

Analiza półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego w rejonie bloku Gorzowa w celu rozpoznania budowy utworów przypowierzchniowych

Jerzy Twarogowski*

The analysis of semidetailed gravity survey in Gorzów Block (western Poland) area for recognition of the subsurface sediments. Prz. Geol., 51: 320–326.

S u m m a r y. The local gravity anomalies were calculated using two different radii. Obtained gravimetric image was correlated with borecores and results of resistivity and high resolution seismic data. Final conclusions inform on morphology of Quaternary bottom and tectonics of the Cainozoic basement.

Key words: gravity, local anomalies, horizontal gradient, glaciotectonics

Przedstawiany artykuł jest prezentacją opracowania pod tym samym tytułem realizowanego ze środków Komitetu Badań Naukowych przeznaczonych na działalność statutową Państwowego Instytutu Geologicznego. Opracowanie było wykonywane w latach 1999–2000. Analiza materiałów grawimetrycznych była prowadzona na obszarze arkuszy Pырzyce i Gorzów Wielkopolski w skali 1 : 200 000. Materiały geologiczne i geofizyczne zbierane były z obszaru wymienionych arkuszy i marginesu, który utworzyły arkusze map w skali 1 : 50 000 przyłągłe bezpośrednio do badanego rejonu.

Celem badań było uzyskanie informacji, na podstawie analizy półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego, wyników prac geoelektrycznych i płytkiej sejsmiki oraz danych geologicznych, pochodzących z archiwalnych otworów wiertniczych i opracowań geologicznych, o rozprzestrzenieniu i budowie struktur geologicznych, występujących w obrębie czwartorzędu i przystropowych partii jego podłoża, obserwowanych na obszarze arkuszy Pырzyce i Gorzów Wielkopolski mapy w skali 1 : 200 000.

Dane wyjściowe

Podstawowymi materiałami do przeprowadzenia analizy były mapy grawimetryczne. Wyjściową mapą była mapa anomalii Bouguera, którą użyto na etapie wstępnym analizy i do opracowania map anomalii lokalnych. Podstawą prowadzenia analizy były mapy anomalii lokalnych dla promienia $r = 1500$ m i 3000 m. Tę ostatnią zobrazowano na ryc. 1. Mapy te odzwierciedlają zmiany siły pola ciężkości z granicy trzeciorzędu i czwartorzędu oraz granicy mezozoiku i kenozoiku. Obliczono także mapę osi gradientu poziomego, połączoną z mapą anomalii lokalnych o promieniu $r = 1500$ m. Mapa ta pokazuje granice obszarów zróżnicowanych gęstościowo. W oparciu o rzędne pomiarowych punktów grawimetrycznych zestawiono też mapę wysokościową. Pozwala ona na określenie, czy istnieje zależność między rozkładem siły pola ciężkości a morfologią obszaru. W zasadzie takiej korelacji nie stwierdzono, co świadczy, że morfologia nie wpływa na obraz grawimetryczny. Można natomiast zaobserwować pewną zależność morfologii od miąższości osadów czwartorzędowych i miejscami wyniesienia podłoża czwartorzędu z kulminacjami morfologicznymi. Następną mapą grawimetryczną była mapa osi anomalii gradientu poziomego, którą połączono z mapą anomalii lokalnych o promieniu $r = 1500$ m. Posługi-

wano się też mapą wysokościową w skali 1 : 200 000 sporządzoną na bazie rzędnych punktów grawimetrycznych. Pozwalała ona porównać obraz grawimetryczny z sytuacją wysokościową w jednakowych punktach w celu stwierdzenia występowania, lub braku korelacji rozkładu pola siły ciężkości z morfologią obszaru. Wyniki analizy umieszczono na tle mapy topograficznej w skali 1 : 200 000 (ryc. 2). Do analizy wykorzystano też dokumentację badań geoelektrycznych wykonywanych na omawianym obszarze, oraz jednej dokumentacji płytkich badań sejsmicznych na arkuszu Dębno mapy w skali 1 : 50 000. Lokalizacja tych prac była tylko na mapie anomalii lokalnych o promieniu $r = 3000$ m. Informacja ta pokazuje, które anomalie mają dodatkową dokumentację. Tytuły wykorzystanych opracowań umieszczone zostały w załączniku do dokumentacji podstawowej (Twarogowski, 2000). W rozpoznawaniu stylu budowy geologicznej badanego rejonu na podstawie danych grawimetrycznych, bardzo pomocne były opracowania Peteckiego i Józwiaka z 1991 r. dla arkusza Pырzyce i Gorzów Wielkopolski. Ważnym materiałem wyjściowym okazało się także opracowanie zbiorowe pod kierownictwem Królikowskiego z 1988 r., Królikowskiego i Twarogowskiego z 1991 r. oraz Królikowskiego, Peteckiego i Twarogowskiego z 1998 r., dotyczące rozkładu gęstości na tym obszarze.

Drugą grupą materiałów podstawowych są dane geologiczne. Przeanalizowano profile 332 otworów archiwalnych z rejonu objętego arkuszami i obszarów sąsiednich. W załącznikach do dokumentacji podstawowej (Twarogowski, 2000) podano spis wykorzystanych otworów leżących w obrębie omawianych arkuszy. Podstawowe dane dotyczące budowy geologicznej badanego rejonu zaczerpnięto z publikacji pod redakcją Jaskowiak-Schoeneichowej z 1979 r. Bardziej szczegółowe dane pochodziły z opracowań poszczególnych arkuszy *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000* opracowanych przez Kurzawę (1993), Piotrowskiego (1990, 1991, 1991a, 1999), oraz Ruszałę (1995, 1997). Przy interpretacji geofizycznej były przydatne także mapy geologiczne w skali 1 : 200 000 ark. Pырzyce wyd. A i B, ark. Gorzów Wlkp. wyd. A i B, oraz mapa tektoniczna cechsztyńsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego na Niżu Polskim. Dodatkowo przeanalizowano też *Mapę liniowych elementów strukturalnych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej w skali 1 : 200 000*, ark. Pырzyce i Gorzów Wlkp. (Doktor i in., 1995). Wyżej wymienione materiały dostarczyły najnowszych i najpełniejszych danych o budowie badanego obszaru. Oczywiście informacje te były konfrontowane z opracowaniami z obszarów przyległych,

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

które tu nie były wymieniane, ze względu na fakt, że nie wniosły dodatkowych danych dotyczących rozpatrywanego rejonu.

