Kwartalnik Geologiczny, t. 33, nr 3/4, str. 429—446

Marek HABER

Dwa przekroje geofizyczne SW-NE w rejonie Chełma Lubelskiego

Kompleksowa interpretacja wyników badań geofizycznych, takich jak anomalie siły ciężkości, anomalie ziemskiego pola magnetycznego oraz układ refleksów na przekrojach sejsmicznych, pozwala w istotny sposób zwiększyć wiarygodność rozpoznania budowy geologicznej. Przedstawiono możliwości takiego wielostronnego spojrzenia na tektonikę kompleksu osadowego i jego podłoża w rejonie Chełma Lubelskiego. Wskazano na typowe dla pokrywy platformowej potomne powiązania pomiędzy budową staropaleozoicznego kompleksu osadowego i jego nadkładem karbońsko-mezozoicznym, dotyczące także w mniejszym stopniu utworów trzecio- i czwartorzędowych. Badania magnetyczne pozwoliły rozpoznać na przekrojach sejsmicznych jedną ze staropaleozoicznych intruzji magmowych a modelowania grawimetryczne dały podstawę do sprecyzowania zależności głębokościowo-miąższościowych na analizowanych przekrojach geofizycznych. Logicznym i ekonomicznie uzasadnionym dopełnieniem kompleksowych badań geofizycznych winny być z pewnością badania geoelektryczne i geotermiczne.

WSTĘP

Z początkiem lat 80-tych pojawiła się możliwość kompleksowego spojrzenia na budowę geologiczną w okolicy Chełma Lubelskiego. Istotnych wiadomości strukturalnych dostarczyły bowiem przekroje sejsmiczne, wykonane przez Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych (PBG) z Warszawy. Na miarę precyzji wynikającej z technicznych możliwości metody sejsmicznej można było określić na ich podstawie schemat tektoniki kompleksu osadowego.

W związku z opracowywaniem zagadnienia górniczego zagospodarowania Lubelskiego Zagłębia Węglowego, na zlecenie Głównego Biura Studiów i Projektów Górniczych w Katowicach, nawiązane zostały kontakty badawcze pomiędzy PBG i Międzyresortowym Instytutem Geofizyki AGH. Pozwoliły one na wzajemną konfrontację wyników badań prowadzonych oddzielnie różnymi metodami geofizycznymi. Zwrócono wte-

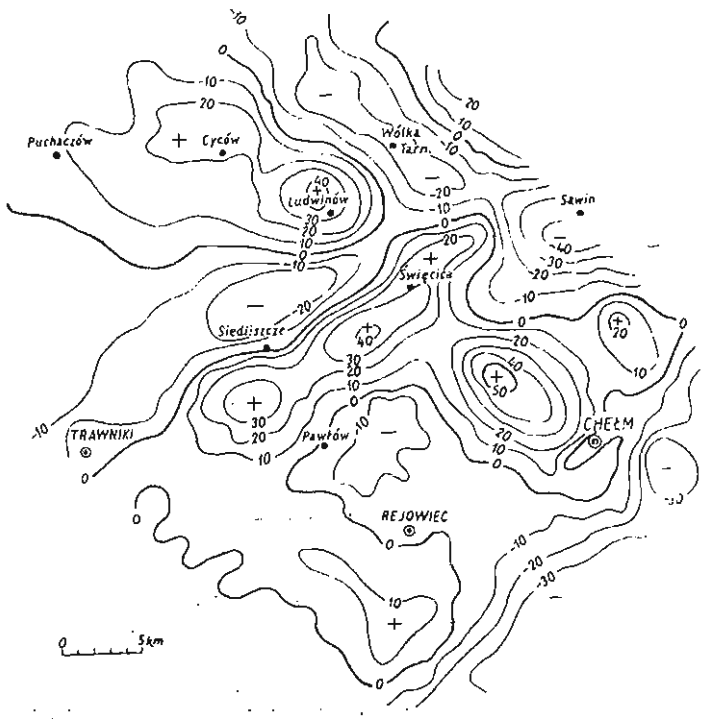

Fig. 1. Mapa resztkowych anomalii magnetycznych ΔT obliczona metodą lokalnej aproksymacji wielomianem I° dla s = 1 km, N = 5. Wartości izolinii w nT (wg A. Koblańskiego, 1982)

Map of residual magnetic anomalies ΔT, calculated by the method of local approximation with polynominal I° for s = 1 km and N = 5. Isoline values in nT (after A. Koblański, 1982)

dy uwagę na niektóre elementy tektoniki, wydzielone już na szkicach strukturalnych granic sejsmicznych (J. Brauer i in., 1983), o których sądzono, że mogą zostać potwierdzone przez anomalie siły ciężkości lub pola magnetycznego. Taka bardzo interesująca, wzajemna korelacja miała właśnie miejsce na północny zachód od Chełma.

Na kierunku tektonicznym NW-SE (odpowiadającym brzegowi platformy wschodnioeuropejskiej), na długości około 10 km, rozciąga się wydłużona, dodatnia anomalia magnetyczna o względnej amplitudzie przekraczającej 50 nT (fig. 1). Trójwymiarowe modelowania magnetyczne, które wykonano dla zespołu anomalii z rejonu Cycowa i Święcicy, objęły swoim zasięgiem także wyżej wspomnianą anomalię Chełma (M. Haber, A. Koblański, 1982). Z modelowania wynikało, że owa grupa anomalii wywołana jest zapewne przez intruzje magmy zasadowej, które mogą występować na głębokości rzędu 3—3,5 km. Zaś intruzja Chełm — Święcica będzie zalegała najpłycej (fig. 2). Płytsze umiejcowienie intruzji pozostawało w zgodzie z informacją, że występuje ona w obrębie wyniesionego skrzydła uskoku Święcicy (A. M. Żelichowski, 1972).

Na strukturalnych szkicach granic sejsmicznych, od jurajskiej począwszy, zaznaczono w tym miejcu dyslokację ukierunkowaną w podob-

ny sposób, co magnetyczny model intruzji. Na szkicach głębszych granic sejsmicznych — karbonu, kambru, wendu — wyinterpretowano już w tym miejscu wąski pas, obramowany dyslokacjami, który jednoznacznie pokrywa się z miejscem występowania intruzji. A zatem jej obecność, z racji wyinterpretowanej głębokości zalegania odnoszona do utworów eokambru, w znaczący sposób wpłynęła na tektonikę utworów nadległych.

Aby pełniej określić wzajemne relacje tektoniczne uzupełniono informacje sejsmiczne badaniami grawimetrycznymi. Na zlecenie Międzyresortowego Instytutu Geofizyki w latach 1986—1987 prowadzono pomiary siły ciężkości wzdłuż istniejących już profili sejsmicznych 4/24-IV-79 (profil A-A') i 5/25-IV-79/81 (profil B-B'). Wykonała je grupa pomiarowa PBG-Warszawa, uzyskując dokładność sięgającą setnych części miligala, przy kroku pomiarowym 250 m (K. Ostrowska, 1986; M. Musiatewicz, 1987).

