



STEFAN WRONICZ

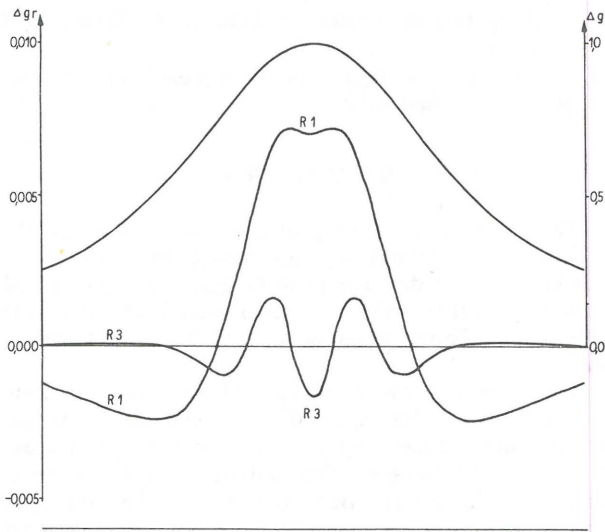
Instytut Geologiczny

**OPTYMALNY SPOSÓB OBLICZANIA ANOMALII RESZTKOWYCH A OCENA
DOKŁADNOŚCI ROZPOZNANIA POMIARAMI POTENCJALNYCH PÓL GEOFIZYCZNYCH**

UKD 550.831.016.004.122 + 550.838.016.004.122 + 550.83.015.04

Jednym z najczęściej stosowanych sposobów obliczania anomalii resztkowych (grawimetrycznych i magnetycznych) jest sposób opracowany przez Griffina (3). Anomalię reszt-

kową oblicza się odejmując od wartości obserwowanej średnią wartość na okręgu o określonym promieniu. Wadą tego sposobu jest powstawanie w procesie obliczeń anomalii



Ryc. 1. Porównanie anomalii resztkowych obliczonych metodą Griffina (R1) i sposobem podanym dla 3 okręgów (R3).

-0,1, +1,1 – efekty pochodzące od danego walca poziomego, Δg – skala anomalii sumarycznej, Δgr – skala anomalii resztkowych (w jednostkach umownych).

Fig. 1. Comparison of residual anomalies calculated with the use of the Griffin (R1) method and the three-circle (R3) method.

-0.1, +1.1 – effects coming from horizontal cylinder, Δg – scale of summative anomaly, Δgr – scale of residual anomalies (in conventional units).

resztkowych pochodzących od anomalii regionalnych, nawet przy braku anomalii lokalnych. Zjawisko to występuje również przy obliczaniu anomalii resztkowych sposobami Saxova i Nygaard (5) oraz Egyeda (2). Dla pola regionalnego dającego się wyrazić wielomianem drugiego stopnia anomalie resztkowe obliczone wymienionymi wyżej sposobami, pochodzące od danego pola regionalnego mają stałą wartość, co pozwala wydzielić anomalie lokalne. W celu całkowitego usunięcia anomalii pochodzących od pola regionalnego proponujemy uwzględnić średnie wartości w 3 okręgach zamiast w jednym. Przy tym sposobie nie występują anomalie resztkowe pochodzące od pola regionalnego, dającego się wyrazić wielomianem do 5 stopnia włącznie. Wartość anomalii resztkowej g_r oblicza się według wzoru

$$g_r = g_o - \frac{1,5}{n} \sum_{i=1}^n g_{i1} + \frac{0,6}{n} \sum_{i=1}^n g_{i2} - \frac{0,1}{n} \sum_{i=1}^n g_{i3}$$

g_o – wartość anomalii obserwowanej w środku okręgów ($r = 0$)

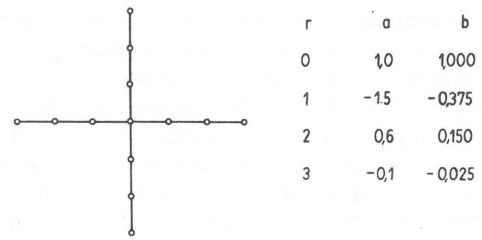
g_{i1} – wartości anomalii obserwowanej na okręgu o promieniu r_1

g_{i2} – wartości anomalii obserw. na okręgu w promieniu r_2

g_{i3} – wartości anomalii obserw. na okręgu w promieniu r_3

$r_2 = 2r_1$ $r_3 = 3r_1$

W porównaniu z metodą Griffina podany wyżej sposób lepiej wydziela anomalie pochodzące od płytkich obiektów