Budowa geologiczna

W podłożu kenozoiku, na całej powierzchni badanego obszaru, występuje kreda górna. Zbudowana jest ona z wapieni, wapieni marglistych, margli, opok wapnistych oraz szarych ilów wapnistych.

Osady trzeciorzędowe nie pokrywają całej powierzchni arkuszy. Miejscami czwartorzęd zalega bezpośrednio na kredzie. Na kompleks trzeciorzędowy składają się głównie utwory oligoceńskie i mioceny. Litologicznie są to iły, mułki i piaski oligoceńskie, oraz iły, mułki, piaski kwarcowe i węgle brunatne mioceny. Osady trzeciorzędowe są w wielu miejscach zaburzone glaciektonicznie. Miocen był okresem sedimentacji lądowej. W jeziorach utworzonych prawdopodobnie w tektonicznych obniżeniach podłoża deponowane były piaski i mułki z wkładkami węgla brunatnych. Pliocen to także okres sedimentacji lądowej. W czasie pliocenu i eoplejstocenu przeważało erozyjne niszczenie, dlatego też na przeważającej części obszaru nie znajdujemy osadów plioceńskich, a osady mioceny zostały znacznie uszczuplone. W okresie zlodowaceń erozja wód lodowcowych i egzaracja, jak podają Dobracki (1980), Kurzawa (1993), Piotrowski (1990, 1991, 1991a, 1999) i Ruszała (1995, 1997), przyczyniły się do dalszego zniszczenia tych osadów. Proces ten zaowocował powstaniem długich, głęboko wciętych dolin, w których osady czwartorzędowe sąsiadują z utworami trzeciorzędowymi, zawierającymi niejednokrotnie wkładki węgliste.

Utwory czwartorzędowe pokrywają cały omawiany obszar. Miąższość osadów jest bardzo zróżnicowana. Zależy ona od morfologii i konfiguracji podłoża. Wynosi od kilku do ponad 200 m. Utwory te osadzały się w czasie zlodowaceń południowopolskich, środkowopolskich, północnopolskich i w holocenie. Zlodowacenia południowopolskie pozostawiły po sobie gliny zwałowe oraz piaski, mułki i iły zastoiskowe, które leżą na glinach zwałowych. W czasie zlodowaceń środkowopolskich osadziły się w obniżeniach terenu piaski, mułki i iły zastoiskowe oraz gliny zwałowe zlodowacenia odry a także piaski i żwiry wodnolodowcowe, gliny zwałowe oraz piaski, mułki i iły zastoiskowe zlodowacenia warty. Utwory zlodowaceń północnopolskich to piaski wodno-lodowcowe, gliny zwałowe, gazy i żwiry rezydualne oraz iły, mułki i piaski jeziorne. Wśród najmłodszych osadów spotyka się kredę jeziorną, piaski, mułki i iły jeziorne, gytie, namuły, piaski humusowe i torfy.

Omawiany obszar położony jest w obrębie dwóch głównych jednostek strukturalnych. Pierwsza to niecka szczecińska, zaś druga to blok Gorzowa Wielkopolskiego. Jednostki te rozgranicza strefa dyslokacyjna Pyrzyce-Krzyż. W obrębie niecki szczecińskiej można wyróżnić niższego rzędu jednostkę Stargardu, zaś w obszarze bloku Gorzowa jednostkę Lipian.

Bardzo urozmaicona rzeźba podłoża czwartorzędu ukształtowana została przez tektonikę wgłębną utworów starszych oraz działania lodolodów. W obrębie czwartorzędu występują liczne deformacje glaciektoniczne w postaci odkłuc, wycisnięć i fałdowań. Deniwelacje stropu podłoża czwartorzędu mogą przekraczać nawet dwieście metrów.

Zróżnicowanie położenia stropu podłoża czwartorzędu oraz zmiana miąższość kompleksu czwartorzędowego są

głównymi czynnikami wywołującymi lokalne anomalie grawimetryczne związane z kenozoikiem.

