomiast zaszyfrowane poprzeczne pęknięcia są zdecydowanie lepiej wyrażone przy oknie $20 \times 20s$. Oczywiście przy wnikliwszej analizie zauważa się, że niektóre podłużne pęknięcia skorupowe pokrywają się dokładnie z liniami eulerowskimi i to na całym przebiegu, inne tylko na dłuższych lub krótszych odcinkach, wreszcie występują i takie, które są równoległe przesunięte względem siebie. Obecnie trudno jeszcze wyjaśnić czy są to te same elementy, a przesunięcie wynika z trudności interpretacyjnych w ich zlokalizowaniu, czy też jest to sygnał o nachyleniu płaszczyzn kontaktu. Wreszcie przy tak pobieżnym porównaniu zauważa się występowanie wielu linii eulerowskich, które nie znajdują odzwierciedlenia na schemacie Dadleza ([W:] Narkiewicz i in., 1994–1996). Być może iż linie te są związane ze strukturą płytszych kompleksów skalnych.

Zaprezentowane wyniki trójwymiarowej dekonwolucji Eulera wykazują wysoki stopień korelacji z rezultatami innych transformacji anomalii siły ciężkości. Linie eulerowskie w zdecydowanej większości pokrywają się z osiami anomalii modułu gradientu poziomego wyznaczonymi przez Królikowskiego i Peteckiego (1995), jak i z mapą pionowych granic gęstości Szczypcy (1995). Oczywiście występują zrozumiałe różnice pomiędzy rezultatami tych metod, w sumie jednak, wzajemnie się uzupełniając, mogą tworzyć zestaw pomocny przy rozwiązywaniu problemów tektonicznych, zwłaszcza regionalnych.

Ocena przydatności dekonwolucji Eulera może być pełniejsza, jeżeli wykonać ją na konkretnym przekroju geofizyczno-geologicznym, zwłaszcza gdy materiał porównawczy może być wzbogacony rezultatami innych metod interpretacji, jak np. strippingiem i



Ryc. 5. Modelowanie grawimetryczne na profilu LT-7; przekrój prędkościowo-strukturalny skorupy ziemskiej (wg Gutercha i in., 1994)

modelowaniem grawimetrycznym. Tak jest w przypadku profilu LT-7 (Kostrzyń–Lębork). Przekrój ten (Guterch i in., 1994), uzupełniony danymi o permsko-mezozoicznym nadkładzie, został zamieniony na model strukturalno-gęstościowy. Charakterystykę gęstościową perm-mezozoiku oparto na pracy Królikowskiego (1988), dla pozostałych kompleksów gęstości obliczono wzorem Surkowa (1988). Modelowanie grawimetryczne wykonano w wariancie 2-D przy użyciu programu GM-SYS firmy NGA Inc. z pakietu GEOSOFT. W trakcie modelowania przyjęto, że wyjściowy model strukturalny (jego zasadnicze ramy) nie będzie zmieniany i ingerencja interpretatora może dotyczyć w zasadzie tylko rozkładów gęstości. Końcowy rezultat modelowania, uznany jako optymalny przy obecnym stanie rozpoznania, przedstawia rycina 5. W stosunku do wyjściowego przekroju LT-7 różnice występują w strefach przylegających do bloku podłoża prekambryjskiego i bloku warwscyjskiego w południowo-zachodniej części profilu, gdzie było konieczne dokończenie cięższych mas (zwłaszcza w strefie T-T). Przez to strefa o anomalnie małych, jak na te głębokości prędkościach i gęstościach (!), uległa wyraźnemu zawężeniu. Wyniki modelowania tłumaczyłyby także dlaczego tak ostry kontakt jakim jest granica platformy prekambryjskiej nie znajduje na tym profilu wyraźnego odzwierciedlenia w obrazie anomalii Δg . Na zinterpretowany przekrój naniesiono strefy rozwiązań eulerowskich, które jak widać, dobrze lokalizują granice bloków i to w obu płaszczyznach, potwierdzając przydatność metody.

Trójwymiarowa dekonwolucja Eulera może być wykonywana zarówno na bazie anomalii pomierzonych w redukcji Bouguera, jak i anomalii otrzymanych w wyniku transformacji Δg , przed i po strippingu znanych granic kontrastu gęstości. Fakt ten w połączeniu z możliwością doboru

parametrów sterujących, daje szerokie możliwości stosowania tej metody zarówno w rozwiązywaniu problemów o charakterze regionalnym, jak lokalnym. Oczywiście, jak każda z metod ma swoje ograniczenia. Stosowana z odpowiednim umiarem, wielowariantowo, łącznie z innymi metodami, może wnieść wiele informacji rozszerzając stan geofizyczno-geologicznego rozpoznania.

Literatura

- CONRAD W., HANIG D. & HEYNIG R. 1978 — Ein Testmodell zur Prufung von Potential feld-transformation in der Praxis. *Schriftenr. Geol. Wiss.*, 12: 89–90.
- GRIDEPTH 3-D Euler deconvolution of potential field data. 1994 — GEOSOFT Inc. Toronto: 2–10.
- GUTERCH A., GRAD M., JANIK T., MATERZOK R., LUOSTO U., YLINIEMI J., SCHULTZE A. & FORSTE K. 1994 — Crustal structure of the transition zone between Precambrian and Variscan Europe from new seismic data along LT-7 profile (NW Poland and eastern Germany). *CR Acad. Sc. Paris*, 319, ser. II: 1489–1496.
- KRÓLIKOWSKI Cz. 1988 — Rozkład gęstości utworów kenozoicznych i permsko-mezozoicznych w północno-zachodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, 134: 87–100.
- KRÓLIKOWSKI Cz. & PETECKI Z. 1995 — Atlas grawimetryczny Polski. Państw. Inst. Geol.
- NARKIEWICZ M., KOTARBA M., ANTONOWICZ L. & KRUCZEK J. 1994–1996 — Analiza basenów sedimentacyjnych Niżu Polskiego. Część ogólna. Komitet Badań Naukowych, Warszawa
- REID A.B., ALLSOP J.M., GRANSEER H., MILLET A.J. & SOMERTON J.W. 1994 — Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55: 80–83.
- SURKOW W. S. 1988 — Megakompleksy i głębinną strukturą ziemnej kory. *Niedra*, Moskwa: 13–15.
- SZCZYPA S. 1995 — Stan komputerowych zasobów grawimetrycznych w Polsce. *Biul. Infor. Geofizyka*, 1/95: 45–54.