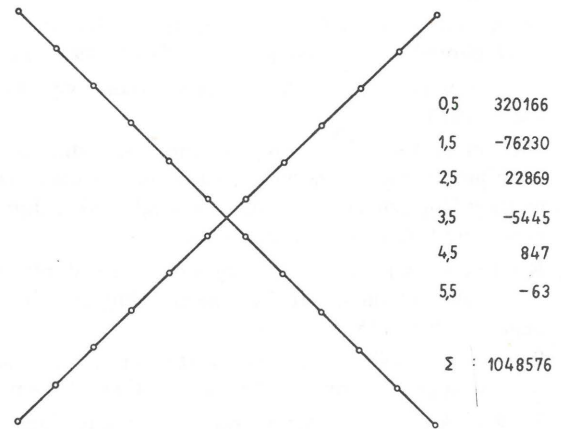


Ryc. 2. Schemat obliczania różnicy między wartością zmierzoną a aproksymowaną dla pomiarów powierzchniowych.

r – promień okręgu, a – współczynniki dla średniej wartości w danym okręgu, b – współczynniki dla sumy 4 wartości w danym okręgu.

Fig. 2. Calculation of difference between measured and approximated values for surface surveys.

r – radius of circle, a – coefficients for mean values for a given circle, b – coefficients for sum of 4 values for a given circle.

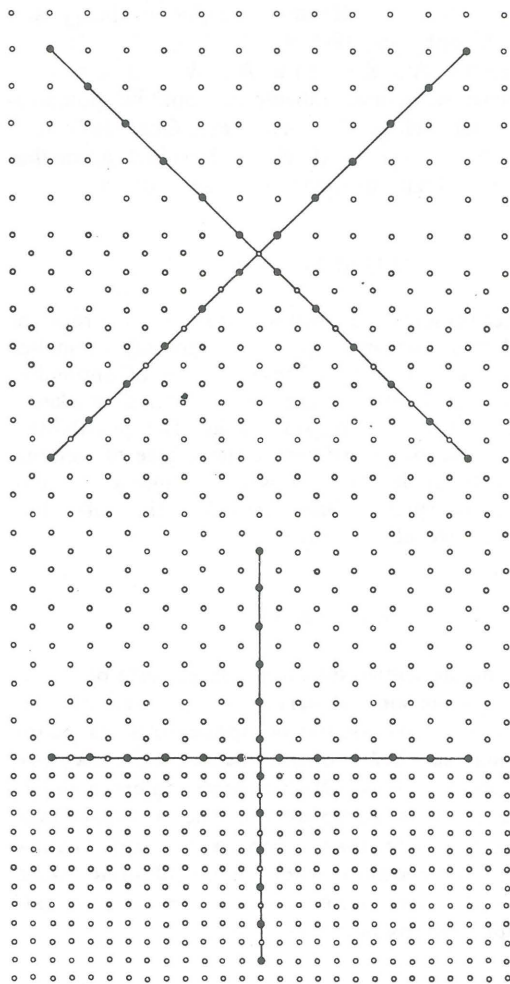


Ryc. 3. Schemat obliczania wartości interpolowanej w środku kwadratu dla pomiarów w siatce kwadratowej. Współczynniki podane po prawej stronie tabeli należy pomnożyć przez sumę 4 wartości dla danego promienia.

Fig. 3. Calculation of value interpolated in center of a square in measurements taken in square network. Coefficients given at the right in the table should be multiplied by sum of 4 values for each radius.

zaburzających. Na ryc. 1 przedstawiono anomalie resztkowe obliczone za pomocą metody Griffina i podanego wyżej sposobu dla anomalii pochodzącej od 2 walców leżących jeden nad drugim w przypadku, gdy efekt pochodzący od płytszego walca (ujemny) jest nieznaczny w porównaniu z efektem (dodatnim), pochodzącym od głębszego walca i nie jest widoczny w obrazie anomalii obserwowanej. Proponowany sposób, podobnie jak poprzednio wymienione, nie da dobrych wyników, gdy wzajemna odległość ciał zaburzających jest mała w porównaniu z ich głębokością i anomalie pochodzące od nich nakładają się na siebie.