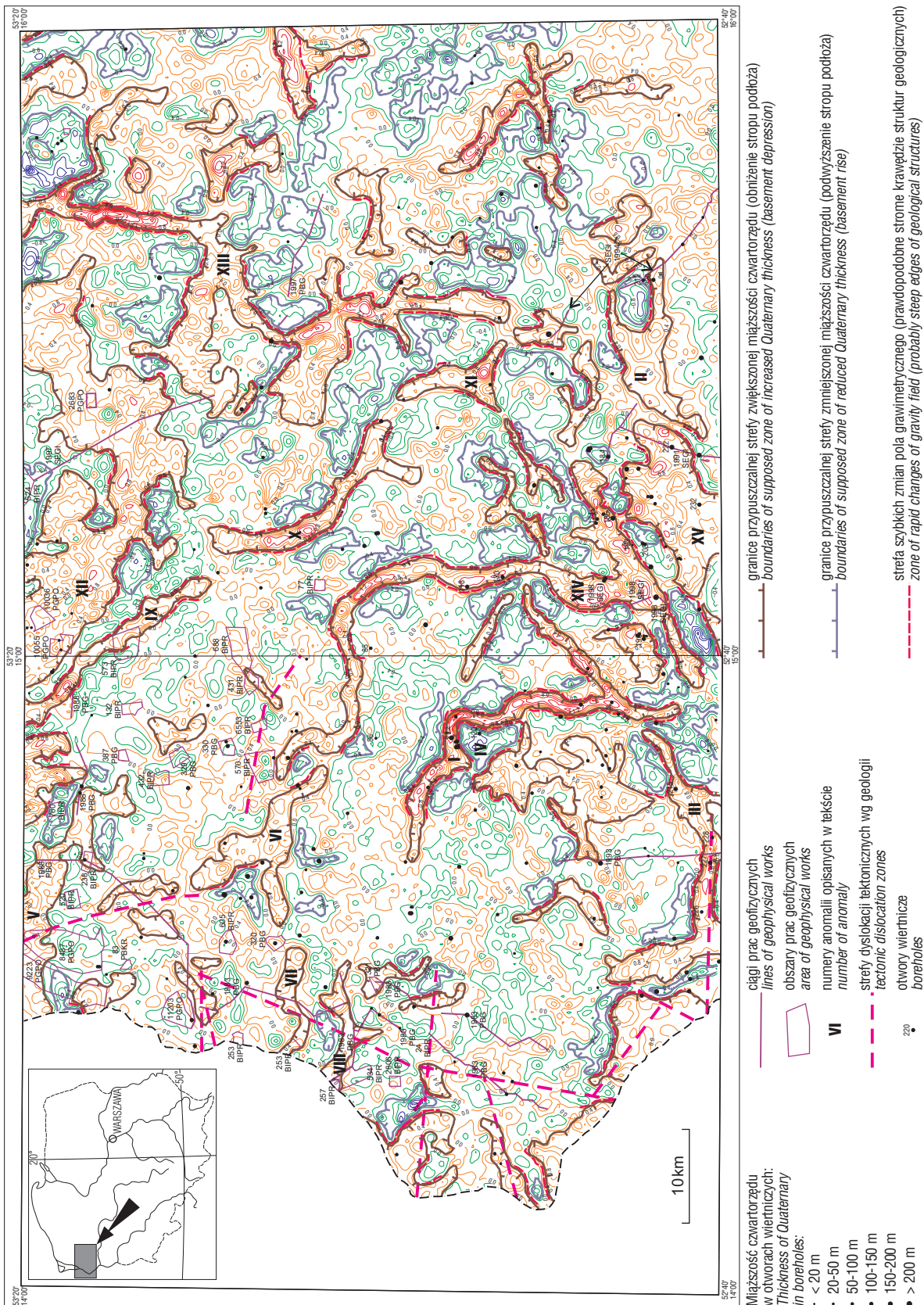
Zasady interpretacji

W celu zidentyfikowania źródeł obserwowanych anomalii zastosowano procedurę charakterystyczną dla analiz do mapy w skali 1 : 50 000. Polegała ona na obliczeniu mapy anomalii Bouguera w siatce kwadratowej o boku 0,2 km. Dane grawimetryczne wzięto z banku danych grawimetrycznych, znajdującego się w Państwowym Instytucie Geologicznym. W oparciu o tę mapę obliczono mapy anomalii lokalnych dla promienia $r = 1500$ i 3000 m. Na mapę anomalii lokalnych o promieniu $r = 3000$ m nałożono mapę lokalizacji otworów wiertniczych (ryc. 1), w celu ułatwienia identyfikacji źródeł anomalii. Numerację otworów pozostawiono tylko przy tych, które wymieniane są w tekście. Przez zróżnicowanie wielkości symboli otworów pokazano w przybliżeniu miąższość osadów czwartorzędowych w miejscu lokalizacji wiercenia. W identyfikacji źródeł anomalii chodziło szczególnie o rozpoznanie intensywnych dodatnich, pasmowych anomalii grawimetrycznych. Rozkład punktów pomiarowych jest niezbyt gęsty, jednak wystarczający do wykonywania analizy map w skali 1 : 200 000. Nie jest on natomiast niestety regularny. Zdarzają się większe luki w tym obrazie ze względu na występujące tu jeziora i obszary dawniej niedostępne dla pomiarów ze względów strategicznych. Zarysowane granice grawimetryczne są wynikiem interpolacji między punktami położonymi od siebie średnio co 570 m.

Jak podaje Grobelny w pracy pod red. Jaskowiak-Schoeneich (1979), opierając się na danych z kilku otworów, głównie z niecki szczecińskiej, średnia gęstość ważona dla czwartorzędu wynosi $2,07 \text{ g/cm}^3$, ale w szerokich granicach od $1,61$ do $2,19 \text{ g/cm}^3$, dla trzeciorzędu średnia gęstość $1,89 \text{ g/cm}^3$ w granicach $1,74$ do $2,09 \text{ g/cm}^3$, dla kredy zaś odpowiednio $2,12 \text{ g/cm}^3$ w granicach $1,68$ – $2,48 \text{ g/cm}^3$. Dane te mogą służyć, z dużym powodzeniem, do prowadzenia analizy jakościowej, opartej na wykorzystaniu średnich gęstości dla poszczególnych kompleksów stratygraficznych. Trzeba mieć przy tym świadomość, że w niektórych rejonach kontrasty te mogą odbiegać od średniej. Pomocne są wówczas przy analizie profile litologiczne otworów wiertniczych i mapy geologiczne ukazujące zaleganie warstw, które mogą mieć szczególnie niskie lub wysokie gęstości. W obrębie czwartorzędu możemy mieć do czynienia z niewielkimi kontrastami gęstościowymi, rzędu $0,02 \text{ g/cm}^3$ w przypadku graniczenia ze sobą glin zwałowych z ilami, a także z wielkimi, rzędu $1,0 \text{ g/cm}^3$ w sytuacji, gdy torfy leżą na glinach zwałowych. Sytuacje takie są jednak dosyć rzadkie i stosunkowo łatwe do stwierdzenia. Zmiany gęstościowe w obrębie czwartorzędu powinny dawać anomalie nieregularne o stosunkowo niewielkiej amplitudzie, ze względu na to, że formy śródczwartorzędowe powinny mieć niewielkie rozmiary i stosunkowo niewielkie miąższości. Zasadnicze zróżnicowanie gęstościowe powinno występować na granicy między trzeciorzędem i czwartorzędem. Tu średni kontrast wynosi $0,18 \text{ g/cm}^3$, a znacznie wzrasta, gdy osady czwartorzędowe wypełniają głębokie wcięcia w podłożu sąsiadują z utworami trzeciorzędowymi zawierającymi przeławicenia węgla brunatnych lub osady zawęglone. Prawdopodobnie silne pasmowe dodatnie anomalie grawimetryczne wywołane zostały takim właśnie ułożeniem utworów trzeciorzędowych i czwartorzędowych. Na grani-

