

## STREFA KOSZALIN – CHOJNICE W OBRAZIE GRAWIMETRYCZNYM

UKD 551.735.23.022:56.016.1:551.822.3(24:181m3033/3054(438–15 Donatowo k. Konina)

Regionalne badania grawimetryczne, wykonane w latach 1942–1943 przez przedsiębiorstwo „Seismos”, ujawniły na obszarze niecki pomorskiej strefę lokalnych anomalii siły ciężkości Koszalin–Chojnice–Świecie, o amplitudach, dochodzących do 4 mGal (1 mGal =  $10^{-5}$  N/kg w systemie SI; N – niuton), które wygasają już na obszarze niecki warszawskiej w okolicach Chełmna–Chełmży.

W latach 1962–1969 obszar występowania wyżej wspomnianych anomalii został objęty półszczegółowym zdjęciem grawimetrycznym, wykonanym przez zespoły Przedsiębiorstwa Poszukiwań Geofizycznych pod kierunkiem J. Wasiaka, B. Kruka, W. Dudy i N. Bochni. W zdjęciu tym używano grawimetrów systemu Askania GS 11 oraz Sharpe, uzyskując wyznaczenia względnych wartości siły ciężkości z dokładnością  $\pm 0,06$  mGal i  $\pm 0,03$  mGal.

Punkty pomiarowe tych zdjęć były od siebie wzajemnie odległe o 300–1000 m.

Ich wyniki zostały wykorzystane przez E. Bronowską, W. Bujnowskiego i A. Grobelnego przy opracowywaniu mapy grawimetrycznej Polski w redukcji Bouguera w skali 1:500 000.

W latach 1977–1979 Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych pod kierunkiem A. Grobelnego z Zakładu Geofizyki Instytutu Geologicznego opracowało szereg arkuszy mapy grawimetrycznej Polski w skali 1:200 000, obejmujących rozpatrywany obszar, na podstawie danych tego samego półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego. Mapa ta ma dwie wersje: mapę anomalii Bouguera i mapę anomalii rezydualnych, obliczonych sposobem Griffina (przy promieniu diagramu obliczeniowego  $R = 2,236$  i bo-

ku siatki interpolacyjnej, w której węzłach wykonywano obliczenia  $s = 1$  km).

Dysponując tymi materiałami autor postanowił wykrywać je do ujawnienia zależności między obrazem grawimetrycznym strefy Koszalin–Chojnice a szczegółami jej budowy geologicznej.

### SPOSÓB OPRACOWANIA MATERIAŁÓW

Stosując sposób zaproponowany w jednym z referatów autora (2) dla każdego punktu pomiarów grawimetrycznych obliczono średnią bezwzględną wartość zmian poziomych siły ciężkości  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$ , którą określa wzór:

$$\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr} = \frac{\sum_{n=1}^n |g_o - g_n|}{\Delta s \cdot n}$$

gdzie:  $g_o$  – wartość siły ciężkości w miejscu pomiaru;  $g_n$  – wartość siły ciężkości w punktach odległych o  $\Delta s$  od punktu pomiaru;  $n$  – ilość tych punktów.

Ponieważ punkty pomiarowe były wzajemnie odległe o 300–1000 m przyjęto  $\Delta s = 1$  km. Przy tak małej wartości  $\Delta s$   $g_o - g_n \approx g_o^a - g_n^a$  ( $g_o^a, g_n^a$  – wartości anomalii siły ciężkości w redukcji Bouguera w punkcie pomiaru i punktach odległych od niego o  $\Delta s$ ). W związku z tym zamiast  $g_o$  i  $g_n$  w punkcie pomiaru przyjmowano z katalogu wartości  $g_o^a$ , natomiast w 8 punktach, rozmieszczonych w równych odstępach na okręgu, którego środek znajdował się w punkcie pomiaru, odczytywano wartości  $g_n^a$  z mapy anomalii Bouguera. W tej sytuacji podany powyżej wzór przyjął następującą formę:

$$\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr} \approx \frac{\sum_{n=1}^{n=8} |g_o^a - g_n^a|}{8}$$

Wartości  $g_o^a$  i  $g_n^a$  odczytywano w miligalach, zaś  $\Delta s$  w kilometrach. Co za tym idzie wartości  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  uzyskano w jednostkach  $\frac{\text{mGal}}{\text{km}} = 10 E$  ( $E$  – etwesz).

Wartości  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  obliczono dla około 9000 punktów pomiarowych, rozmieszczonych w pasie o szerokości od 15 do 30 km, ciągnącym się od brzegu Morza Bałtyckiego w okolicach Mielnia do Wisły koło Świecia. Wyniki obliczeń przedstawiono na szkicu w skali 1:100 000 w postaci wartości oraz izarytm  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  w odstępach 0,5 i 1  $E$ .

Na tej podstawie wyznaczono strefy maksymalnych wartości badanego parametru. Wyróżniono przy tym trzy kategorie takich stref: dla  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr} < 5 E$ , dla  $5 E < \left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr} < 10 E$  i dla  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr} > 10 E$ . Strefy te przedstawiono na ryc. 1. Na rycinie tej zaznaczono także przebieg osi rezydualnych anomalii siły ciężkości obliczonych metodą Griffina, wyznaczony na podstawie wymienionej na wstępie mapy grawimetrycznej Polski w skali 1:200 000. Wyróżniono przy tym cztery kategorie anomalii rezydualnych: dodatnie o amplitudzie  $> 1$  mGal, dodatnie o amplitudzie  $< 1$  mGal, ujemne o amplitudzie  $> 1$  mGal i wreszcie ujemne o amplitudzie  $< 1$  mGal. Podano także miejsca wykonania głębokich wierceń.