Sposób podany dla obliczania anomalii resztkowych można również wykorzystać w celu oceny stopnia rozpoznania mierzonego pola geofizycznego. Przy pomiarach pól geofizycznych, np. grawitacyjnego lub magnetycznego, dokładność rozpoznania rozkładu pola w znacznym stopniu zależy od wzajemnej odległości między punktami pomiarowymi. Zagadnienie to zostało szerzej omówione w artykule (4). Wykazano w nim, że np.: dla pomiarów



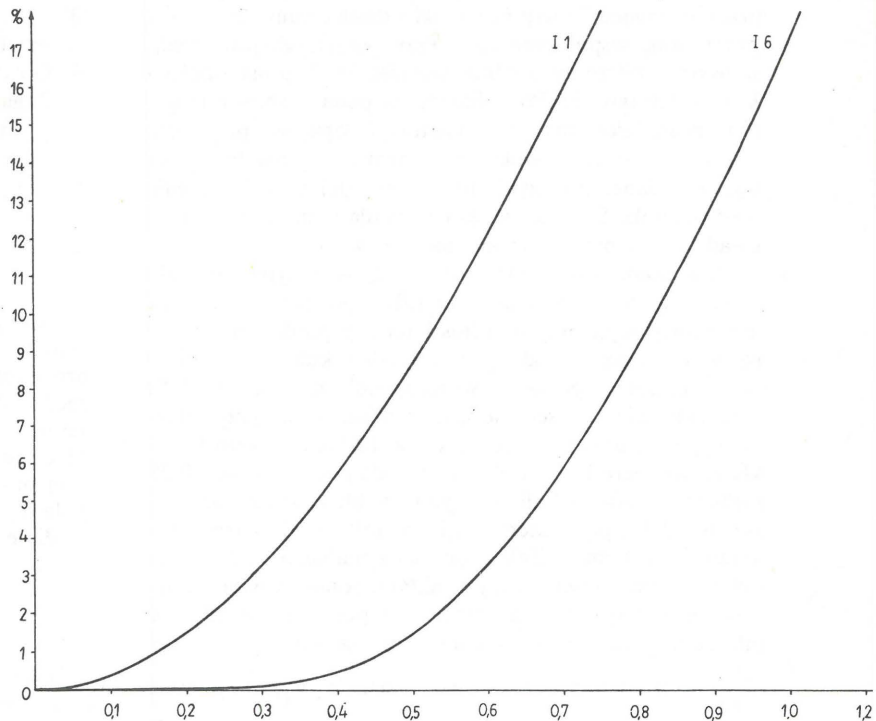
Ryc. 4. Schemat zagęszczania wartości zmierzonych dla pomiarów w siatce kwadratowej.

Fig. 4. Scheme of concentration of measured values for measurements taken in square network.

grawimetrycznych przy odległości między punktami pomiarowymi równej 0,4 głębokości ciała zaburzonego maksymalny błąd określenia wartości pola siły ciężkości jest rzędu 5% maksymalnej wartości anomalii. W praktyce często nie znamy głębokości ciał zaburzonego i nie możemy z góry określić czy zagęszczenie punktów pomiarowych jest wystarczające do dokładnego rozpoznania pola.

Sposób dokładności rozpoznania pola w danym punkcie pomiarowym został podany w artykule (4). Można go uprościć wykorzystując podany wyżej sposób obliczania anomalii reszkowych, co przy pomiarach wzdłuż profilu polega na aproksymacji wartości w 6 sąsiednich punktach pomiarowych (po 3 z każdej strony danego punktu) wielomianem 5 stopnia i porównaniu otrzymanej dla danego punktu wartości z wartością zmierzoną. Gdy różnica jest tego rzędu co dokładność pomiaru, można uznać że stopień rozpoznania pola jest wystarczający i dalsze zagęszczanie pomiarów nie jest celowe.

Przy jednakowej odległości kolejnych punktów pomiarowych obliczenia sprowadzają się do przemnożenia 7 kolejnych wartości przez odpowiednie współczynniki (-0,05; 0,3; -0,75; 1; -0,75; 0,3; -0,05); po zsumowaniu otrzymanych iloczynów określamy różnicę między wartością zmierzoną a aproksymowaną dla środkowego z kolejnych 7 punktów. Przy pomiarach powierzchniowych



Ryc. 5. Maksymalny błąd względny interpolacji dla anomalii grawimetrycznej od kuli.

I 1 – interpolacja prostoliniowa, I 6 – interpolacja wielomianem 11 stopnia (po 6 wartości z każdej strony punktu, dla którego obliczamy wartość interpolowaną);
l – odległość między punktami pomiarowymi, H – głębokość środka kuli.

Fig. 5. Maximum relative error in interpolation for gravity anomaly related to a sphere.