KONSTRUKCJA PRZEKROJÓW GEOFIZYCZNYCH

MAGNETYCZNY MODEL PODŁOŻA KARBONU

Wiele przesłanek dotyczących niejednorodności strukturalnych w obrębie podłoża krystalicznego uzyskano dzięki badaniom magnetycznym. Z rozmieszczenia anomalii magnetycznych (fig. 1, 2) wynika, że tymi niejednorodnościami mogą być przede wszystkim intruzje magmowe bardziej zasadowego materiału i obdarzone silniejszymi własnościami magnetycznymi (M. Haber, 1986). Mają one charakter linearny i są usytuowane wzdłuż zasadniczych pęknięć tektonicznych na kierunkach NE-SW i NW-SE, przy czym kierunek NE-SW, prostopadły do brzegu platformy wschodnioeuropejskiej, jest kierunkiem najsilniej zaznaczającym się w tektonice podłoża karbonu. Z nim wiążą się zasadnicze przemieszczenia pionowe kompleksu osadowego, takie jak uskok Hanny czy Święcicy. Natomiast kierunek NW-SE uwidacznia się pod postacią poziomego przemieszczenia ciągu anomalii magnetycznych, występujących wzdłuż uskoku Święcicy. Na tej właśnie linii leży pojedyncza, pasmowa anomalia Chełm — Święcica. Po północnej stronie uskoku Święcicy można się domyślać kontynuacji tej przesuwczej strefy uskokowej aż do rejonu anomalii Ludwinowa (fig. 2). Tutaj (Busówno IG 1) natrafiono na wendyjskie wylewy bazaltów i melafirów. Należy przypuszczać, że intruzja Chełm — Święcica jest związana z tym samym okresem działalności wulkanicznej i podobnie jak pozostałe będzie występowała w utworach eokambru i kambru. Wstępna analiza przekrojów sejsmicznych potwierdza wyniki wcześniejszych modelowań magnetycznych i wykazuje, że intruzje te oraz uskoki, którym towarzyszą, w istotny sposób wpłynęły na tektonikę pozostałego nadkładu osadowego.

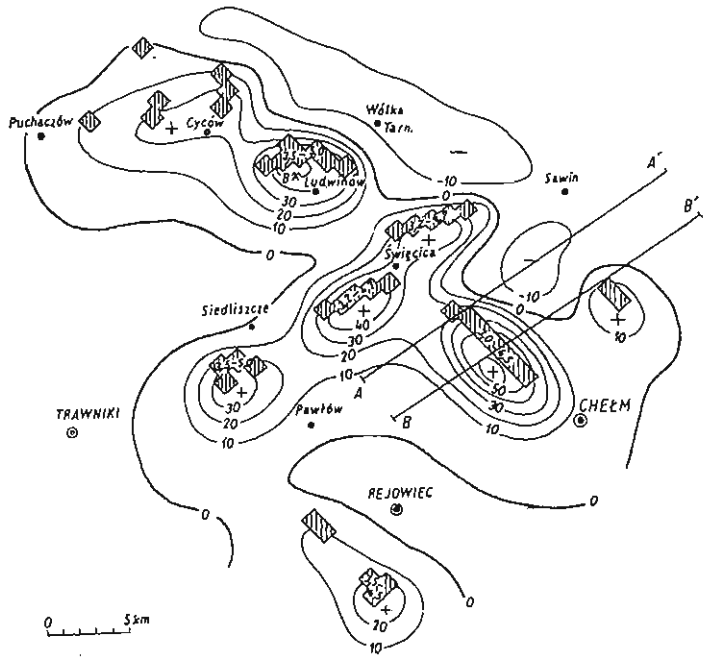

Fig. 2. Mapa teoretycznego efektu magnetycznego obliczonego dla modeli intruzji magmowych zestawionych z elementarnych prostopadłościanów o podatności magnetycznej H = 7000 × 4π × 10⁻⁶ SI. Głębokość do strapu i spągu podano w obrębie intruzji w km (wg M. Habera, 1982)

Map of theoretical magnetic effect calculated for models of igneous intrusions — elementary cuboids with magnetic susceptibility H = 7,000 × 4π × 10⁻⁶ SI. Depth to top and base of intrusions in km (after M. Haber, 1982)

B — Busówno 1G1

MODELE SEJSMOGEOLOGICZNE

Podstawowym materiałem pozwalającym na przystąpienie do konstrukcji modeli przekrojów geofizycznych były głębokościowe przekroje sejsmiczne. Wykonane zostały przez PBG-Warszawa w ramach tematu *Łuków-Parczew-Chełm-Hrubieszów 1979—81*. Z uwagi na duże rozmiary w oryginalnej skali, zdecydowano się na ich prezentację w formie zmniejszonej i z konieczności nieco zgeneralizowanej. Pozwala to jednak na ogólną orientację w układzie tektonicznym (fig. 3, 4).

Dzięki wierceniom można dokonać wstępnej identyfikacji poszczególnych horyzontów refleksyjnych i rozdzielić je na dwa kompleksy: mezozoiczno-karboński i staropaleozoiczny. Najpłytsze refleksy odpowiadają dolnym partiom kredy. Jura uwidacznia się pod postacią bardzo wyraźnego, płasko zalegającego horyzontu przewodniego, który z racji pojawiających się lokalnych niezgodności kątowych względem karbonu, daje się łatwo prześledzić na całej długości profili. Można też zauważyć uskoki o stosunkowo niedużych zrzutach (do 100 m), bądź deformacji o

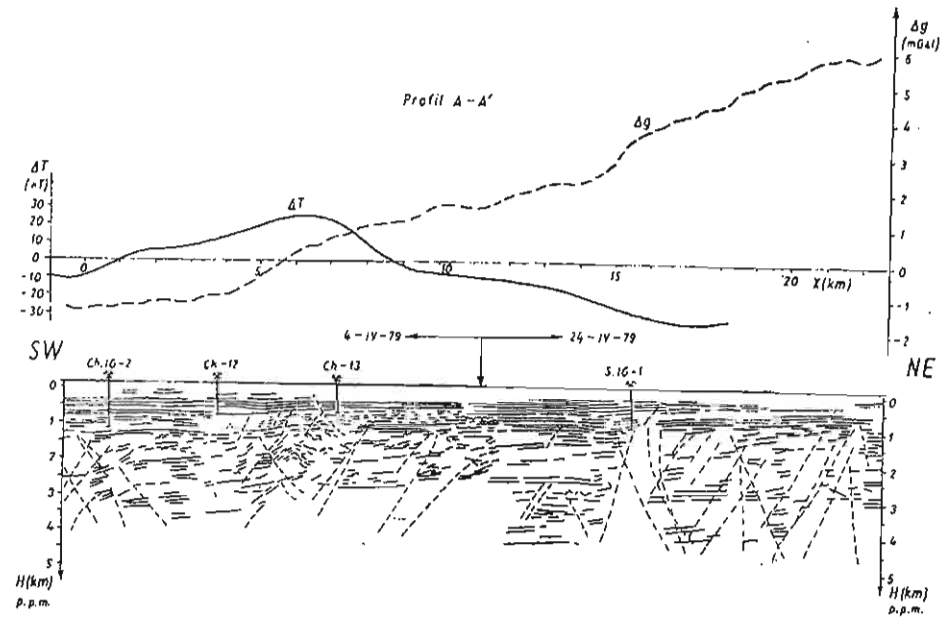

Fig. 3. Natężenie pola magnetycznego i siły ciężkości nad głębokościowym przekrojem sejsmicznym 4/24-IV-79 PBG

Magnetic intensity and gravity along the deep seismic profile 4/24-IV-79 PBG

charakterze fleksuralnym. Stają się one jakby bardziej widoczne, kiedy odniesie się je do nieciągłości wywodzących się z głębszych partii podłoża. Można to zaobserwować między innymi właśnie w interesującej strefie anomalii magnetycznej Chełm—Święcica.

Podobnie wyraźnie rysują się refleksy sejsmiczne wywołane przez utwory karbonu zróżnicowane pod względem własności fizycznych. Zawierają się one najczęściej w obrębie trójdzielnego pakietu refleksów.