arkusz GORZÓW WLKP.
PYRZYCE sheet

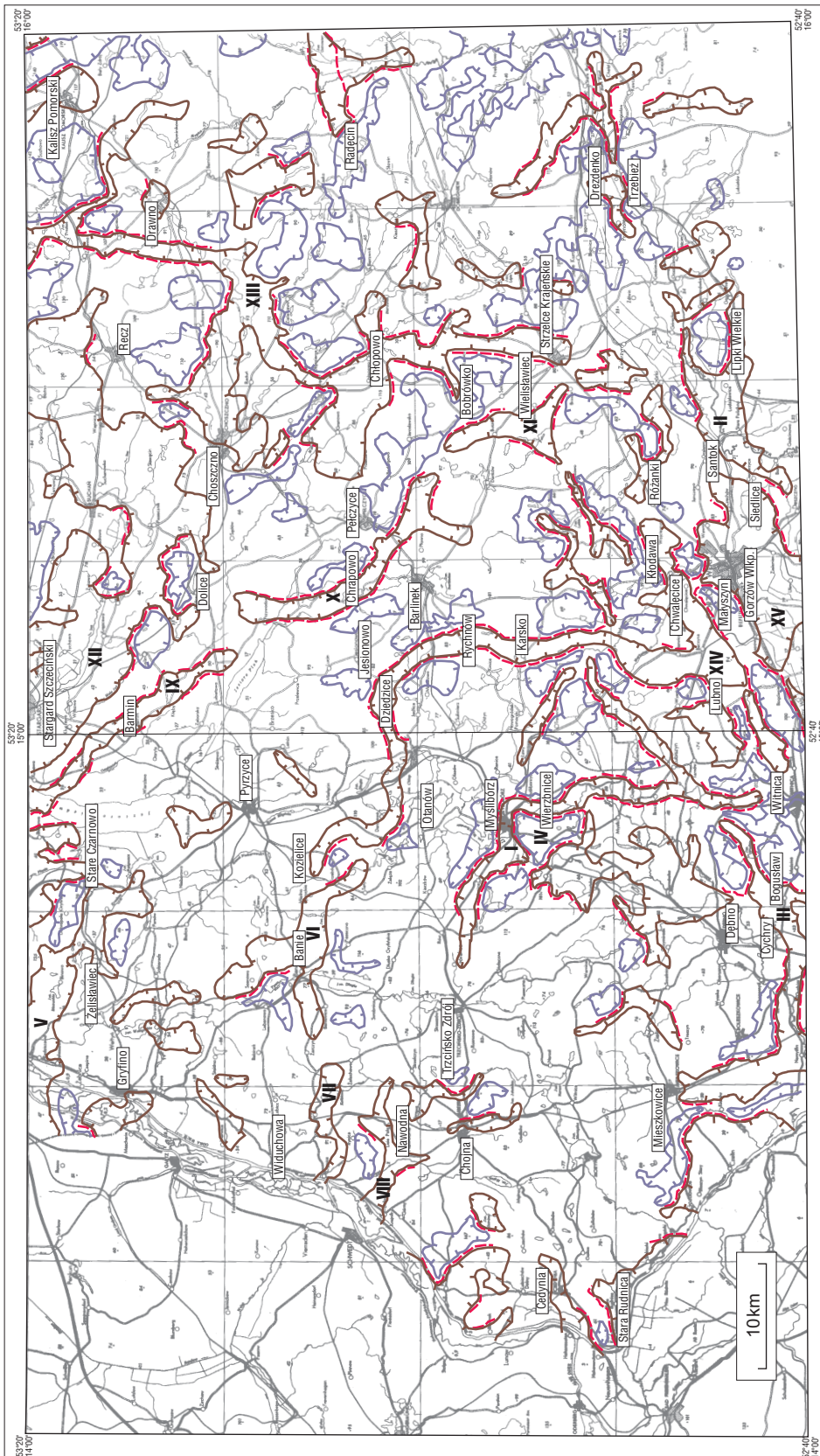
arkusz PYRZYCE
PYRZYCE sheet



Ryc. 1. Mapa grawimetryczna anomalii dla promienia $r = 3$ km z elementami budowy geologicznej
Fig. 1. Gravimetric map of local anomalies (radius $r = 3$ km) with geological structure elements

cy między trzeciorzędem i kredą kontrast gęstościowy powinien być odwrotny, bowiem osady kredy mają średnią gęstość wyższą niż osady kenozoiczne, lecz stosunkowo niewielka ilość otworów przebijająca kenozoik nie daje

możliwości dobrego rozpoznania morfologii podłoża kenozoiku. W części obszaru otwory wykazują brak trzeciorzędz i w tych miejscach kontrast gęstościowy niewątpliwie ulega zmniejszeniu i ujemne anomalie grawi-

arkusz GORZÓW WLKP.
PYRZYCE sheetarkusz PYRZYCE
PYRZYCE sheet

Ryc. 2. Mapa topograficzna z elementami budowy geologicznej; objaśnienia jak na ryc. 1
 Fig. 2. Topographic map with with geological structure elements; explanations on Fig. 1

metryczne mogą być osłabione w stosunku do tych rejonów gdzie trzeciorzęd występuje. Jeżeli prawdziwe jest określenie stratygrafii w grupie otworów w południowo-wschodniej części badanego rejonu, w których pod keno-

zoikiem opisano osady jury, to kontrast gęstościowy między kenozoikiem a jurą powinien być jeszcze większy niż w poprzedniej sytuacji. Średnia gęstość jury wynosi bowiem $2,28 \text{ g/cm}^3$, zakres zaś gęstości jest zawarty w gra-

nicach 2,09 do 2,47 g/cm³. Oczywiście przy takiej konfiguracji warstw możemy się spodziewać anomalii ujemnej.