Poziomy gradient siły ciężkości można określić wzorem:

$$\frac{\delta g}{\delta s} = \sqrt{\left( \frac{\delta g}{\delta x} \right)^2 + \left( \frac{\delta g}{\delta y} \right)^2}$$

gdzie:  $\frac{\delta g}{\delta x}, \frac{\delta g}{\delta y}$  – pochodne siły ciężkości w płaszczyźnie poziomej względem dwóch prostopadłych do siebie kierunków  $x$  i  $y$ .

W praktyce można obliczyć wartość poziomego gradientu siły ciężkości, ustalając różnice wartości siły ciężkości  $\Delta g^x$  i  $\Delta g^y$  między punktem obliczeń a dwoma innymi punktami, leżącymi w odległościach  $\Delta x$  i  $\Delta y$  od punktu obliczeń na dwóch prostopadłych do siebie osiach współrzędnych, przecinających się w tym punkcie. W takim przypadku:

$$\frac{\delta g}{\delta s} \approx \sqrt{\left( \frac{\Delta g^x}{\Delta x} \right)^2 + \left( \frac{\Delta g^y}{\Delta y} \right)^2}$$

Dla wyeliminowania wpływu błędów przypadkowych można policzyć średnią bezwzględną wartość gradientu poziomego siły ciężkości stosując wzór:

$$\left| \frac{\delta g}{\delta s} \right|_{sr} \approx \frac{\sum_{n=1}^n \sqrt{\left( \frac{\Delta g_n^x}{\Delta x_n} \right)^2 + \left( \frac{\Delta g_n^y}{\Delta y_n} \right)^2}}{n}$$

gdzie:  $\Delta g_n^x, \Delta g_n^y$  – różnice wartości siły ciężkości między punktem obliczeń a kolejnymi parami punktów, położonych w odległościach  $\Delta x_n$  i  $\Delta y_n$  na kolejnych prostopadłych do siebie osiach współrzędnych  $x$  i  $y$  przecinających się w punkcie obliczeń i obróconych w nim o pewien kąt.

Przyjmując te same założenia, co i przy obliczaniu średnich bezwzględnych wartości zmian poziomych siły ciężkości, tj.  $\Delta x_n = \Delta y_n = 1$  km,  $n = 8$  oraz  $\Delta g = g_o - g_n \approx g_o^a - g_n^a$

$$\left| \frac{\delta g}{\delta s} \right|_{sr} \approx \frac{\sum_{n=1}^{n=8} \sqrt{(g_o^a - g_n^a)^2 + (g_o^a - g_n^a)^2}}{8}$$

Tak jak w przypadku  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  jednostką  $\left| \frac{\delta g}{\delta s} \right|_{sr}$  jest etwesz ( $E$ ).

Łatwo udowodnić, że przy tych przyjętych założeniach

$$0,6 \left| \frac{\delta g}{\delta s} \right|_{sr} \leq \left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr} \leq \left| \frac{\delta g}{\delta s} \right|_{sr}$$

przy czym kiedy izarytmy siły ciężkości lub jej anomalii są równoległe  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr} = 0,6 \left| \frac{\delta g}{\delta s} \right|_{sr}$ , natomiast kiedy tworzą koła koncentryczne w stosunku do punktu obliczeń (co zdarza się niesłychanie rzadko)  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr} = \left| \frac{\delta g}{\delta s} \right|_{sr}$ .

Tak więc nasuwa się pytanie w jakim stopniu mapy średnich bezwzględnych wartości zmian poziomych siły ciężkości i wyznaczone na ich podstawie strefy maksymalnych wartości tego parametru odpowiadają mapom i strefom maksymalnych wartości średniego gradientu poziomego siły ciężkości?

Aby wyjaśnić tę sprawę, dla części rozpatrywanego

Ryc. 1. Lokalne elementy anomalne siły ciężkości strefy Koszalin–Chojnice.

I – linie maksymalnych bezwzględnych wartości zmian poziomych siły ciężkości  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$ ,  $1 - \left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr} \geq 10' E$ ,  $2 - 5 E \leq \left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr} < 10 E$ ,  $3 - \left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr} < 5 E$ ; II – rezydualne anomalie siły ciężkości obliczone sposobem Griffina ( $R = 2,236 \text{ km}$ ,  $s = 1 \text{ km}$ ), 4 – anomalie dodatnie – amplituda  $> 1 \text{ mGal}$ , 5 – anomalie dodatnie – amplituda  $< 1 \text{ mGal}$ , 6 – anomalie ujemne – amplituda  $> 1 \text{ mGal}$ , 7 – anomalie ujemne – amplituda  $< 1 \text{ mGal}$ .