Pierwszy z nich, wyraźny z racji dużych kontrastów twardości akustycznej pomiędzy pokładami węgla i skałą płoną, należy odnieść do utworów uwęglonego westfalu.

Niższy przedstawia się jako strefa słabszych odbić, co w korelacji z otworem wiertniczym Chełm 17 należy powiązać z pakietem mniej urozmaiconego namuru o miąższości rzędu 650 m.

Ponowny wzrost intensywności odbić — jak wynika z przesłanek wiertniczych — pojawia się na głębokości występowania utworów wizenu. Ilasto-mułowcowy, stosunkowo jednorodny, kompleks namuru podścielony jest kilkunastometrową ławicą twardego akustycznie wapienia wizeńskiego. Obecność przewarstwień wapiennych jest charakterystyczna dla utworów wizenu i temu z pewnością należy przypisać wzmocnienie dynamiki zapisu sejsmicznego. Jest to tym bardziej uzasadnione, że pod wizenem pojawia się tu iłowcowy kompleks syluru, jeszcze mniej zróżnicowany, ale z pewnościa znacznie twardszy akustycznie, choćby z racji wieku i głębokości zalegania.

Pozostała część starszego paleozoliku jest równie mało ciekawa sejsmicznie. W jego obrębie można wydzielić zaledwie pojedyncze, na ogół

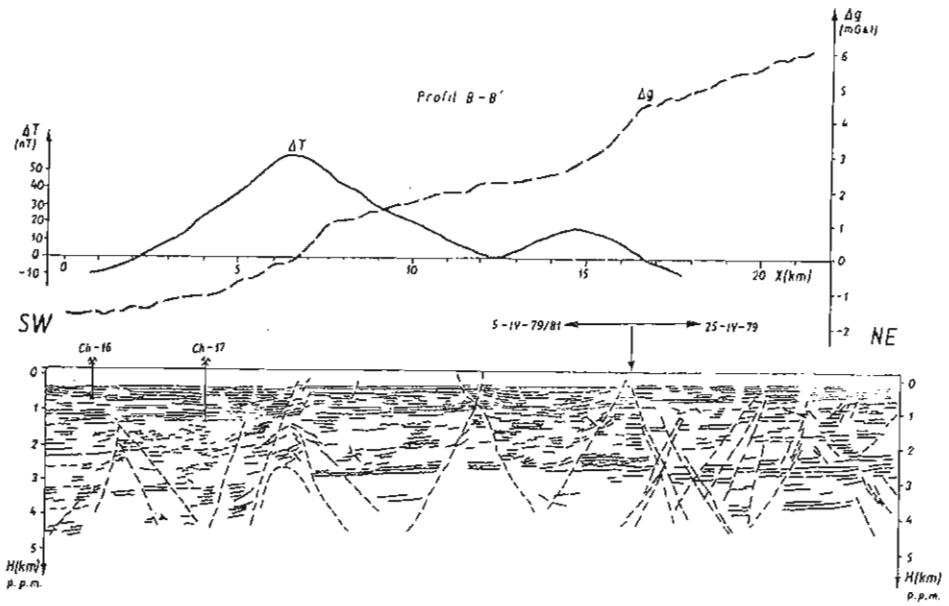

Fig. 4. Natężenie pola magnetycznego i siły ciężkości nad połączonymi głębokościowymi przekrojami sejsmicznymi 5-IV-79/81 PBG i 25-IV-79 PBG
Magnetic intensity and gravity along combined deep seismic profiles 5-IV-79/81 PBG and 25-IV-79 PBG

płasko zalegające refleksy. Wyraźny, chociaż wąski i mający reperowe znaczenie horyzont przewodni, pojawia się w środkowych partiach kompleksu staropaleozoicznego. Odpowiada on drugiemu węglanowemu akcentowi paleozoiku w postaci kilkudziesięciu metrów wapiennych przewarstwień ordowiku.

Jak wynika z wierceń, które sięgnęły skonsolidowanego podłoża prekambryjskiego (Niwa 1) lub magnetyzmu wendyjskiego (Busówno IG 1), najgłębsze, korelujące się refleksy będą już związane z kontrastowym kontaktem kompleksu osadowego ze skałami typu magmowego. Mułowcowo-piaskowcowy kambr i podobny, osadowy, kompleks eokambru, o zwiększonym udziale piaskowców arkozowych, nie stanowi raczej ośrodka, który mógłby generować refleksy sejsmiczne.

Na obraz tych w miarę płasko ułożonych refleksów nakłada się skośna sieć odbić o charakterze dyfrakcyjnym. Jej obecność świadczy o istnieniu dyslokacji, widocznych także pod postacią wielu przerw w ciągłości horyzontów refleksyjnych związanych z podłożem karbonu. Ogólne spojrzenie na przekroje sejsmiczne z odniesieniem do rozkładu anomalii siły ciężkości i pola magnetycznego daje możliwość wzajemnego uzupełniania informacji i odnajdywania przyczyn tektonicznych dla przesłanek geofizycznych.

W miarę przechodzenia ku wnętrzu platformy wschodnioeuropejskiej, a także wynurzania się staropaleozoicznego podłoża karbonu na skonsolidowane podłoże prekambryjskie następuje przyrost siły ciężkości. Częściowo można to także uzasadniać wyraźnym zmniejszaniem się miąższości kompleksu karbońskiego w kierunku wschodnim.

Jak wynika z charakteru anomalii Δg, nie należy się spodziewać, aby owo wypłycanie podłoża następowało w sposób łagodny. Wykresy Δg obydwu profili wykazują trójdzielność, spowodowaną dwoma przyrostami gradientu poziomego w ich części środkowej od 0,2 mGala/km do około 1 mGala/km (fig. 3, 4). Tak znaczne przyspieszenie narastania siły ciężkości należy odnieść wprost do dużych uskoków lub innych nieciągłości tektonicznych o podobnym charakterze. Jest to tym bardziej uzasadnione, że pierwszemu z tych gradientów, który pojawia się w okolicy 5-tego kilometra obu profili, towarzyszy także dodatnia anomalia magnetyczna ΔT (fig. 3, 4). W myśl wyników przestrzennego modelowania magnetycznego (fig. 2), w miejscu tym na przekrojach sejsmicznych powinno się odnaleźć układ refleksów, które potwierdzałyby obecność intruzji magmowej. Jakby bardziej przekonujące okazało się to dla profiu A-A' (fig. 3), chociaż profil ten przebiega zaledwie północnym skrajem modelu intruzji. Ułożenie refleksów sugeruje nawet odczytanie stożkowatych form wulkanopodobnych, które mogą się znajdować między otworami wiertniczymi Chełm 12 i Chełm 13. Mała amplituda anomalii ΔT, sięgająca 20 nT względem 50 nT na sąsiednim profilu, potwierdza jednak zmniejszenie masy czynnej magnetycznie i konieczność przestrzennej analizy tektoniki. Na obydwu przekrojach widać tu, że deformacje przechodzą od podłoża do utworów karbonu i należy się także liczyć z ich częściową kontynuacją aż do powierzchni ziemi.

Drugi, nieco nawet szybszy przyrost siły ciężkości następuje po strefie lokalnego obniżenia wartości Δg na obu profilach, w okolicy 15-tego kilometra. Na przekroju sejsmicznym B-B' (fig. 4) dość łatwo można się tu dopatrzyć synklinalnego zagłębienia, ujętego w ramy refleksów dyfrakcyjnych, które świadczą o obecności dyslokacji. I podobnie jak w rejonie wcześniej omawianej strefy gradientowej także i tu uskoki zdają się sięgać powierzchni ziemi.