Takie przyjęcie różnicowania gęstościowego powinno, przy prawidłowo przeprowadzonej analizie rdzeni archiwalnych otworów wiertniczych, zaowocować rozpoznaniem przyczyn powstania głównych anomalii. W założeniu pominięto wydzielenie anomalii wywołanych różnicowaniem litologicznym w obrębie kenozoiku, ze względu na brak jednoznacznej identyfikacji. Można jedynie przyjąć, że obszary nieregularnych słabych anomalii ujemnych pokryte są osadami o niższych gęstościach w rodzaju piasków, mułków i namułów organicznych, zaś podobnych anomalii dodatnich osadami o gęstości wyższej w rodzaju glin zwałowych i iłów. Sygnalizowane w opracowaniach geologicznych zaburzenia glacitektoniczne, w przypadku wypiętrzeń osadów trzeciorzędowych, powinny wywoływać nieregularne anomalie ujemne, których wartość zależna jest od wysokości położenia stropu takiej formy. Zatem wydzielone strefy płytkiego zalegania stropu podłoża czwartorzędu mogą odzwierciedlać obecność form glacitektonicznych. Trzeba jednak zaznaczyć, że przedstawiony sposób interpretacji nie umożliwia w zasadzie identyfikacji struktur glacitektonicznych. W nielicznych przypadkach, gdy otwór wiertniczy jednoznacznie stwierdza obecność takich zaburzeń, anomalia grawimetryczna z dużym prawdopodobieństwem może określić ich granice.

Przedstawione powyżej zasady interpretacji obrazu grawimetrycznego z użyciem informacji geologicznych wskazują, że prowadzona analiza nie wynika z obliczeń matematycznych, ale jest analizą kompilacyjną, w której jednakowo ważne są wszystkie elementy wiedzy o badanym terenie. Często polega ona na eliminacji rozwiązań, które w danej sytuacji grawimetrycznej są nieprawdopodobne i przyjęciu takich, których rozkład pola siły ciężkości nie wyklucza.

Wyniki przeprowadzonej analizy w postaci granic struktur geologicznych przedstawiono na tle mapy topograficznej (ryc. 2), w skali 1 : 200 000, która traktowana jest jako mapa wynikowa. Umożliwia ona umiejscowienie wydzielonych elementów budowy geologicznej w omawianym terenie. Na mapie tej umieszczono także nazwy otworów wiertniczych wymienionych w tekście dla ułatwienia śledzenia anomalii omawianych w rozdziale zawierającym wyniki analizy półszczęgółowego zdjęcia grawimetrycznego.

Wyniki analizy

W obrazie grawimetrycznym badanego obszaru widać wyraźne różnicowanie. Dotyczy to zarówno kształtu, jak i intensywności anomalii. Wydaje się, że część północno-zachodnia badanego terenu charakteryzuje się spokojniejszą budową geologiczną od pozostałej części obszaru. Występują tu nieregularne anomalie o stosunkowo niskiej amplitudzie. W części o budowie bardziej urozmaiconej dominują bardzo długie, silne anomalie dodatnie. Miejscami przechodzą one w nieregularne anomalie dodatnie o nieco niższej amplitudzie. Towarzyszą im strefy szybkich zmian pola grawimetrycznego.

W wyniku przeprowadzonej analizy wyróżniono, między innymi, te właśnie strefy, utożsamiając je z obecnością stromych stoków struktur geologicznych. Mogą to być także strome krawędzie erozyjne. Nie można też wykluczyć, że formy te mogą mieć głębsze założenia tektoniczne. Biorąc pod uwagę fakt, że na omawianym obszarze

obserwuje się strefy zaburzeń glacitektonicznych, można niektóre ze wspomnianych linii utożsamiać z granicą obszaru zaburzonego glacitektonicznie. Jednak przy braku informacji o lokalizacji takich zaburzeń, nie jest możliwe wskazanie, która ze stref szybkich zmian pola siły ciężkości może być związana z taką granicą. Strefy takie występują niekiedy wewnątrz anomalii dodatnich, co sugeruje, że wewnątrz obszaru zbudowanego z osadów o wyższej gęstości pojawiają się strefy większej miąższości tych utworów. Część z nich wyinterpretowana została na podstawie przebiegu osi anomalii gradientu poziomego. Wiele z tych osi przebiega wewnątrz anomalii dodatnich i ujemnych, co świadczy, że formy które wywołują te anomalie są wewnętrznie zróżnicowane. Może to być zróżnicowanie litologiczne takiej formy, a także strukturalne.

Wydzielono dwa rodzaje anomalii. Pierwszy to anomalie dodatnie utożsamiane ze wzrostem miąższości osadów czwartorzędowych. Zaznaczono takie obszary w obrębie anomalii pasmowych, jak i nieregularnych. Przyjęto arbitralnie kryterium amplitudy anomalii. Uznano, że powinna ona przekraczać 0,2 mGal. Prawdopodobnie anomalie pasmowe odzwierciedlają przebieg głębokich wcięć w podłożu czwartorzędu. Anomalie nieregularne mogą odwzorowywać obszary rozległych obniżzeń, powstałych jeszcze w trzeciorzędzie a odnowione w czasie czwartorzędu. Drugi rodzaj to anomalie ujemne. Można przypuszczać, że wywołane są one przez wysokie położenie stropu podłoża czwartorzędu przy zmniejszonej miąższości osadów czwartorzędowych. Możemy mieć w tym przypadku do czynienia z dwiema sytuacjami. Pierwsza z nich powstaje wtedy, gdy w płytko leżące podłożu trzeciorzędowe o niskiej gęstości wcięła się dolina wypełniona osadami czwartorzędowymi o wyższej gęstości. Druga sytuacja zachodzi wtedy, gdy mamy do czynienia z zaburzeniami glacitektonicznymi. Osady trzeciorzędowe o niskiej gęstości zostały zdyslokowane i strop ich znalazł się na niewielkiej głębokości. Wówczas także pojawia się kontrast gęstościowy na granicy osadów trzeciorzędowych i czwartorzędowych. Granice form wywołujących anomalie ujemne wyznaczono arbitralnie na izolinii -0,4 mGal. Przestrzeń zawartą między granicami anomalii ujemnych i dodatnich uznano za strefę zmienności litologicznej w obrębie osadów czwartorzędowych.

Na sposób wydzielenia anomalii wpłynęła analiza opisu otworów wiertniczych i informacji o budowie geologicznej omawianego obszaru wynikające z dotychczas opublikowanych map geologicznych.