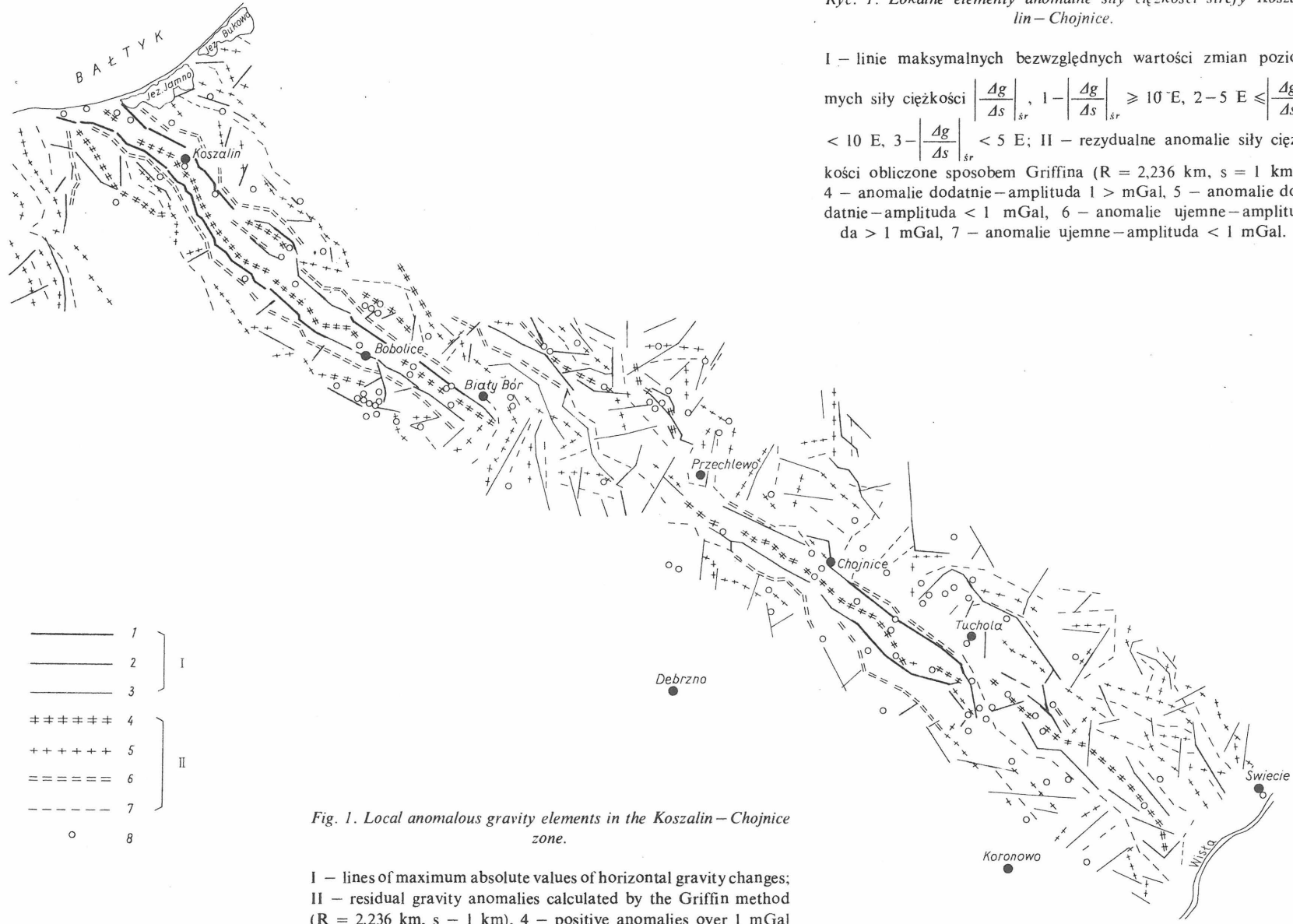
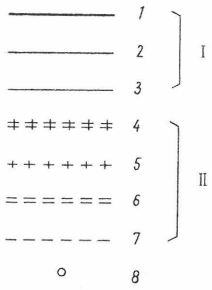


Fig. 1. Local anomalous gravity elements in the Koszalin–Chojnice zone.

I – lines of maximum absolute values of horizontal gravity changes; II – residual gravity anomalies calculated by the Griffin method ( $R = 2.236 \text{ km}$ ,  $s = 1 \text{ km}$ ), 4 – positive anomalies over  $1 \text{ mGal}$  in amplitude, 5 – positive anomalies below  $1 \text{ mGal}$  in amplitude, 6 – negative anomalies over  $1 \text{ mGal}$  in amplitude, 7 – negative anomalies below  $1 \text{ mGal}$  in amplitude.

obszaru (okolice Mielnia), obliczono wartości  $\left| \frac{\partial g}{\partial s} \right|_{sr}$  przyjmując te same założenia ( $\chi_n = \gamma_n = 1 \text{ km}$ ,  $n = 8$ ), co i przy obliczaniu  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$ . Obliczenia także wykonano dla 162 punktów pomiarów siły ciężkości. Ich wyniki przedstawio-

no w formie izarytm  $\left| \frac{\partial g}{\partial s} \right|_{sr}$  w odstępach  $0,5$  i  $1 E$  oraz linii maksymalnych wartości tej wielkości (ryc. 2). Dla porównania przedstawiono izarytmy i linie maksymalnych wartości  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  dla tego samego obszaru (ryc. 3).



Ryc. 2. Średni gradient poziomy siły ciężkości  $\left| \frac{\partial g}{\partial s} \right|_{sr}$  okolic Mielna.

1 – punkty pomiarów siły ciężkości, 2 – izarytmy  $\left| \frac{\partial g}{\partial s} \right|_{sr}$  co 0,5  
E, 3 – strefy maksymalnych wartości  $\left| \frac{\partial g}{\partial s} \right|_{sr}$ .

