

ZAGADNIENIE WZAJEMNEJ ODLEGŁOŚCI PUNKTÓW POMIAROWYCH W BADANIACH GEOFIZYCZNYCH

UKD 550.831.088(181)

Dotychczasowa technika rozpoznawania na powierzchni ziemi obrazu pola różnych zjawisk geofizycznych (pola siły ciężkości, pola geomagnetycznego, geotermicznego, geoelektrycznego) dla celów geologicznych polega na pomiarze wartości pola w punktach, rozmieszczonych w terenie bądź wzdłuż linii, bądź mniej więcej ekwidystantnie na całym obszarze badań. Wzajemna odległość punktów pomiarowych bywa różna i zależy od postawionego celu oraz od stopnia i etapu rozpoznawania danego zjawiska geofizycznego.

Tak na przykład w badaniach grawimetrycznych i magnetycznych w Polsce na etapie wstępnego (lata 1947—1960), regionalnego rozpoznawania obrazów anomalii Δg i ΔZ wzajemna odległość punktów pomiarowych wynosiła ok. 3000 m. W późniejszych zdjęciach grawimetrycznych, które są wykonywane od 1960 r. do dziś, wzajemna odległość punktów pomiarowych wynosi średnio ok. 600 m. W nielicznych tylko wypadkach (zdjęcia szczegółowe) zagęszczenie punktów pomiarowych jest znacznie większe i wynosi 50 m, a nawet mniej. W wyniku tak wykonanych pomiarów, obraz zjawiska geofizycznego (Δg , ΔZ , i in.) jest znany w dyskretnej liczbie punktów, przy czym położenie tych punktów w stosunku do rozkładu wartości (maksimum, minimum) zjawiska geofizycznego jest przypadkowe (ryc. 1). Przy przejściu od jednego do drugiego punktu pomiarowego zaznacza się więc skok wartości mierzonej.

Rozkład wartości między punktami pomiarowymi można odtworzyć przez stosowanie interpolacji. Nie zawsze jednak odtworzenie wartości pośrednich jest wystarczająco dokładne. Dotychczas przy projektowaniu badań geofizycznych nie stosowano ściśle określonych reguł co do wzajemnej odległości punktów pomiarowych. Gdy odległość ta była za duża, mierzony obraz rozpoznano z niedostateczną dokładnością, gdy zaś była zbyt mała, prowadziło to do nieuzasadnionego wzrostu kosztów prac (w niektórych wypadkach przyjmowano, że wzajemna odległość punktów pomiarowych nie powinna być większa od głębokości występowania spodziewanych geologicznych obiektów zaburzających). Ponadto przeszkodą stosowania w badaniach geofizycznych dostatecznie dużych zagęszczeń punktów pomiarowych, już w pierwszym ich etapie, jest brak odpowiedniej ilości środków technicznych i kadrowych. Głębsze przeanalizowanie poruszonego zagadnienia jest więc sprawą ważną zarówno z metodycznego, jak i ekonomicznego punktu widzenia.

Z teorii informacji wiadomo, że dysponując zbiorem wartości (zbiorem próbek) uzyskanych z pomiarów w punktach odległych od siebie o pewien przedział, można uzyskać informacje o przebiegu mierzonego zjawiska (o przebiegu funkcji) w tym przedziale, przez przetwarzanie matematyczne wartości ze zbioru próbek. Dokładność odtworzenia rozkładu wartości rozpatrywanej wielkości między punktami pomiarowymi zależy od wzajemnej odległości punktów pomiarowych. Właśnie to zagadnienie

autorzy pragną tu przedstawić na przykładzie badań grawimetrycznych. Chociaż na dokładność rozpoznania obrazu anomalii Δg ma również wpływ dokładność wyznaczenia wartości tego obrazu w samym punkcie pomiarowym, to ze względu na szerokie potraktowanie tego zagadnienia w literaturze fachowej nie będzie ono tu poruszane. Należy tylko nadmienić, że dokładność wyznaczenia Δg w punkcie pomiarowym jest stosunkowo wysoka i tylko w obszarach górzystych błąd może dochodzić do kilku dziesiątych miligala.