I 1 – rectilinear interpretation, I 6 – interpretation by polynomial of the 11th degree (with 6 values from each side of point, for which interpolated value was calculated);
l – distance between measurement points, H – depth to the center of sphere.

w siatce kwadratowej postępujemy podobnie i obliczamy średnią różnicę w 2 wzajemnie prostopadłych kierunkach (ryc. 2). Np. przy pomiarach grawimetrycznych, w przypadku ciała zaburzonego w kształcie kuli i odległości punktów pomiarowych równej $\frac{1}{4}$ głębokości środka kuli, obliczona w podany wyżej sposób różnica między wartością teoretyczną a aproksymowaną nie przekracza 1% maksymalnej wartości anomalii, a przy odległości równej $\frac{1}{8}$ głębokości środka kuli nie przekracza 0,025%.

Obliczanie wartości pól geofizycznych w punktach pośrednich na podstawie interpolacji wartości zmierzonych można wykonywać w następujący sposób. W przypadku, gdy zagęszczenie punktów pomiarowych jest wystarczające a pragniemy otrzymać rozkład wartości pola pomiędzy punktami dla innych celów (np. dalszego przetwarzania matematycznego), możemy obliczyć wartości pośrednie w następujący sposób: wartości otrzymane w 12 kolejnych punktach pomiarowych na profilu aproksymujemy wielomianem 11 stopnia, wartość otrzymaną dla punktu leżącego między środkowymi punktami danej grupy (między 6 i 7 punktem) przyjmujemy za wartość pola w tym punkcie.

Przy jednakowych odstępach między punktami pomiarowymi obliczenia wykonuje się mnożąc kolejne wartości

przez odpowiednie współczynniki i dzieląc sumę iloczynów przez sumę współczynników. Przy pomiarach powierzchniowych obliczamy średnią wartość w 2 prostokątnych kierunkach (ryc. 3). Po obliczeniu w podany sposób punktów pośrednich możemy powtórzyć opisaną procedurę obliczeń traktując punkty pomiarowe i pośrednie jako wartości dane, po czym otrzymamy dalsze zagęszczenie wartości pola. Schemat zagęszczenia dla pomiarów w siatce kwadratowej przedstawiono na ryc. 4.

Dla pomiarów grawimetrycznych w przypadku ciała zaburzającego w kształcie kuli (dla tego przypadku błąd jest największy), przy odległości między punktami pomiarowymi równej 0,4 głębokości środka kuli maksymalny błąd interpolacji podanym wyżej sposobem wynosi 0,467% maksymalnej wartości anomalii zamiast 5,7%, przy interpolacji prostoliniowej, co oznacza 12-krotny wzrost dokładności określenia pola. Przy odległości równej 0,25 głębokości środka kuli maksymalny błąd wynosi 0,021% zamiast 2,3% przy interpolacji prostoliniowej (wzrost dokładności 111 razy). Zależność maksymalnego błędu interpolacji od odległości między punktami pomiarowymi przedstawiono na ryc. 5. Dla otrzymania podanej dokładności interpolacji innymi sposobami, np. za pomocą funkcji $\frac{\sin \pi x}{\pi x}$ (1) należy uwzględnić znacznie więcej danych pomiarowych.

L I T E R A T U R A

1. Bracewell Ron — Przekształcenie Fouriera i jego zastosowania. Wyd. Nauk. Techniczne, 1968.
2. Eged L. — A regionalis anomaliak elvi kerdeseirol Geofiz. Közl. szam. 1956 nr 3.

3. Griffin W.R. — Residual gravity in theory and practice. Geophysics, 1949 no. 1.
4. Grobelny A., Kozera A., Wronicz S. — Zagadnienie wzajemnej odległości punktów pomiarowych w badaniach geofizycznych. Prz. Geol. 1979 nr 9.
5. Saxov S., Nygaard K. — Residual anomalies and depth estimation. Geophysics 1953 no. 4.

S U M M A R Y

The paper present a new method of calculating residual gravity and magnetic anomalies. The residual anomalies are calculated on the basis of mean values of anomalies recorded in 3 concentric circles. This method markedly reduces the influence of regional field. The possibilities of use of this method in estimating the degree of recognition of geophysical field as well as the technique of interpolating the measured values for calculation of intermediate values are also discussed.

Р Е З Ю М Е

В статье представлен новый метод расчёта остаточных гравиметрических и магнитных аномалий. Вычисление остаточных аномалий проводится на основании средних значений аномалий наблюдаемых в трёх концентрических кругах. Этот способ значительно уменьшает влияние регионального поля. Приведена возможность использования этого метода для оценки степени разведки геофизического поля. Описан также способ интерполяции измеренных величин для вычисления промежуточных значений.