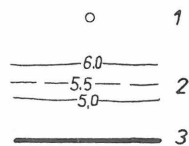
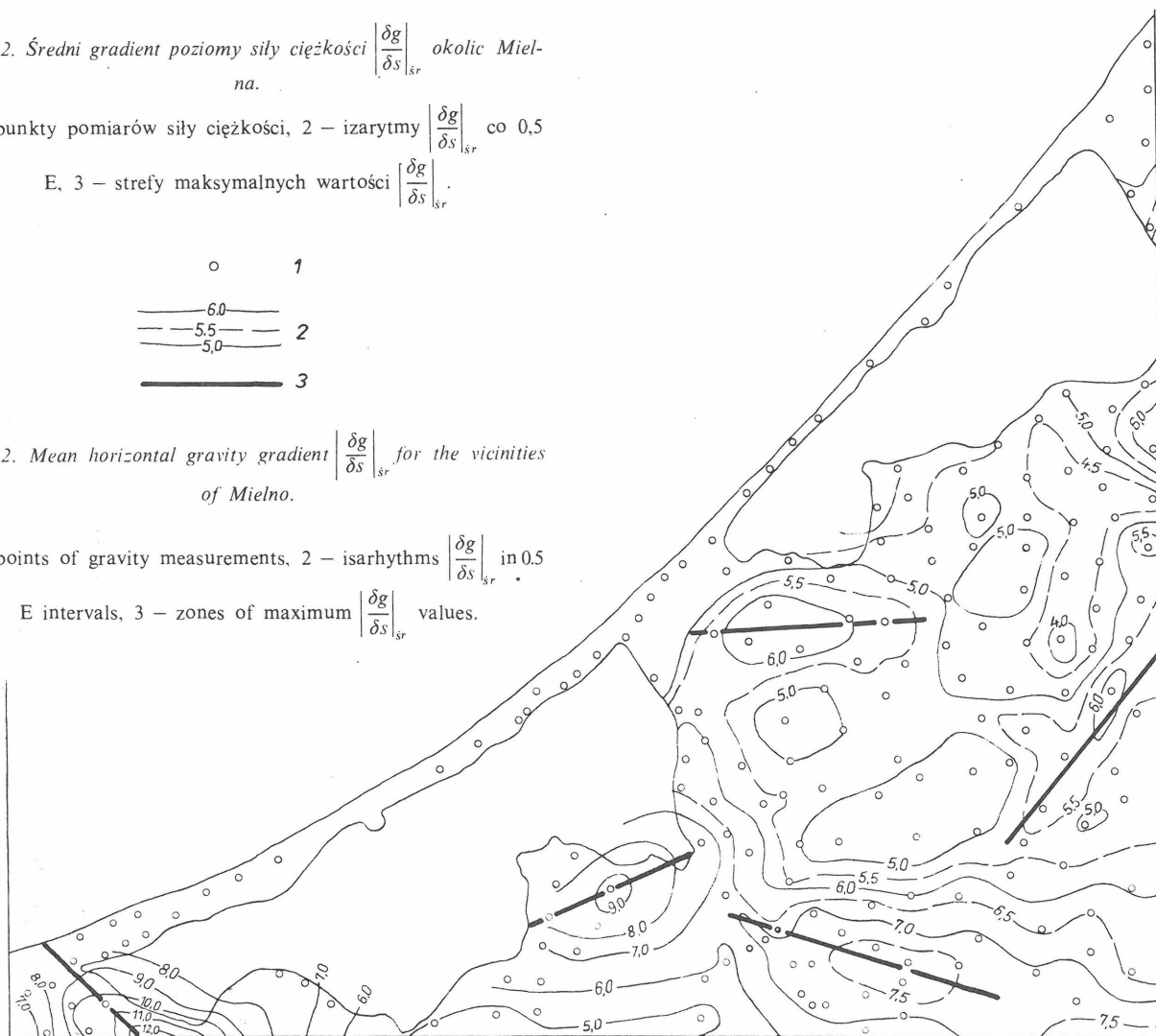


Fig. 2. Mean horizontal gravity gradient  $\left| \frac{\partial g}{\partial s} \right|_{sr}$  for the vicinities of Mielno.

1 – points of gravity measurements, 2 – isarithms  $\left| \frac{\partial g}{\partial s} \right|_{sr}$  in 0.5 E intervals, 3 – zones of maximum  $\left| \frac{\partial g}{\partial s} \right|_{sr}$  values.



Z porównania wynika, że w obu przypadkach izarytmy mają podobny kształt zaś linie maksymalnych wartości identyczny przebieg.

Dla wspomnianych 162 punktów policzono także iloraz wartości  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  i  $\left| \frac{\partial g}{\partial s} \right|_{sr}$  oraz jego odwrotności  $\left| \frac{\partial g}{\partial s} \right|_{sr} / \left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$ .

Otrzymano następujące wyniki:

$\left  \frac{\Delta g}{\Delta s} \right _{sr} : \left  \frac{\partial g}{\partial s} \right _{sr}$	Ilość przypadków	$\left  \frac{\partial g}{\partial s} \right _{sr} : \left  \frac{\Delta g}{\Delta s} \right _{sr}$
0.60	10	1.67
0.61	9	1.65
0.62	16	1.62
0.63	46	1.60
0.64	26	1.57
0.65	24	1.55
0.66	18	1.52
0.67	9	1.50
0.68	4	1.47
0.73	1	1.37

W powyższym zestawieniu widać, że stosunek  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$

do  $\left| \frac{\partial g}{\partial s} \right|_{sr}$  zmienia się w niewielkim zakresie (od 0.60 do 0.68 nie licząc pojedynczej wartości 0.73) i dla największej liczby przypadków (46) jest równy 0.63, a więc bliski 0.60 (izarytmy równoległe).

Wartości  $\left| \frac{\partial g}{\partial s} \right|_{sr} : \left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  wahają się w rozpatrywanym przypadku od 1.47 do 1.67, a więc zmieniają o około 20%. Tak więc maksymalny błąd obliczenia wartości  $\left| \frac{\partial g}{\partial s} \right|_{sr}$  na podstawie wartości  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  przez zastosowanie tego czy innego współczynnika wyniosłby 20%. Przy największej zaobserwowanej w okolicy Mielna wartości  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  (10.5 E) wyniosłby on 2.1 E.

A zatem znając wartości średnich bezwzględnych zmian poziomych siły ciężkości można tylko w przybliżeniu określić poziomy gradient siły ciężkości (jego wartość skalarną). Pozwalają one natomiast wyznaczyć z dostateczną dokładnością przebieg linii łączących maksymalne wartości tego parametru. Należy przy tym zauważyć, że obliczanie wartości  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  jest znacznie prostsze i kilkakrotnie szybsze niż obliczanie wartości  $\left| \frac{\partial g}{\partial s} \right|_{sr}$ .

Ryc. 3. Średnie wartości bezwzględne zmian poziomych  $\left| \frac{\delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  siły ciężkości okolic Mielna.

1 – punkty pomiarów siły ciężkości, 2 – izarytmy  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  co 0,5 E,  
3 – strefy maksymalnych wartości  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$ .