Zakładając że dominujące znaczenie dla dokładności rozpoznania obrazu anomalii Δg ma wzajemna odległość punktów pomiarowych, autorzy przedstawiają teraz to zagadnienie, choćby w ogólnych zarysach. Rozprzestrzenienie anomalii Δg w płaszczyźnie poziomej zależy od wielkości, kształtu i głębokości występowania geologicznego obiektu zaburzającego pole siły ciężkości. Można łatwo wykazać, że gdy rozpatruje się różne pod względem kształtu obiekty geologiczne występujące na tej samej głębokości, to obiekt o kształcie kuli powoduje na powierzchni ziemi anomalie Δg o najmniejszym rozprzestrzenieniu w płaszczyźnie poziomej. Wynika z tego, że gdy pomiary grawimetryczne zostaną wykonane we wzajemnej odległości tak dobranej, że obraz anomalii Δg będący oddźwiękiem obiektu geologicznego o kształcie kulistym, jest rozpoznany z założoną dokładnością, ϵ , to również co najmniej z dokładnością ϵ zostaną rozpoznane obrazy anomalii Δg , będące oddźwiękiem obiektów geologicznych o wszelkich innych kształtach. Wprawdzie w przyrodzie nie występują geologiczne obiekty o formie kulistej, ale częste są formy zbliżone do kuli (gniazda rudne, kopuły itp.). Dlatego podstawę do analizy poruszanego tu zagadnienia musi stanowić obiekt o kształcie kuli.

Średnicę D kołowego obszaru P (3), w którym znajdują się wszystkie wartości anomalii Δg , będącej oddźwiękiem kuli (z wyjątkiem wartości $\Delta g \leq v$) określa się wzorem:

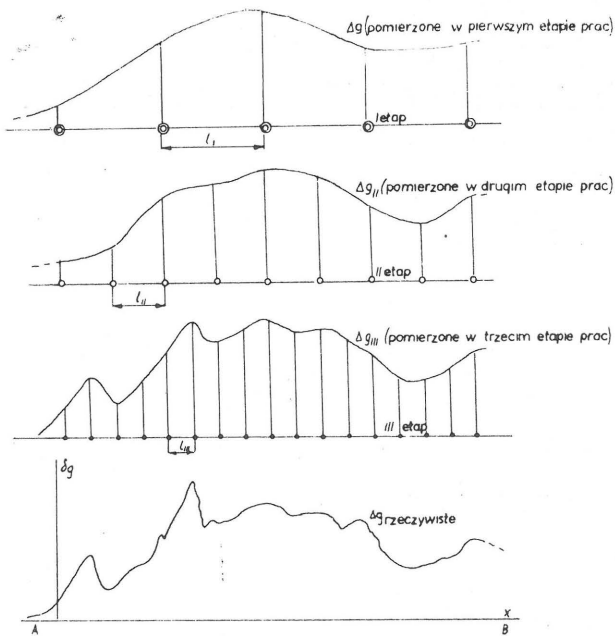
$$D = 2h \sqrt{\frac{1}{(\frac{v}{\Delta g})^2} - 1} \quad [1]$$

gdzie:

v — wartość anomalii Δg na granicy obszaru P ; może ona odpowiadać średniemu błędowi wyznaczenia anomalii Δg , w punkcie pomiarowym.

Na podstawie wzoru [1] łatwo można określić (i) punktów pomiarowych, jaka przypadnie na obszar P (na odcinek D), gdy wzajemna odległość tych punktów wynosi l . Na przykład gdy $h = 1000$ m, $l = 0,5 h$, $v = 0,1 \Delta g_{\max}$, to na odcinek D przypadnie $i \approx 8$ punktów pomiarowych. Powstaje pytanie, z jakim stopniem szczegółowości zostanie rozpoznany obraz anomalii Δg , gdy wzajemna odległość punktów pomiarowych wynosi $l = h$, $l = 0,5 h$, $l = 0,2 h$ itd.

Można też postawić pytanie, jaki jest konieczny stopień zagęszczenia punktów pomiarowych, aby wy-



Ryc. 1. Stopień rozpoznania anomalii Δg w zależności od gęstości rozmieszczenia punktów pomiarowych.