Na przekroju A-A' (fig. 3) istnienie w tym miejscu względnego obniżenia potwierdza otwór wiertniczy Sawin IG 1, w którym miąższość westfalu wzrasta do około 180 m, wobec zaledwie ok. 70 m w otworze Chełm 13. Jednakże jednocześnie zmniejszeniu ulega tu łączna miąższość namuru i wizenu od około 600 m (Chełm 17) do ok. 370 m (Sawin IG 1). Nasuwa się przypuszczenie, że redukcja miąższości dolnych partii karbonu i bardzo płytkie zaleganie syluru może wynikać z przejścia otworu wiertniczego Sawin IG 1 przez uskok, na głębokości występowania namuru.

Przy ogólnej tendencji do wynurzania się podłoża w kierunku wschodnim, na obu przekrojach sejsmicznych dochodzi tu do zaskakującej zmiany w obrazie falowym. Polega ona na utracie wyraźnego zróżnicowania na osadowy kompleks eokambryjski i granitoidowy podłoża skonsolidowanego w miejscu łączenia dwóch oddzielnie wykonywanych profili sejsmicznych. Po stronie wschodniej pojawiają się głębokie refleksy już w obrębie ogólnie monolitycznego podłoża. Ma tu zapewne znaczenie fakt, że profile wschodnie obu analizowanych przekrojów sejsmicznych wykonano metodą profilowania 24-krotnego bez zastosowania dekonwolucji w procesie obróbki cyfrowej. Natomiast części zachodnie przebadano jeszcze metodą profilowania 12-krotnego, ale z zastosowaniem dekonwolucji. Uwaga ta jest tym bardziej uzasadniona, że nieoczekiwana przemiana obrazu falowego w obu przypadkach zachodzi w miejscu łączenia profilu

5-IV-78/81 z profilem 25-IV-79 oraz 4-IV-79 z profilem 24-IV-79, który stanowi jego przedłużenie. Z tektonicznego punktu widzenia, łączenia te usytuowane są w różnych miejscach, przesuniętych względem siebie o około 5 km. Na profilu A-A' (fig. 3) łączenie następuje po stronie południowo-zachodniej synklinalnego zagłębienia i odpowiadającej mu lokalnej, ujemnej anomalii siły ciężkości. Natomiast na profilu B-B' (fig. 4) łączenie ma miejsce od jego strony północno-wschodniej. Trudno więc doszukać się jakiegoś racjonalnego wyjaśnienia tego zjawiska na gruncie geologicznym. Najbliższym prawdy wyjaśnieniem tej zagadki interpretacyjnej wydaje się być koncepcja wystąpienia odbić wielokrotnych.

W tej części profili do konstrukcji modeli przekrojów geofizycznych wykorzystano głównie karbońską strefę głębokościową przekrojów sejsmicznych. Wzięto też pod uwagę taki układ zamaskowanych, głębszych refleksów, który pozostawał w zgodzie z faktem narastania siły ciężkości w kierunku wschodnim, a zarazem z kierunkiem regionalnego wynurzania się stropu podłoża skonsolidowanego.

MODELE GRAWIMETRYCZNO-GEOLOGICZNE

Spadek wartości siły ciężkości po zachodniej stronie profili odpowiada zatem zagłębianiu się podłoża. Można to także choćby w części wyjaśnić znaczącym przyrostem miąższości lżejszego z pewnością westfalu. Warstwy lubelskie zawierają bowiem liczne pokłady węgla, a z racji wieku i stosunkowo płytkiego zalegania w mniejszym stopniu poddane były działaniu kompakcji i diagenezy. W otworze wiertniczym Chełm 13 warstwy lubelskie mają zaledwie ok. 70 m miąższości, podczas gdy w otworze wiertniczym Chełm 12 osiągają grubość rzędu 200 m. O obniżającym wpływie westfalu na wartość siły ciężkości może też świadczyć ujemna, lokalna anomalia z okolicy otworu wiertniczego Sawin IG 1, ze środkowej części profili. Jak już wspomniano w poprzednim rozdziale, także i tu nawiercono pogrubiony do ok. 180 m kompleks westfalu. Na przekroju sejsmicznym B-B' (fig. 4) widać w tym miejscu obniżenie w formie niecki obramowanej uskokami. Towarzyszy im stosunkowo łagodne ugięcie refleksów pochodzących od warstw karbonu, które daje się także zaobserwować nieco głębiej, w obrębie podścielającego go syluru.

Bardzo efektywna okazała się w tym wypadku możliwość wzajemnej korelacji sąsiadujących ze sobą profili, które przechodzą przez te same elementy tektoniczne. Można w takim wypadku wykorzystać sposobność do wzajemnego przenoszenia i uzupełniania znaczących informacji, choć bez przesadnej precyzji. Ważna może być czasami tylko możliwość uchwycenia zasadniczych tendencji strukturalnych.

Na przekroju A-A' (fig. 3) nie widać już tak jednoznacznie tego ugięcia. Jednakże przez analogię do lokalnego obniżenia siły ciężkości, jak i przyrostu miąższości westfalu określonego wierceniem Sawin IG 1, należy także i tu przyjąć koncepcję lokalnego zapadliska w formie słabo uformowanego, płytkiego i szerokiego rowu. Wyraźne przejawy uginania refleksów karbońskich można tu dostrzec jedynie od strony wiercenia. Dalej w kierunku wschodnim, „kaskadowy" wzrost siły ciężkości świadczy swoim lokalnym gradientem o podobnym układzie tektonicznym góro-

tworu. Efekt grawitacyjny może być tutaj nawet nieco wzmocniony, gdyż uskokowemu wyniesieniu względnie ciężkich partii podłoża powinna towarzyszyć erozyjna eliminacja lżejszego westfalu.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNO—MIĄŻSZOŚCIOWA I GĘSTOŚCIOWA

Najstarszymi utworami nawierconymi tu bezpośrednio pod kompleksem karbońskim okazały się iłowce szare z graptolitami, wskazującymi na wiek sylurski. W otworze wiertniczym Chełm 17 osady syluru napotkano na głęb. ok. 1490 m, a w otworze Sawin IG 1 na głęb. 1085 m. Pierwszy z nich zlokalizowany bezpośrednio na profilu B-B', wskazuje na stopień zapadania podłoża karbonu na SW, które na dystansie około 10 km ulega 400-metrowemu obniżeniu. Towarzyszy mu przyrost łącznej miąższości karbonu od ok. 550 do 820 m.

Z uwagi na wiek karbon rozdzielony jest tu na trzy piętra: wizen, namur i najmłodszy westfal. Także z punktu widzenia zróżnicowania litologicznego, które mogłoby mieć związek z powstawaniem refleksów sejsmicznych lub anomalii siły ciężkości, kompleks karboński należy podzielić na trzy części. Wapienno-iłowcowy wizen i mniej różniące się od siebie własnościami fizycznymi: piaskowcowo - mulasty namur i najsilniej uwęglony, ilasto-mułowcowy westfal.

Owa trójdzielność wydaje się uwidaczniać na przekrojach sejsmicznych. Określone dzięki wierceniom położenie wapieni wizeńskich odpowiada wzmocnieniu refleksów sejsmicznych, wyraźnie widocznemu szczególnie na orgynalnych, głębokościowych przekrojach sejsmicznych. Wyżej, w obrębie mniej zróżnicowanych utworów namuru następuje spadek intensywności odbić. Ponowna poprawa dynamiki zapisu sejsmicznego pojawia się w przedziale głębokości występowania węglonośnego westfalu. Pokłady węgla kontrastowo różniące się gęstością a zarazem twardością akustyczną od utworów płonnych, podobnie jak wapienie wizenu, stanowią ośrodek sprzyjający powstawaniu silniejszych refleksów sejsmicznych. Z tych samych powodów oraz z racji wieku i związanej z nim różnicy w stopniu lityfikacji, najmłodsze ogniwo karbonu winno się charakteryzować stosunkowo najniższą gęstością. O ile dla całego kompleksu karbońskiego przyjmuje się wartość średnią gęstości 2,52 t/m^3 (T. Grabowska, 1978), to dla utworów westfalu zdecydowano się ją obniżyć do 2,48 t/m^3.