Przykładem udokumentowanej anomalii może być dodatnia pasmowa anomalia przebiegająca przez Myślubórz (I). W jej obrębie usytuowanych jest wiele otworów. Kilka z nich znajduje się na terenie Myśluborza. Wszystkie te otwory wskazują na dużą miąższość czwartorzędu ok. 120 m i na nisko zalegający strop podłoża czwartorzędu. Otwory usytuowane za obrębem anomalii nawierciły mniej miąższy czwartorzęd, ok. 60–70 m. Przykład ten potwierdza słuszność twierdzenia, że przyczyną powstawania tego typu anomalii jest obecność dolin w podłożu czwartorzędu. Na mapie geologicznej Polski w skali 1 : 200 000 wyd. B, taka forma dolinna nie figuruje. Śledzona anomalia tylko swoim północno-zachodnim fragmentem trafia w równoleżnikową głęboką dolinę. Sądząc z obrazu grawimetrycznego, mapa geologiczna nie pokazuje w tym miejscu prawdziwego ukształtowania stropu trzeciorzędowego. Formy dolinne na mapie geologicznej interpretowane były na zasadzie interpolacji między dosyć rzadko usytuowanymi

wierceniami i istniała możliwość takiej właśnie interpretacji przy braku odpowiedniego zdjęcia grawimetrycznego. Drugim takim przykładem jest sytuacja zaistniała w okolicach Lipiek Wielkich (II). Usytuowane są tu dwa wiercenia. Północne, Kijowo PIG-1 (212), leży w obrębie ujemnej anomalii, zaś południowe, Kijowo PIG-2 (220), w anomalii dodatniej. Różnica w miąższości czwartorzędu wynosi prawie 100 metrów, mimo niewielkiej odległości między otworami. W pierwszym miąższość czwartorzędu wynosi 53 m, w drugim zaś aż 150 m. Przy niewiele zmieniającej się tu morfologii terenu rzędna stropu podłoża czwartorzędu w tych otworach także różni się o ok. 100 m. Mimo tak wyraźnych różnic miąższości mapa geologiczna w skali 1 : 200 000 nie pokazuje w tym miejscu deniwelacji podłoża. W czasie sporządzania tej mapy, przed 1975 rokiem, prawdopodobnie otworów tych jeszcze nie było. Innym przykładem tego typu jest dodatnia anomalia pasmowa rysująca się na południe od Dębna (III). Leżą w niej otwory Zielin 2 (226), Cychry 2 (227), Cychry 1 (228) oraz Bogusław 86/42 (215). Pokazują one zróżnicowane miąższości czwartorzędu a mianowicie kolejno: 61 m, 129 m, 66 m i 104,5 m. Otwory leżące na zewnątrz anomalii nawierciły czwartorzęd o mniejszej miąższości ok. 40 m. Badania sejsmiczne w wersji refleksyjnych profilowań wysokiej rozdzielczości udokumentowały tu wąską a głęboką dolinę wypełnioną osadami czwartorzędu. Brzegi tej doliny tworzy glicitektonicznie zaburzony czwartorzęd. Sejsmika refleksyjna pokazała zafałdowane warstwy węgla brunatnego. Ta metoda geofizyczna umożliwiła, dotąd jako jedyna, śledzenie warstw węgla brunatnego, ze względu na zdecydowaną różnicę prędkości rozchodzenia się w nich fal sprężystych w stosunku do innych ośrodków. Stwierdzić można, że stwierdzona dolina pogrzebana ma dosyć zmienną głębokość zalegania dna, co daje się zauważyć w obrazie grawimetrycznym. Forma ta uwidoczniła się na mapie geologicznej w skali 1:200 000, chociaż słabo udokumentowana i bez deniwelacji jej dna. Jak podaje Piotrowski (1999), południowy brzeg tej doliny ogranicza strefa dyslokacyjna dolnej Warty, która utożsamiana jest z północną granicą monokliny przedsudeckiej. Innym przykładem jest otwór Wierzbnice, leżący na południe od Myśliborza. Charakteryzuje się on miąższością czwartorzędu prawie o 100 m mniejszą niż w sąsiednich otworach a wynoszącą 65 m. Usytuowany jest on w anomalii ujemnej (IV). Mapa geologiczna w skali 1 : 200 000 pokazuje w tym miejscu wyniesienie podłoża, choć kształt tej formy geologicznej jest inny niż na mapie grawimetrycznej. Analiza otworów położonych w obszarach nie objętych wyróżnionymi anomaliami pokazuje, że przewierciły one czwartorzęd o pośredniej miąższości. Korzystając z powyższych obserwacji anomalie nie udokumentowane wierceniami postanowiono identyfikować z tymi, które dzięki wierceniom można wiązać z określonymi strukturami geologicznymi. Dodatnie anomalie pasmowe utożsamiane z istnieniem form dolinnych występują na całym terenie, jednak nierównomiernie. W części zachodniej jest ich mniej i są one znacznie mniejsze niż w centralnej i południowej. Na większą uwagę zasługują anomalie z okolic Żeliszawca (V), Bań (VI), położona na południe od Widuchowej (VII) i z okolic Nawodnej (VIII). Są one dosyć słabo udokumentowane wierceniami, ale wyraźnie rysują się na tle słabo zróżnicowanego pola rozkładu siły ciężkości. Na wspomnianej już mapie geologicznej nie znajdują one w zasadzie odzwierciedlenia. Przez anomalie z okolic Żeliszawca (V), Kurzawa (1993), prowadzi przypuszczalną strefę dyslokacyjną dolnej Odry, która nie zgadza się z przebiegiem