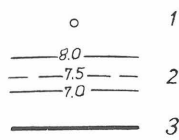
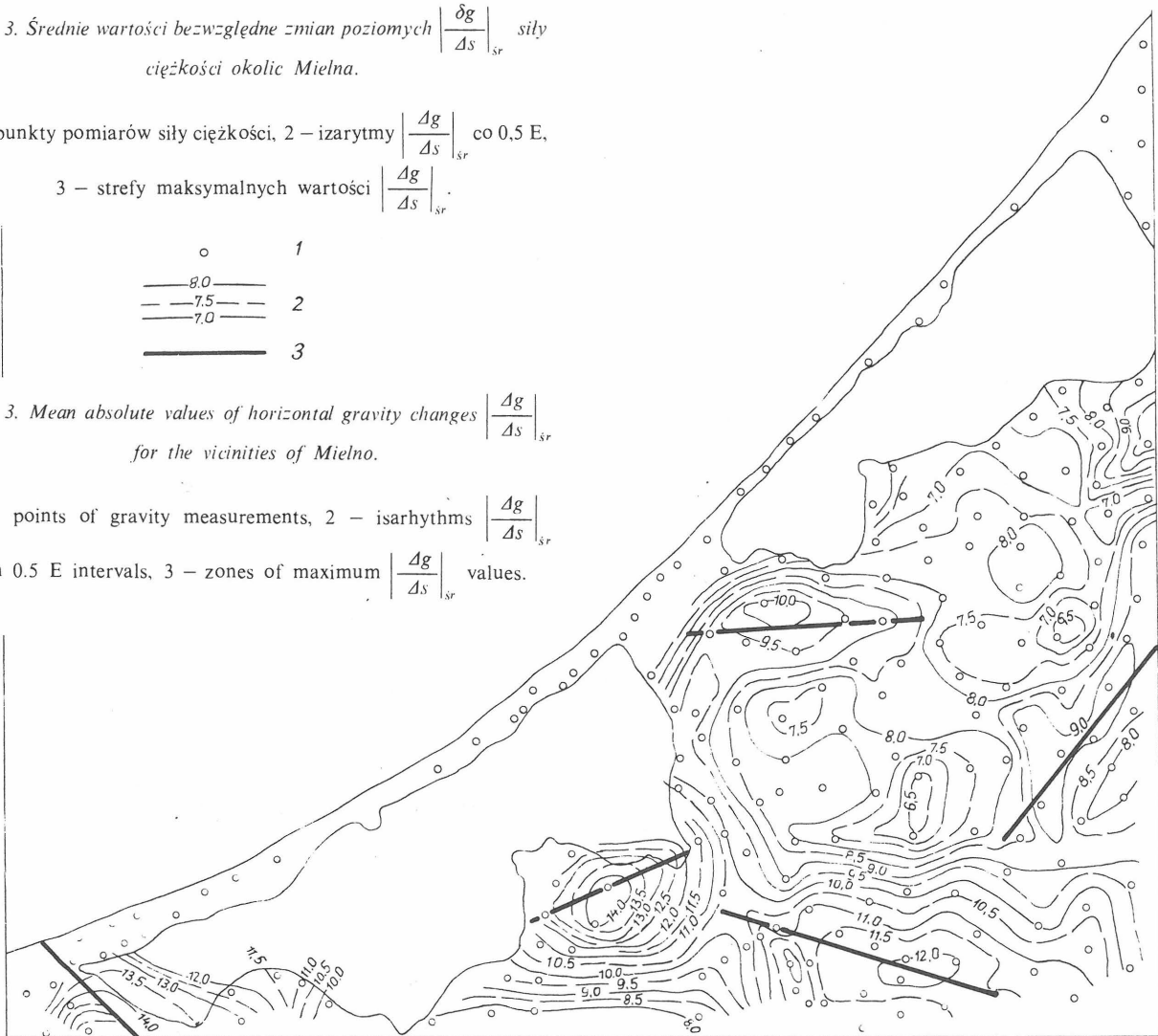


Fig. 3. Mean absolute values of horizontal gravity changes  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  for the vicinities of Mielno.

1 – points of gravity measurements, 2 – isarithms  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  in 0.5 E intervals, 3 – zones of maximum  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  values.



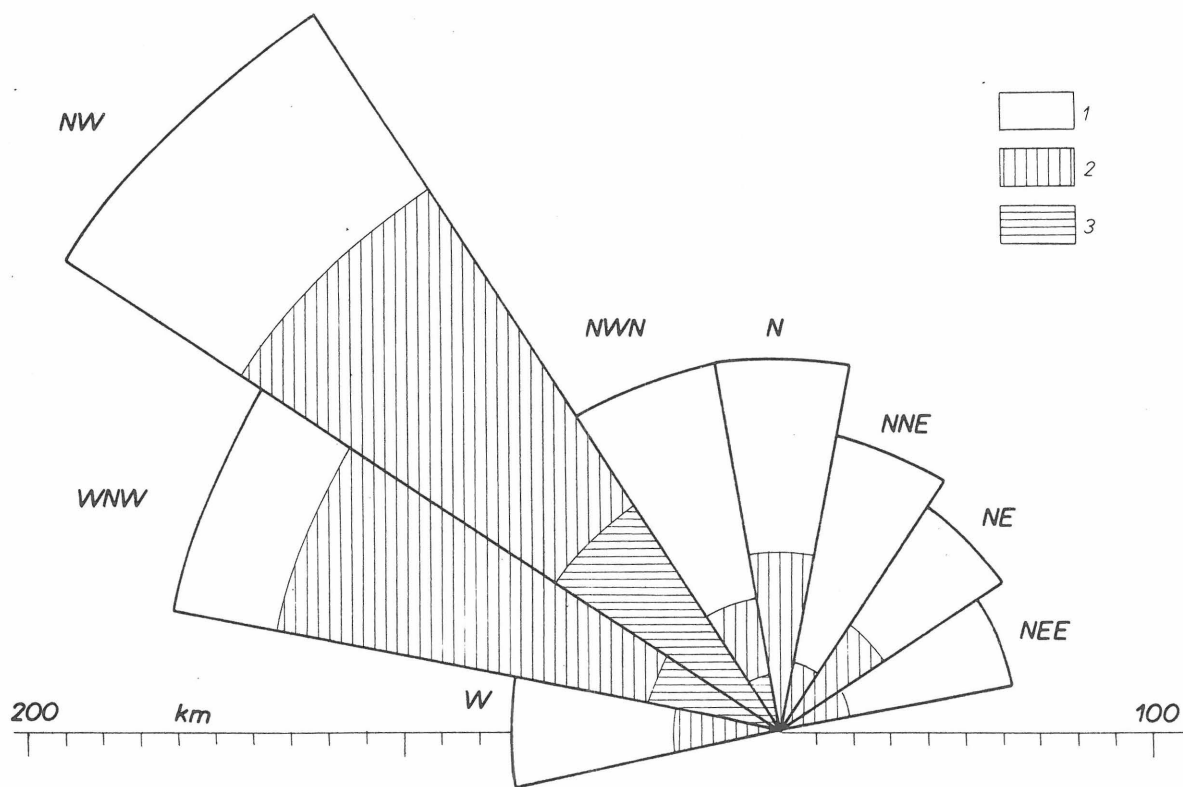
### LOKALNE ELEMENTY ANOMALNE SIŁY CIĘŻKOŚCI STREFY KOSZALIN-CHOJNICE I ICH PRZYCZYNY GEOLOGICZNE