Iłowcowy, bardzo jednorodny sylur, o miąższości dochodzącej do 700 m na zachodzie, może mieć średnią gęstość rzędu 2,66 t/m^3 (E. Niepielska, 1973; T. Grabowska, 1978).

Ciężki z racji zawartości węglanów ordowik, o symbolicznej dla badań grawimetrycznych miąższości rzędu 60 m, a przy znacznej głębokości zalegania może w niewielkim stopniu wpływać na kształt anomali Δg jedynie w miejscu wynurzenia na podkarbońską powierzchnię erozyjną. Jego gęstość szacuje się na 2,75 t/m^3. Jakkolwiek obecność ordowiku nie ma większego znaczenia w badaniach grawimetrycznych, o tyle skokowa zmiana twardości akustycznej na tle monotonnego kompleksu staropaleozoicznego może mieć reperowe znaczenie dla badań sejsmicznych. Daje

on wyraźne i dobrze korelowane refleksy, występujące na głębokości rzędu 2 km w części zachodniej profili, bardziej przejrzystej dla interpretacji. Dzięki temu można tu w miarę dokładnie określić miąższość i ułożenie syluru.

Zaskakująco lekkie, jak na swój wiek, zdają się być utwory kambru i eokambru o łącznej miąższości rzędu 1,5 km. W miąższości tej uwzględniono także ostatnie ogniwo kompleksu osadowego, jakim są epikontynentalne piaskowce pstre ryfeju serii poleskiej (B. Areń, 1984). Trójdzielny, eokambryjski kompleks wendu ma charakter arkoz, piaskowców arkozowych o lepiszczu ilastym, czasem mułowców i iłowców. Podobne w charakterze są utwory kambru, prawie w całości piaskowcowego z wkładkami iłowca i mułowca (K. Lendzion, 1984). Miąższość tego potężnego kompleksu piaskowcowego może na wschodzie zmniejszać się do 1200 m. Ocenę miąższości oparto zasadniczo o informacje dostarczone przez głębokie otwory wiertnicze takie, jak: Niwa 1, Bachus 1, Roskosz 1 i Busówno IG 1. Dzięki kontrastowi własności fizycznych pomiędzy utworami osadowymi i krystalicznymi podłoża, głębokość zalegania jego stropu można było także określić dzięki głębokościowym przekrojom sejsmicznym. Arkozowo - piaskowcowy eokambr i podobny w charakterze kambr uważany jest powszechnie za kompleks wyraźnie lżejszy niż pozostałe utwory podłoża. Przyjęta do obliczeń modelowych gęstość 2,55 t/m^3 może być więc wartością zbliżoną do rzeczywistej. Do jej przyjęcia upoważniają częściowo wyniki z otworów wiertniczych Krowie Bagno IG 1 i Wisznice IG 1, choć przedział zmienności zawiera się między wartościami 2,70 i 2,33 t/m^3 dla otworów Dyle IG 1 i Radzyń IG 1 (E. Niepielska, 1973; T. Grabowska, 1978).

Strop podłoża krystalicznego widać w postaci ostatniego już, w miarę pewnego, horyzontu sejsmicznego w środkowej części przekroju B-B'. Brak w tym miejscu głębiej położonych refleksów nasuwa wątpliwości co do wiarygodności głębokich odbić zarejestrowanych w innych częściach profili. Jest to tym bardziej wątpliwe, że wykazują one brak związku z tektoniką. Gęstość podłoża, zbliżona do typowej gęstości skał granitoidowych — 2,67 t/m^3 przyjęto na podstawie wyników badań ciężaru objętościowego w dość odległych otworach wiertniczych Kaplonosy IG 1 i Wisznice IG 1 (S. Małoszewski i in., 1973).

MODELOWANIE GRAWIMETRYCZNE

Konstrukcja modeli zasadniczo wywodzi się z głębokościowych przekrojów sejsmicznych oraz informacji z otworów wiertniczych. W znacznym stopniu została ona jednak uzupełniona w wyniku weryfikacji teoretycznego efektu grawitacyjnego obliczonego dla modeli, z pomiarowym rozkładem anomalii siły ciężkości. Dla ułatwienia prezentacji, wykres anomalii Δg w redukcji Bouguer'a przedstawiono w formie anomalii resztkowej, poprzez odjęcie stałego poziomu.

Wyniki obliczeń efektu grawitacyjnego nad przekrojami gęstościowymi potwierdziły konieczność przyjęcia dwuczęściowego modelu karbonu. Stała dla całego kompleksu karbońskiego gęstość 2,52 t/m^3 nie pozwoliła na uzyskanie podobnych do anomalii pomarowych Δg rozmiarów, amplitud i lokalnych gradientów poziomych. Szczególnie wyraźnie uwi-

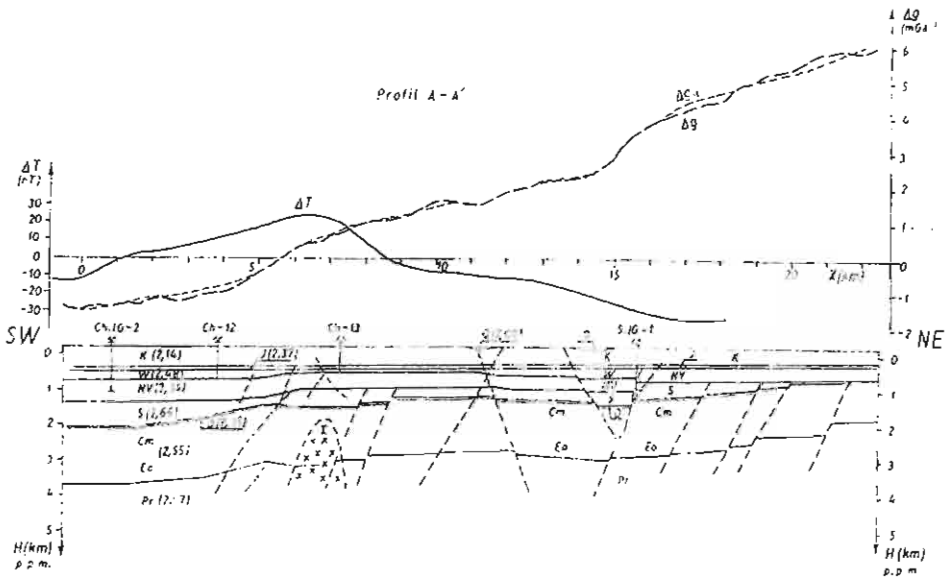

Fig. 5. Model gęstościowy przekroju geofizycznego na profilu A — A'

Density model of geophysical cross section along the profile A — A'

Sumaryczny efekt grawitacyjny Δ_{gM} obliczono dla utworów prekambru (Pr), eokambru i kambru (Eo i Cm), ordowiku (O), syluru (S), wizenu i namuru (NV), westfalu (W), jury (J), kredy (K) oraz przypowierzchniowych rozluźnień gęstościowych (Q). Gęstość w t/m³; I — intruzja bazaltowa