tej strefy w obszarze dokumentowanym przez Piotrowskiego (1990). W obrazie grawimetrycznym strefa ta nie ma odzwierciedlenia, co nie neguje jej istnienia, bowiem w terenie opracowywanym przez A. Piotrowskiego także nie manifestuje się ona w obrazie grawimetrycznym. W części północnej i centralnej wyraźnie zaznacza się ciąg anomalii pasmowych zaczynający się przy północnej granicy obszaru na zachód od Stargardu Szczecińskiego (IX), biegnący przez Barnim, Chrapowo (X) aż po Wielisławice (XI). Ciąg ten sprawia wrażenie formy wielokrotnie odnawianej z kilkoma wypłyconiami. Forma ta jest jednak słabo rozpoznana wierceniami. O jej istnieniu świadczą jednak wyniki prac geoelektrycznych zawarte w kilku dokumentacjach. Jednak były to dokumentacje niewielkie, dotyczące hydrogeologii i nie rozwiązujące problemów strukturalnych. Forma ta nie uwidacznia się w tym kształcie na mapie geologicznej, ale jest jakby włączona w dużą strukturę geologiczną, której oś przebiega nieco dalej na zachód. Odnosi się wrażenie, że interpolacja prowadzona między rzadko usytuowanymi otworami spowodowała wyinterpretowanie bardzo rozległej formy dolinnej, podczas gdy w istocie jest tu kilka mniejszych struktur geologicznych. Ciekawą dodatnią anomalią jest obszar w okolicach Stargardu Szczecińskiego (XII). Anomalia ta odzwierciedla formę znacznie większą o nieregularnych kształtach. Prawdopodobnie mamy tu do czynienia z depresją podczwartorzędową. Być może w obrębie tej depresji powstawały wtórnie mniejsze formy dolinne, co zdaje się sugerować rozkład osi anomalii gradientu poziomego siły ciężkości. Szereg wierceń usytuowanych w obrębie tej anomalii wskazuje na znaczne, choć niejednakowe, miąższości czwartorzędu. Mapa geologiczna zdaje się sugerować istnienie w tym rejonie zagłębienia, ale o nieco innym kształcie i zasięgu. Na zachód od Drawna zaznacza się następna bardzo silna anomalia pasmowa (XIII), przechodząca fragmentami w anomalie nieregularne. Nie jest ona udokumentowana wierceniami ani badaniami geoelektrycznymi. Dopiero w okolicach Strzelc Krajeńskich dokumentują ją badania elektrooporowe. Można przypuszczać, że jest to głęboka dolina erozyjna, przebiegająca przez dwie depresje podczwartorzędowe, lub przecinająca dwa systemy wcześniejszych dolin o przebiegu prawie równoleżnikowym. Na mapie geologicznej taka forma dolinna jest zaznaczona prawie w tym samym miejscu, ale o mniej zróżnicowanym przebiegu. Nie posiada ona jednak odnogi w części północnej, która biegnie w kierunku wschodnim a następnie południowym. Wiercenia w tej odnodze formy dolinnej nie istnieją, bowiem usytuowany w niej jest ciąg jezior. Otwory wiertnicze położone na północ od tej anomalii dodatkowo są usytuowane w anomalii ujemnej. Czwartorzęd ma w nich miąższość ok. 80 m. Można przypuszczać, że w obrębie anomalii miąższość tego ogniw może wzrosnąć prawie dwukrotnie. Wreszcie obszar najbardziej urozmaicony w okolicach Myśliborza i Gorzowa Wielkopolskiego. Istnieje tu cały system dolin biegnących w różnych kierunkach i wyniesień podłoża czwartorzędu. Wyraźnie rysuje się wąska, bardzo długa, dodatnia anomalia. Ciągnie się ona z okolic Kozielic, przez Dziedzice, Rychnów i Karsko w kierunku południowym i skręca na wschód w okolice Gorzowa Wielkopolskiego (XIV). W anomalii tej i jej sąsiedztwie jest zlokalizowane wiele wierceń, ale tylko niektóre przewiercają cały czwartorzęd. W anomalii wskazują one na miąższości czwartorzędu wynoszące 130 m w otworze Karsko (118), 137,6 m w otworze Parzeńsko (130) i 190,2 m w otworze Chwałęcice (185). W otworach leżących na zewnątrz anomalii

miąższości te wynoszą: 50 m w otworze Otanów (86), czy 12,45 m w otworze Górczyn (193). W otworach, które nie przewierciły czwartorzędu maks. głębokości wierceń wynosiły 96 m w otworze Strapie (85) i 97 m w otworze Małyszyn 1 (203). Na mapie geologicznej w skali 1 : 200 000 anomalia ta nie znajduje odwzorowania. Być może w czasie zestawiania tej mapy nie było jeszcze dostatecznej ilości otworów aby stwierdzić występowanie w tym miejscu kopalnej formy dolinnej. Na południe od Gorzowa Wielkopolskiego rysuje się nieregularna anomalia dodatnia (XV), która jest odwzorowana obniżeniem podłoża czwartorzędu na mapie geologicznej Polski w skali 1 : 200 000, aczkolwiek o nieco innym kształcie. Trzy wiercenia usytuowane wewnątrz anomalii, które przewierciły czwartorzęd, pokazują miąższości: 127,3 m. w otworze Lubno (196), 161 m w otworze Siedlice PIG-1 (222) i 147,2 m w otworze Gorzów IG-1 (232). Otwory leżące na zewnątrz tej anomalii nie przewiercają czwartorzędu. Jedynie otwór Kłodawa a (174) pokazuje miąższość tej serii wynoszącą ok. 80 m, otwór Różanki (184) zaś nie przewiercający czwartorzędu osiągnął głębokość 111,5 m. Wydaje się, że mamy tu do czynienia z efektem kilku procesów geologicznych. Na zaawansowaną glacytektonikę nałożyły się procesy erozyjne, co zaowocowało tak urozmaiconym obrazem. Istnienie dużego zróżnicowania miąższościowego tego rejonu potwierdzają dość liczne wiercenia i wyniki nielicznych w tym rejonie prac geoelektrycznych.