T. Olczak (4), który pierwszy wyróżnił dwa pozytywne elementy grawimetryczne – oś Chojnic i wyż Koszalina – odpowiadające strefie Koszalin–Chojnice, nie zajął stanowiska w stosunku do ich przyczyn geologicznych.

Autor niniejszego artykułu wyraził w jednej ze swoich prac (1) przypuszczenie, że przyczyną dodatnich anomalii tej strefy są lokalne wyniesienia utworów dewońskich cięższych od skał nadkładu. Natomiast A. Kozera (3) uważa, że są one oddźwiękiem wydźwigniętych utworów paleozoicznych. Jednak z porównania opracowanej przez autora mapy „Lokalne elementy anomalne siły ciężkości strefy Koszalin–Chojnice” (ryc. 1) oraz „Mapy geologicznej bez utworów młodszych od kampanu”, „Mapy geologicznej bez utworów młodszych od dano-paleocenu” i „Mapy strukturalnej spągu kredy” opracowanych przez M. Jaskowiak-Schoeneichową (5) wynika, że dodatnie anomalie lokalne omawianej strefy wiążą się z lokalnymi wyniesieniami utworów kredowych bądź jurajskich, natomiast anomalie ujemne z lokalnymi obniżeniami tychże utworów.

Z danych zawartych w rozdziale autora „Badania gęstości skał”, stanowiącym część opracowania zbiorowego, dotyczącego budowy geologicznej strefy Koszalin–Chojnice (6) można wnioskować, iż mimo dużej zmienności gęstości utworów kredowych, pierwszy wyraźny kontrast gęstości, który zaznacza się w całej tej strefie, występuje w stropie utworów jurajskich. Tak więc można przyjąć, że lokalne dodatnie anomalie siły ciężkości są tu powodowane głównie przez wyniesienia utworów jurajskich, a anomalie ujemne – przez ich obniżenia. Wtórnią rolę odgrywają prawdopodobnie duże kontrasty gęstości w stropie triasu górnego lub wapienia muszlowego oraz w stropie cechsztynu.

Najlepszą korelację wykazują dodatnie lokalne anomalie siły ciężkości, o amplitudach przekraczających 1 mGal i w pewnych miejscach dochodzących do 2 mGal, z pasem antyklin Koszalin–Bobolice–Człuchów–Byśław–Korytowo (nazwy przyjęte za R. Dadlezem – 5). Również brachy – bądź plakantykliny Gozda, Miastka, Brdy, Stobna, Będzinka i Wierzchowa mają swoje odbicie w rozkładzie siły ciężkości w postaci dodatnich anomalii lokalnych o amplitudzie przekraczającej 1 mGal, aczkolwiek zgodność przebiegu osi antyklin i anomalii nie jest tak dobra jak w poprzednim przypadku. Być może przyczyną tego jest niedostateczne rozpoznanie sejsmiczne, a co za tym idzie niedokładne wyznaczenie zarysów antyklin.



Ryc. 4. Częstość kierunków linii maksymalnych wartości  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  strefy Koszalin-chojnice.

$$1 - \left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr} < 5 E, \quad 2 - 5 E \leq \left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr} < 10 E, \quad 3 - \left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr} \geq 10 E.$$

Fig. 4. Frequency of directions of lines of maximum  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  values in the Koszalin-chojnice zone.

Pozostałe, znane dotychczas brachyantykliny w górnych partiach kompleksu mezozoiczno-cechsztyńskiego (Wierzchocina, Cekcyn, Bukowiec, Brzezie, Rzeczenica) bądź odpowiadają słabym (o amplitudzie nie przekraczającej 1 mGal) anomalii dodatnim, bądź też nie mają wyraźnego oddźwięku w obrazie siły ciężkości. Można przypuszczać, że utwory budujące te struktury i utwory wypełniające sąsiednie zagłębienia różnią się niewiele pod względem gęstości. Na tym tle może się ujawniać większy wpływ głębszych partii kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego powodujący przesunięcie osi anomalii lokalnych względem osi brachyantyklin przesłuszonych w obrębie kredy lub w jej spągu.

Poza wyżej wspomnianymi na mapie lokalnych elementów anomalnych siły ciężkości zaznacza się szereg anomalii rezydualnych zarówno dodatnich, jak i ujemnych, o amplitudzie nie przekraczającej 1 mGal. Być może ich przyczyną są także drobne struktury w obrębie kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego. Nie jest jednak wykluczone, że stanowią one oddźwięk struktur podcechsztyńskich. W tym ostatnim przypadku trzeba by się liczyć z inwersją grawimetryczną, gdyż utwory karbonu i dewonu oraz syluru i ordowiku mają na ogół znacznie mniejsze gęstości od utworów cyklotemów cechsztyńskich leine, stassfurt i werra, a co za tym idzie wypiętrzeniom podłoża permu mogą towarzyszyć ujemne anomalie rezydualne, a obniżeniom anomalie dodatnie.