Summative gravity effect Δ_{gM} calculated for Precambrian (Pr), Eocambrian and Cambrian (Eo and Cm), Ordovician (O), Silurian (S), Visean and Namurian (NV), Westphalian (W), Jurassic (J) and Cretaceous (K) rocks and near-surface density loosenings Q). Density in t/m³; I — location of basalt intrusion

doczniło się to na profilu A-A' (fig. 5), pomiędzy otworami wiertniczymi Chełm 12 i Chełm 13, a także przy drugiej lokalnej strefie gradientowej z okolicy otworu wiertniczego Sawin IG-1. Na profilu B-B' (fig. 6), nawet po gęstościowym zróżnicowaniu karbonu, teoretyczny wykres Δg_M jest tutaj jeszcze jakby nieco za łagodny. Nasunęło to kolejne przypuszczenie, że być może, także nadkład mezozoiczny wziął udział w odmłodzeniu tektoniki podłoża staropaleozoicznego. Po stronie skrzydła zrzuconego mogły tworzyć się przyuskokowe obniżenia pod koniec sedymentacji mezozoicznej, które wypełniły się lżejszymi utworami gezów czy opok a w końcowym etapie piasków i glin polodowcowych. Odmładzanie uskoku mogło też sprzyjać procesom krasowienia.

Wpływ tych hipotetycznych niejednorodności przypowierzchniowych uwzględniono poprzez przykładowe wprowadzenie soczewkowatych modeli o gęstości zmniejszonej o 80 kg/m³ względem kompleksu górnomezozoicznego. Zachęcająca poprawa zgodności wykresów, dotycząca w szczególności lokalnych gradientów poziomych Δg, zdaje się potwierdzać koncepcję rozluźnień przypowierzchniowych. Ich zwiększonego udziału można się spodziewać na profilu B-B' (fig. 6), w rejonie strefy uskokowej i towarzyszącej jej intruzji. Profil ten przechodzi bardziej centralnie przez obszar anomalii magnetycznej, a zarazem przez strefę występujących tu-

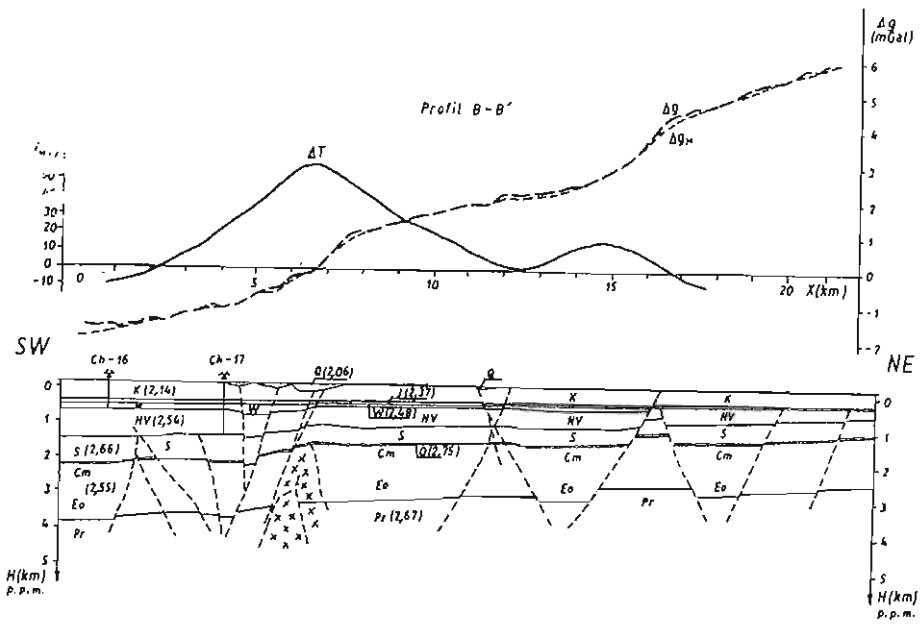

Fig. 6. Model gestościowy przekroju geofizycznego na profilu B — B'

Density model of geophysical cross section along the profile B — B'

Objaśnienia jak na fig. 5
Explanations as given in Fig. 5

taj deformacji. Na profilu A-A' (fig. 5), leżącym na skraju intruzji, nie zakłada się już tak dużego udziału owych przypowierzchniowych rozluźnień, choć jak wynika z rozbieżności wykresów, nie należy ich całkowicie wykluczać.

Można na tej podstawie zaryzykować tezę, że pojawienie się przy powierzchni nagromadzeń młodszych i lżejszych utworów osadowych, może być zwiastunem obecności znaczących uskoków w obrębie podłoża paleozoicznego. Ulegały one odmłodzeniu w późniejszym czasie, aż po okres zlodowaceń włącznie. Częściowym potwierdzeniem tej hipotezy mogą być badania przypowierzchniowe, prowadzone w strefie uskoku Święcicy (K. Wyrwicka, R. Wyrwicki, 1986). Odnoszą one nagromadzenie tego typu utworów właśnie do działalności lądolodów, przy istotnym udziale głębszych uwarunkowań tektonicznych.

Modelowanie podłoża karbonu oparto z konieczności jedynie na badaniach geofizycznych. Główną informację strukturalną w postaci układu warstw zaczerpięto z głębokościowych przekrojów sejsmicznych. Istotnych informacji tektonicznych dostarczyły skorelowane refleksy o charakterze dyfrakcyjnym. Ten rodzaj refleksów sejsmicznych, nieco trudniejszy w interpretacji, w ujęciu kompleksowym wraz z wynikami badań magnetycznych i grawimetrycznych pozwala na wyciąganie wniosków odnośnie do lokalizacji uskoków i ich kątów zapadania. Widać je szczególnie wyraźnie w obrębie podłoża. W miarę zbliżania ku powierzchni stają się coraz mniej widoczne, aż do zupełnego zaniku w utworach

nadkładu mezozoicznego. Ich obecności można się już tylko domyślać, z racji technicznych ograniczeń sejsmiki niskoczęstotliwościowej do wykrywania płytkich i niewielkich przemieszczeń pionowych, maskowanych kolejnymi cyklami osadowymi. Budowę płytszych od karbonu utworów należy więc rozpatrywać w odniesieniu do tektoniki podłoża. Jako fudament warunkuje ono kolejne etapy sedymentacyjne, w różnym stopniu przekazując swój schemat tektoniczny do nadkładu, oddziaływując niekiedy także na powierzchniowe procesy geologiczne. Wydaje się, że ważnego uzupełnienia płytkich informacji tektonicznych należałoby oczekiwać od metod geoelektrycznych i geotermicznych.

Podobne własności fizykomechaniczne górotworu na całej długości profili determinują typowy rodzaj deformacji tworzących się w wyniku rozładowywania naprężeń tektonicznych. Płaszczyzny uskokowe wydają się być nachylone pod kątem rzędu 70°. Natomiast określone na drodze modelowania wielkości zrzutów w obrębie podłoża w większości przypadków zawierają się w przedziale 100—200 m, sporadycznie przekraczając 300 m.

Oba modele, podobnie jak układ anomalii siły ciężkości, mają charakter trójdzielny. Ową trójdzielność akcentują: intruzja magmowa od strony południowo-zachodniej i strefa płytkiego rowu, leżąca na północny wschód od intruzji, w środkowej części profili.