Z przedstawionego wyżej omówienia widać, że pod względem geologicznym obszar jest niezmiernie zróżnicowany. Każda z form, śledzonych grawimetrycznie, może być obiektem oddzielnych badań. Obecna analiza umożliwiła ustalenie ich przebiegu, ale nie pozwoliła na stwierdzenie ich głębokości i struktury. Obecnie wykonywane prace sejsmiczne dla poszukiwań węglowodorów w okolicach Gorzowa Wielkopolskiego pozwalają mieć nadzieję na uzyskanie informacji o głębokości niektórych opisywanych wyżej form. Mimo tych zastrzeżeń uzyskane wyniki mogą być użyteczne przy zestawianiu szkiców podłoża czwartorzędu przy sporządzaniu *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000* oraz ewentualnej reambulacji *Mapy geologicznej Polski w skali 1 : 200 000* wyd. B. Problem ten wymaga nieco szerszego naświetlenia. Przy zachodniej granicy badanego obszaru zostały już wykonane arkusze *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000*. Zgodność rzeźby podłoża pokazana w tych opracowaniach z obrazem grawimetrycznym jest niekiedy niewielka. Wynika to z dosyć słabego jej rozpoznania otworami wiertniczymi. Wiercenia archiwalne są niekiedy zbyt płytkie, a w dodatku ich lokalizacja nie zawsze jest pewna. Otwory wykonywane w ramach dokumentowania arkusza są usytuowane wzdłuż przekroju głównego i nie zawsze muszą być reprezentatywne dla całego badanego obszaru. Zadaniem ich jest udokumentowanie właśnie przekroju głównego. Na obszarze arkuszy zachodnich, dokumentowanych przez Piotrowskiego (1990, 1991, 1991a), wiele elementów budowy geologicznej znajduje potwierdzenie w obrazie grawimetrycznym, jak choćby antyklina Cedyni, czy strefa uskokowa na styku arkuszy Cedynia i Chojna lub podobna dyslokacja tektoniczna na arkuszu Cedynia. Z kolei na obszarze opracowywanym przez Ruszałę (1995), czyli arkusza Stare Czarnowo, rozbieżności między obrazem grawimetrycznym a interpretacją geologiczną są duże. Może to wynikać z faktu, że duża część badanego terenu zajęta jest przez jezioro Miedwie i praktycznie nie posiada żadnej dokumentacji. Brak wierceń na tym obszarze może wpływać na niedostateczne rozpoznanie morfologii podłoża, ale brak punktów

grawimetrycznych także może powodować powstanie fikcyjnego obrazu grawimetrycznego. Widać jedynie, że misa jeziorna nie odwzorowuje się w obrazie grawimetrycznym. Może to być spowodowane brakiem pomiarów w tym rejonie, ale nie można też wykluczyć sytuacji, że jezioro to nie ma głębszych założeń tektonicznych i nie odwzorowuje się w rozkładzie pola siły ciężkości.

Przykłady powyższe pokazują, jak celowe jest wykonywanie analiz grawimetrycznych przed przystąpieniem do sporządzania dokumentacji poszczególnych arkuszy *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000*. Analiza taka powinna umożliwić optymalne zaprojektowanie dokumentacyjnych prac geologicznych i skorelowanie map morfologii podłoża czwartorzędu na większym obszarze.

Literatura

- DADLEZ R. (red.) 1980 — Mapa tektoniczna cechsztyńsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego na Niżu Polskim 1 : 500 000. Inst. Geol. DOBRACKI R. 1980 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Gryfino. Inst. Geol.
- DOKTÓR S., GRANICZNY M. & KUCHARSKI R. 1995 — Mapa liniowych elementów strukturalnych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej w skali 1 : 200 000. Arch. Zakł. Ośrod. Geol. Inform. Przestrz. Państw. Inst. Geol.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M. (red.) 1979 — Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. Pr. Inst. Geol., 96.
- KOZŁOWSKI I. 1977 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Gorzów. Wyd. A., Inst. Geol.
- KRÓLIKOWSKI Cz. (red.) 1988 — Rozkład gęstości utworów kenozoicznych i permomezozoicznych w północno-zachodniej Polsce. Pr. Inst. Geol., 124.
- KRÓLIKOWSKI C. & TWAROGOWSKI J. 1991 — Mapa rozkładu gęstości skał występujących nad poziomem morza w Polsce. Kwart. Geol., 35: 371–382.
- KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z. & TWAROGOWSKI J. 1998 — Interpretacja wyników zdjęcia grawimetrycznego pod kątem rozpoznania budowy utworów kenozoiku i ich bezpośredniego podłoża. CAG Państw. Inst. Geol., nr arch. 222/02.
- KOZŁOWSKI I. & NOSEK M. 1977 — Mapa geologiczna Polski 1 : 200 000, ark. Gorzów. Wyd. B. Inst. Geol.
- KURZAWA M. 1993 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Żeliszewiec (266). Państw. Inst. Geol.
- PETECKI Z. & JÓ WIĄK W. 1991 — Mapy geofizyczne elementów strukturalnych permomezozoiku z rejonu niecki szczecińsko-mogileńsko-łódzkiej i warszawskiej arkusz Pyrzyce. CAG Państw. Inst. Geol., nr arch. 164/92.
- PETECKI Z. & JÓ WIĄK W. 1991a — Mapy geofizyczne elementów strukturalnych permomezozoiku z rejonu niecki szczecińsko-mogileńsko-łódzkiej i warszawskiej arkusz Gorzów Wlkp. CAG Państw. Inst. Geol., nr arch. 161/92.
- PIOTROWSKI A. 1990 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Widuchowa (304). Państw. Inst. Geol.
- PIOTROWSKI A. 1991 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Cedynia (343). Państw. Inst. Geol.
- PIOTROWSKI A. 1991a — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Chojna (344). Państw. Inst. Geol.
- PIOTROWSKI A. 1999 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Stara Rudnica (383) i Mieszkowice (384). Państw. Inst. Geol.
- RUSZAŁA M. 1995 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Stare Czarnowo (267). Państw. Inst. Geol.
- RUSZAŁA M. 1997 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Pyrzyce (306). Państw. Inst. Geol.
- TWAROGOWSKI J. 1995 — Analiza półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego dla tematu Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, ark. Stara Rudnica i Mieszkowice. Arch. Zakł. Geofizyki Państw. Inst. Geol.
- TWAROGOWSKI J. 2000 — Analiza półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego w rejonie bloku Gorzowa dla rozpoznania budowy utworów przypowierzchniowych. Arch. Zakł. Geofizyki Państw. Inst. Geol.
- UNIEJEWSKA M. & NOSEK M. 1975 — Mapa geologiczna Polski 1 : 200 000, ark. Pyrzyce. Wyd. A. Inst. Geol.
- UNIEJEWSKA M. & NOSEK M. 1975 — Mapa geologiczna Polski 1 : 200 000, ark. Pyrzyce. Wyd. B. Inst. Geol.
- UNIEJEWSKA M. & NOSEK M. 1977 — Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski 1 : 200 000, ark. Pyrzyce. Inst. Geol.