Jak wiadomo strefy maksymalnych wartości gradientu poziomego siły ciężkości występują nad górnymi krawędziami pionowych lub blisko górnych krawędzi stromych powierzchni nieciągłości, (w połowie odległości między rzutami górnej i dolnej krawędzi na powierzchnię Ziemi), oddzielających utwory geologiczne o różnej gęstości. W

przypadku strefy Koszalin-chojnice takimi granicami w kompleksie skał osadowych mogą być jedynie uskoki.

Z porównania przebiegu uskoku, przedstawionych na „Mapie tektonicznej kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego” opracowanej przez R. Dadleza (5), z rozpatrywaną mapą lokalnych elementów anomalnych siły ciężkości wynika, iż istnieje duża zgodność położenia niektórych z tych uskoku ze strefami maksymalnych wartości poziomych zmian siły ciężkości. W szczególności zgodność taką wykazuje para równoległych uskoku Koszalin-Bobolice i Koszalin zachodni, charakteryzująca się wartościami maksymalnymi zmian poziomych siły ciężkości przekraczającymi na ogół 10 E. Również uskok Chojnic pokrywa się ze strefą tych wartości, przekraczających także w większości przypadków 10 E. Nienazwany uskok równoległy do poprzedniego od SW tak samo ma wyraźne odbicie w postaci strefy dużych wartości maksymalnych zmian poziomych. Natomiast uskok Korytowa i uskoki do niego równoległe od SW nie mają pełnego potwierdzenia w obrazie grawimetrycznym, który natomiast sugeruje istnienie szeregu krótkich uskoku przebiegających skośnie względem siebie. Również w miejscu, gdzie zaznaczono przypuszczalny uskok Tucholi należy się spodziewać kilku uskoku o innym przebiegu. Także NW część uskoku Biesiekierza miałyby (zgodnie z danymi grawimetrycznymi) inny niż zakładany przebieg, natomiast jego odcinek SE odpowiada tym danym. Uskok Gozda nie zaznacza się na mapie maksymalnych wartości poziomych zmian siły ciężkości. Uskoki Brdy (według danych grawimetrycznych) mają inne położenie niż na mapie R. Dadleza.



Poza wymienionymi powyżej mapa „Lokalne elementy anomalne siły ciężkości strefy Koszalin–Chojnice” przedstawia szereg innych stref maksymalnych wartości zmian poziomych siły ciężkości, które sygnalizują istnienie uskoków nie ujawnionych przez wiercenia i badania sejsmiczne, bądź też źle zlokalizowanych przez te badania. Znając trudności korelacji tych samych uskoków na różnych profilach sejsmicznych można przypuszczać, że mapa ta stanowi lepszą podstawę do wyznaczania przebiegu uskoków niż interpretacja danych refleksyjnych badań sejsmicznych.

Z przeprowadzonej przez autora analizy statystycznej częstotliwości występowania poszczególnych kierunków stref maksymalnych wartości zmian poziomych siły ciężkości, której wyniki przedstawiono w postaci diagramu rozetowego (ryc. 4) można wysnuć wniosek, że na badanym obszarze dominującymi kierunkami przebiegu uskoków są NW oraz WNW. Pozostałe kierunki występują znacznie rzadziej, a ich częstotliwość występowania jest równorzędna. Jak to zresztą wynika z poprzedniego omówienia tylko niektóre uskoki o kierunkach dominujących oraz rzadziej NNW odpowiadają strefom maksymalnych wartości zmian poziomych siły ciężkości wyższych od 10 E. Należy tu zauważyć, że wartości te zależą od kilku parametrów: głębokości występowania górnej krawędzi uskoku, jego zrzutu, upadu, powierzchni uskoku i kontrastu gęstości utworów, rozdzielonych tą powierzchnią.

#### WNIOSKI

1. Zaproponowany przez autora sposób średnich bezwzględnych wartości zmian poziomych siły ciężkości pozwala z dostateczną dokładnością określić położenie stref maksymalnych wartości poziomego gradientu siły ciężkości, a co za tym idzie przebieg pionowych lub stromych granic nieciągłości gęstości. Takimi granicami w kompleksie skał osadowych strefy Koszalin–Chojnice są uskoki.

2. Stosując ten sposób można także w przybliżeniu ustalić wartości średniego poziomego gradientu siły ciężkości.

3. Analiza wyników półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego wykazała, że szereg lokalnych wyniesień, obniżen i uskoków strefy Koszalin–Chojnice poznanych w wyniku badań sejsmicznych i wiercen ma swój oddźwięk w obrazie grawimetrycznym i pozwoliła w wielu przypadkach bardziej szczegółowo ustalić ich położenie i zasięg, a także ujawniła szereg lokalnych elementów tektonicznych nieznanych dotychczas.

#### LITERATURA

1. Dąbrowski A. – Przyczyny geologiczne anomalii siły ciężkości na obszarze Polski w świetle analizy ciężaru objętościowego. Pr. Inst. Geol. 1974 t. 73.
2. Dąbrowski A. – Strefy uskokowe w północno-zachodniej Polsce w świetle poziomych gradientów siły ciężkości (streszczenie referatu). Kwart. Geol. 1978 nr 4.
3. Kozera A. – Wstępna interpretacja wyników badań geofizycznych wzdłuż profilu Bytów–Kalisz Pomorski (Pomorze Zachodnie). Biul. Inst. Geol. 1976 nr 293.
4. Olczak T. – Mapa grawimetryczna Polski. Biul. Państw. Inst. Geol. 1951 nr 64.
5. Praca zbiorowa – Perm i mezozoik niecki pomorskiej. Pr. Inst. Geol. 1976 t. 79.