Początek profili jest wschodnim obrzeżeniem, bardziej obszernego obniżenia paleozoiku w okolicach Rejowca. W stropie karbonu leży tu gruby (około 200 m) kompleks westfalu, a łączna miąższość karbonu dochodzi do 850-900 m. W podłożu karbonu nie pojawiają się jeszcze osady dewonu, a osady syluru osiągają grubość rzędu 750 m. Wschodnią krawędź tego obniżenia stanowi strefa dyslokacyjna i związana z jej obecnością intruzja magmowa Chełm — Święcica. Różnica w głębokości zalegania spągu karbonu po obu stronach strefy dyslokacyjnej dochodzi do 500 m, przy czym dla profilu A-A' (fig. 5) obniżenie następuje w sposób bardziej łagodny i raczej nie powinno być związane z obecnością tak licznych uskoków jak to ma miejsce na profilu B-B' (fig. 6).

Po wschodniej stronie strefy dyslokacyjnej, w obrębie skrzydła wyniesionego, miąższość karbonu ulega zredukowaniu do wartości rzędu 550 m na profilu A-A' i 700 m na profilu B-B' (fig. 5, 6). Przy czym kilkudziesięciometrowa miąższość westfalu wydaje się być nieco mniejsza na profilu B-B', usytuowanym od strony południowej. Grubość syluru spada w zależności od sytuacji tektonicznej do 350-400 m.

Skonsolidowane podłoże prekambryjskie wynurza się od głębokości około 3,7 km na SW, do 2—2,5 km na NE, na długości 25 km.

W środkowej części obu profili występuje strefa płytkiego rowu. Dochodzi tu do ponownego pogrubienia osadów karbońskich do około 900m. Modelowania wykazały, że wschodni brzeg tego rowu jest uskokiem, zrzucającym utwory karbonu o około 250 m w stronę południowo-zachodnią. Poza nim, po stronie skrzydła wyniesionego, należy się liczyć z całkowitym brakiem osadów westfalu i zdecydowanym spadkiem miąższości karbonu do ok. 400 m.Dzięki zróżnicowaniu dynamiki refleksów karbońskich i staropaleozoicznych, a także dającej się między nimi zaobserwować niezgodności kątowej, dość pewne wydaje się określenie miąższości i głębokości zalegania karbonu. Nieco mniej pewności można

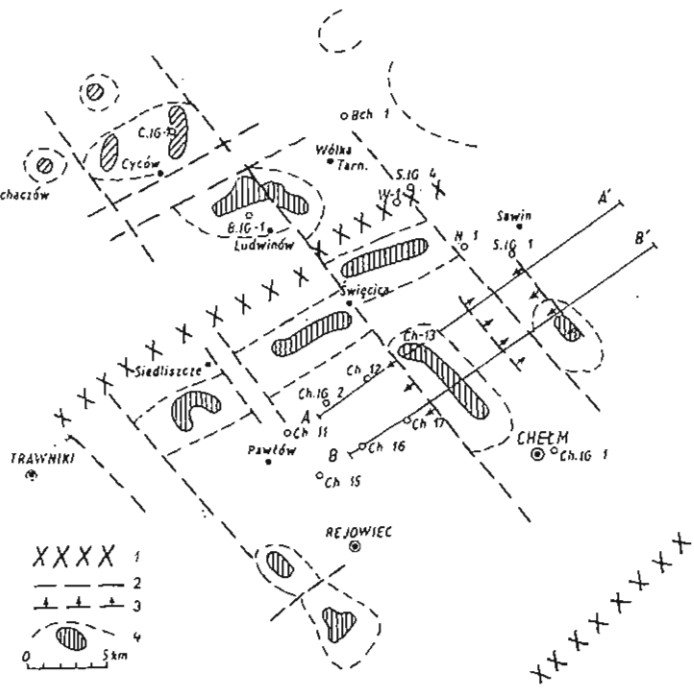

Fig. 7. Lokalizacja głównych dyslokacji na tle szkicu tektonicznego utworów czynnych magnetycznie (M. Haber, A. Koblański, 1982)

Location of major dislocation at the background of tectonic sketch map of magnetically active rocks (after M. Haber and A. Koblański, 1982)

1 — strefy maksymalnych gradientów $\Delta T/\Delta x$ interpretowane jako dyslokacyjne brzegi głównych jednostek tektonicznych; 2 — przypuszczalne dyslokacje według interpretacji badań magnetycznych; 3 — uskoki i kierunki zrzutów według kompleksowej interpretacji na profilach A — A' i B — B'; 4 — kontury anomalii magnetycznych i modele intruzji magmowych; otwory wiertnicze: Bch — Bachus 1, B IG 1 — Busówno IG 1, W 1 — Wierzbica 1, N 1 — Niwa 1, S IG 1 — Sawin IG

1 — zones of maximum gradients $\Delta T/\Delta X$, interpreted as fault margins of major tectonic units; 2 — dislocations inferred on the basis of magnetic surveys; 3 — faults and directions of throw according to complex intepretation of the profiles A — A' and B — B'; 4 — contours of magnetic anomalies and models of igneous intrusion; boreholes: Bch 1 — Bachus 1, B IG 1 — Busówno IG 1, W 1 — Wierzbica 1, N1 — Niwa 2, S IG 1 — Sawin IG 1

mieć w odniesieniu do budowy jego podłoża. Nie udało się ostatecznie określić czy podłoże ulega tutaj dalszemu wynoszeniu, aż do całkowitego wyklinowania utworów syluru a nawet ordowiku, tak jak na profilu A-A' (fig. 5), czy też wypłycanie następuje stopniowo, raczej kosztem karbonu, tak jak na modelu B-B' (fig. 6). Oba warianty powodują bowiem podobny przyrost siły ciężkości. Pierwszy — przyrostem masy granitoidów podłoża, przy ubytku stosunkowo ciężkiego syluru, drugi natomiast dzięki zachowaniu syluru kosztem wolniejszego wynoszenia podłoża.

Utwory paleozoiku przykryte są przez płasko zalegające osady jury. W ich przypadku niewielkich deformacji tektonicznych należy oczekiwać w miejscu występowania intruzji magmowej i w strefie płytkiego rowu. Jego położenie zaznaczono na tle szkicu tektonicznego (fig. 7), sporządzonego na podstawie interpretacji badań magnetycznych (M.

Haber, A. Koblański, 1982). Należy tu dodać, że jest on dalszą, południowo-wschodnią kontynuacją rowu, którego obecność zaznaczono już wcześniej na tektonicznej mapie karbonu Lubelszczyzny (J. Porzycki, 1978).

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Kompleksowe opracowanie przekrojów geofizycznych pozwoliło na możliwie szerokie uargumentowanie konstrukcji proponowanych modeli. Na drodze modelowania grawimetrycznego przetestowano szereg propozycji tektonicznych i zależności głębokościowo-miąższościowych, a także z konieczności gęstościowych. Trzeba w tym miejscu wyrazić nadzieję, że pojawią się wkrótce realne możliwości określania *in situ* tego podstawowego parametru przewiercanych skał, jakim jest naturalny ciężar objętościowy, czyli gęstość. Znajomość tego parametru ma kluczowe znaczenie dla poprawy wiarygodności proponowanych rozwiązań modelowych. Już teraz można by przystąpić do pozyskiwania tej bezcennej informacji poprzez rutynowe określanie gęstości rdzenia, bezpośrednio po wydobyciu go z otworu wiertniczego.

Mimo ograniczeń technicznych poszczególnych metod geofizycznych, kompleksowa interpretacja geofizyczna jest w stanie dostarczyć ważnych i obiektywnych informacji. Nie wydaje się możliwe, aby bez znajomości pola magnetycznego, anomalii siły ciężkości, czy rozkładu oporności geoelektrycznej nad przekrojami sejsmicznymi, można było odnaleźć i zidentyfikować wiele z istotnych elementów tektoniki. Najlepszych zaś, bo testowanych rozwiązań, mogą dostarczyć modelowania prowadzone dla bliskich rzeczywistości parametrów fizycznych.