6. Praca zbiorowa – Opracowanie geologiczno-geofizyczne strefy kontaktu platformy prekambryjskiej i paleozoicznej między Koszalinem a Bydgoszczą. Arch. IG 1981 (maszynopis).

#### SUMMARY

Regional gravity studies carried out in the years 1942–1943 showed the presence of several local anomalies up to 4 mGal in amplitude in the Koszalin–Chojnice zone. In the years 1962–1969, the area of occurrence of these anomalies has been covered by semi-detailed gravity surveys at points 300–1 000 m distant from one another. The obtained results were used in compilation of maps of Bouguer residual anomalies (calculated by the Griffin's method:  $R = 2\,236$  km,  $s = 1$  km) in the scale 1:200 000 in the Enterprise of Geophysical Surveys.

Using a new technique and the same results of measurements, the present author compiled map of mean absolute values of horizontal gravity changes  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  in the scale 1:50 000. The map shows lines of maximum  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  values.

For a part of the studied area (vicinities of Mielno), there were also calculated mean absolute values of horizontal gravity gradient  $\left| \frac{\partial g}{\partial s} \right|_{sr}$  for the same measurement points.

The comparison of maps of distribution of  $\left| \frac{\partial g}{\partial s} \right|_{sr}$  and  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  values showed similarity of isarithms of these parameters and identical course of lines of maximum values. The values  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  may be used in evaluation of approximate value of  $\left| \frac{\partial g}{\partial s} \right|_{sr}$ .

The above maps were subsequently used in compilation of map of local anomalous gravity elements in the Koszalin–Chojnice zone. The later shows zones of maximum  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  values and axes of residual gravity anomalies. Comparison of that map and geological maps of the Zechstein-Mesozoic complex compiled by M. Jaskowiak-Schoeneichowa and R. Dadlez showed that positive local gravity anomalies are related to elevation of either Cretaceous or Jurassic rocks, and the negative – to local downwarps of these rocks. This interpretation is supported by results of analysis of density data for these rocks (the first marked density contrast was found in the top of Jurassic rocks).

Some less distinct local anomalies may reflect sub-Zechstein structures. When this is the case, a gravity inversion should be taken into account as Carboniferous, Devonian, Silurian and Ordovician rocks are lighter than the Zechstein.

There is also a marked concordance of location of some faults in the Zechstein-Mesozoic complex and zones of maximum  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  values. It may be supposed that other zones of that type reflect faults still not controlled

by drillings and seismic surveys or erroneously localized in the surveys.

The analysis of frequency of directions of individuals lines of maximum  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  values suggests predominance of NW- and WNW-oriented faults in the studied area. It follows that several local elevations, depressions and faults of the Koszalin—Chojnice zone are reflected in the gravity picture.

The analysis of that picture made it also possible to precise location and extent of several structures and to trace some hitherto unknown local tectonic elements.

## РЕЗЮМЕ

Региональные гравиметрические исследования, проведенные за период 1942—1943 выказали ряд местных аномалий силы тяжести в зоне Кошалин—Хойнице с амплитудами до 4 мГал. За период 1962—1969 территория нахождения этих аномалий была покрыта полудетальными измерениями силы тяжести в точках отдалённых от себя на 300—1000 м. На основании результатов этих измерений в Предприятии Геофизических Исследований были составлены карты в масштабе 1:200 000 аномалий Бургера и резидуальных аномалий, вычисленных методом Гриффина ( $P = 2,236$  км,  $c = 1$  км).

Автор статьи, используя предложенный собой способ и результаты тех же самых измерений, составил карту средних абсолютных величин горизонтальных изменений силы тяжести  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  в масштабе 1:50 000, определяя на ней линии максимальных величин  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$ . Для части исследованного района (окрестности Мельна) были вычислены, для тех же самых измерительных точек, средние абсолютные величины горизонтального градиента силы тяжести  $\left| \frac{\delta g}{\delta s} \right|_{sr}$ .

Со сравнения карт распределения величин  $\left| \frac{\delta g}{\delta s} \right|_{sr}$  и  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  видно, что изарытмы этих параметров похожи на себя, а ход линии максимальных величин идентич-

ный. Величины  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  можно использовать для приближительной оценки  $\left| \frac{\delta g}{\delta s} \right|_{sr}$ . На основании этих карт была составлена карта местных аномальных элементов силы тяжести для зоны Кошалин—Хойнице. На ней представлены зоны максимальных величин  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  и оси резидуальных аномалий силы тяжести.

Сравнение этой карты с геологическими картами цехштейно-мезозойского комплекса, составленными М. Ясковяк-Шенайх и Р. Дадлезом выказало, что положительные местные аномалии силы тяжести связаны с возвышенностями меловых или юрских отложений, а отрицательные аномалии — с местными понижениями этих отложений, что подтвердил анализ результатов исследований плотности горных пород (первый контраст плотности находится в кровле юрских отложений).

Некоторые, менее чёткие, местные аномалии могут быть отзвуками подцехштейновых структур. В таком случае следует считаться с гравиметрической инверсией, так как отложения карбона, девона и силура более лёгкие чем цехштейновые отложения.

Существует также значительное согласие размещения некоторых сбросов цехштейно-мезозойского комплекса и зон максимальных величин  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$ . Можно предполагать, что и другие такие зоны указывают на существование сбросов не выявленных скважинами и сейсмическими исследованиями или неправильно локализованных этими исследованиями. Анализ частоты распространения отдельных направлений линии максимальных величин  $\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr}$  выказал, что на исследованном территории преобладающими направлениями сбросов являются СЗ и ЗСЗ.

Так, что ряд местных возвышенностей, понижений и сбросов зоны Кошалин—Хойнице имеет отзвук в гравиметрическом изображении, анализ которого сделал возможным более подробное определение их размещения и объёма, а также выказал ряд неизвестных до сих пор тектонических элементов.