Przedstawione tu wyniki modelowania grawimetrycznego opracowano dzięki programowi komputerowemu o nazwie „SKOK" z biblioteki programów Międzyresortowego Instytutu Geofizyki AGH (G. Bojdys, 1975).

Interpretacja wykazała powiązanie tektoniki kompleksu karbońskiego oraz nadkładu mezozoicznego z tektoniką podłoża staropalezoicznego. Zidentyfikowano występujące na przekrojach sejsmicznych komplikacje tektoniczne spowodowane obecnością intruzji Chełm — Święcica. Określono też przypuszczalny układ deformacji w obrębie strefy dyslokacyjnej, której towarzyszy intruzja, oraz wielkość i rodzaj ich ingerencji w utwory nakładu.

Dzięki modelowaniom grawimetrycznym wykazana została możliwość istnienia związku pomiędzy charakterem anomalii Δg a grubością węglonośnego westfalu. Sugerują one całkowity jego brak po północno-wschodniej stronie analizowanych profili, natomiast od strony południowo-zachodniej i północnej stopniowy wzrost jego miąższości.

Wysunięto tezę powiązania wąskopromiennych anomalii siły ciężkości z przypowierzchniowymi rozluźnieniami górotworu, które mogą mieć związek z odradzającą się aktywnością tektoniczną podłoża. To zagadnienie należy traktować jako sygnalizację problemu, którego szerszego naświetlenia należy oczekiwać od dalszych prac badawczych prowadzonych na tym terenie.

W podsumowaniu wypada także rozpatrzyć aspekt ekonomiczny związany z rozpoznawaniem budowy geologicznej szczegółowymi, kompleksowymi badaniami geofizycznymi. Koszt prac geodezyjnych, które towarzyszą badaniom grawimetrycznym, jest ponad dwukrotnie wyższy od samych obserwacji grawimetrycznych. Gdyby ich wykonanie powiązać organizacyjnie z badaniami sejsmicznymi i dla obu wykorzystać to samo przygotowanie geodezyjne, koszt szczegółowych pomiarów grawimatrycznych na profilach byłby znikomy, przy niebagatelnej informatywności metody. W tym zestawieniu cena wykonania pomiarów magnetycznych wydaje się w ogóle do pominięcia.

Międzyresortowy Instytut Geofizyki
Akademii Górniczo-Hutniczej
Kraków, al. Mickiewicza 30
Nadesłano dnia 1 sierpnia 1988 r.

PIŚMIENNICTWO

AREŃ B. (1984) — Problematyka podłoża karbonu produktywnego na terenie LZW — wend. Przew. 56 Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 124—126. Inst. Geol. Warszawa.

BOJDYS G. (1975) — Program do obliczania efektów grawitacyjnych od ciał dwuwymiarowych. Bibl. Programów MIG AGH. Kraków.

BRAUER J., HAŁOŃ S., KULIG W. (1983) — Dokumentacja badań sejsmicznych — refleksyjnych. Temat: Łuków — Parczew — Chełm — Hrubieszów (1979—1983). Arch. PBG. Warszawa.

GRABOWSKA T. (1978) — Korelacja anomalii grawimetrycznych i magnetycznych z budową geologiczną centralnej części obszaru lubelskiego. Zasz. Nauk. AGH, Geologia, z. 26.

HABER M. (1986) — Model magnetyczny podłoża krystalicznego wzdłuż profilu Parczew —Chełm. Kwart. Geol., **30**, p. 357—362, nr 2.

HABER M., KOBLAŃSKI A. (1982) — Badania magnetyczne. W oprac. pt. Geofizyczne rozpoznanie struktur geologicznych w LZW. Arch. GBS i PG. Katowice.

KOBLAŃSKI A. (1986) — Struktura pola magnetycznego na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego i jej związek z tektoniką podłoża karbonu. Zesz. Nauk. PŚl., Górn., z. 149, p. 359—368.

LENDZION K. (1984) — Problematyka podłoża karbonu produktywnego na terenie Lubelskiego Zagłębia Węglowego — kambr. Przew. 56 Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 127—130. Inst. Geol. Warszawa.

MAŁOSZEWSKI S., MARYNIAK K. i INNI (1973) — Badania grawimetryczne i magnetyczne. W oprac. pt. Zastosowanie kompleksu metod geofizycznych a w szczególności sejsmiki, magnetotelluryki i grawimetrii dla regionalnego rozpoznania budowy utworów podpermskich rowu lubelskiego. Arch. PBG. Warszawa.

MUSIATEWICZ M. (1987) — Sprawozdanie z profilowych pomiarów grawimetrycznych na Lubelszczyźnie. Temat: Chełm — Rejowiec — Wólka Tarnowska. Arch. PBG. Warszawa.

NIEPIELSKA E. (1973) — Charakterystyka gęstościowa skał rejonu lubelskiego. Mater. sesji nauk. pt. Petrofizyka skał. PAN. Kraków.

OSTROWSKA K. (1986) — Sprawozdanie z profilowych pomiarów grawimetrycznych. Temat: Chełm 1986. Arch. PBG. Warszawa.

PORZYCKI J. (1978) — Atlas geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego, 1 : 200 000. Inst. Geol. Warszawa.
WYRWICKA K., WYRWICKI R. (1986) — Przekrój geologiczny łuku Uhruska. Kwart. Geol., 30, p. 629—642, nr 3/4.
ŻELICHOWSKI A. M. (1972) — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. Biul. Inst. Geol., 263.

Марек ХАБЕР

ДВА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАЗРЕЗА ЮЗ-СВ В РАЙОНЕ МЕСТНОСТИ ХЕЛМ ЛЮБЛИНСКИЙ

Резюме

Трехмерные магнитные моделирования, проведенные для комплекса аномалий в районе Цыцова и Свентицы, охватили также магнитную аномалию Хелм - Свентица. Моделирование выказало, что эта группа аномалий вызвана магматическими интрузиями базальтного типа, которые могут находится на глубине порядка 3—3,5 км в отложениях эокамбрия.

Результаты сейсмических исследований являются источником важных информаций касающихся структуры осадочного комплекса и они сделали возможным определение его тектонической схемы. Оказалось, что она зависит от тектоники докембрийского кристаллического основания и от интрудирующих излияний основной магмы.

Некоторые детали геологического строения удалось определить путем комлексной конструкции моделей геофизических разрезов и их верификации путем гравиметрического моделирования. Благодаря моделировании была выказана связь между характером аномалии и толщиной угленостного вестфаля. Моделирование также сделало возможной идентификацию тектонических осложнений, которые обнаружились на сейсмических разрезах в районе магматической интрузии Хелм — Свентица.

Marek HABER

TWO SW-NE GEOPHYSICAL CROSS SECTIONS THROUGH THE CHEŁM LUBELSKI AREA

Summary

The paper presents the results of three-dimensional magnetic modelling of the set of anomalies from the area of Cyców and Święcica, including the Chełm — Święcica magnetic anomaly. The modelling showed that this set of anomalies is related to igneous intrusions of the basalt type, which may be situated at 3.0 to 3.5 km depths in Eocambrian rocks.

Seismic surveys made it possible to gather important new data on structure and general tectonic pattern of the sedimentary complex in the studied area. The pattern was found to be related to tectonics of the crystalline basement and basic igneous intrusions.

Some details of geological structure were defined on the basis of results of complex construction of models of geophysical cross sections and their verification by gravimetric modelling. The modelling showed a relation between nature of Δg anomalies and thickness of coal-bearing Westphalian and made it possible to identify tectonic disturbances from the area of the Chełm — Święcica igneous intrusion, revealed in seismic cross sections.