Fig. 1. The degree of recognition of the anomaly Δg in dependence on density of spacing of measurement points.

Tabela I

WZGLĘDNE WARTOŚCI ODCHYLEŃ			
$\frac{l}{h}$	Wartości odchylenia Δg w %		
	a	b	c
0,1	0,0514	0,0514	0,3736
0,2	0,6225	0,6225	1,4817
0,3	2,2133	2,2083	3,2826
0,4	4,8254	4,7812	5,7137
0,5	8,2017	8,0038	8,6925
0,6	12,0814	11,5014	12,1258
0,7	16,2110	14,9803	15,9148
0,8	20,6355	18,2510	19,9590
0,9	25,0765	21,2133	24,1643
1,0	29,5182	23,8303	28,4457

a, b, c — jak na ryc. 2.

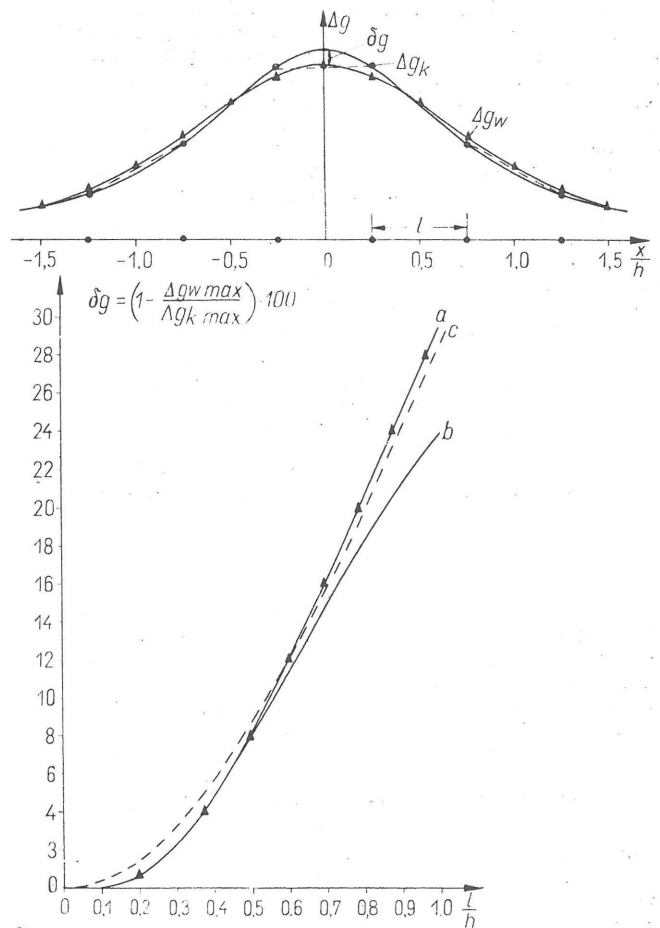
korzystając matematyczne przetwarzanie wyników pomiarów uzyskanych dla tych punktów można było określić z żadaną dokładnością rozkład wartości anomalii między punktami. Uzyskanie odpowiedzi na te pytania może doprowadzić do poważnych oszczędności w kosztach badań geofizycznych.

Zgodnie z twierdzeniem o próbkowaniu — przy spełnieniu pewnych warunków — odtworzenie pośrednich wartości funkcji na podstawie próbek, jest możliwe z żadaną dużą dokładnością. W omawianym wypadku tym podstawowym i decydującym warunkiem dla określenia wartości pośrednich jest odpowiednio dobrana wzajemna odległość punktów pomiarowych.

Numeryczna procedura obliczania wartości anomalii Δg w punktach pośrednich, na podstawie próbek (wartości anomalii) uzyskanych w punktach pomiarowych, może polegać na obliczeniu transformaty Fouriera lub równoznacznej operacji, a mianowicie operacji splotu.

Określając funkcję

$$f(x) = \varphi(x) - \frac{1}{2} \varphi''(x) \quad [2]$$



Ryc. 2.
Fig. 2.

Tabela II

WSPÓŁCZYNNIKI			
x	$f(x)$	x	$f(x)$
-5	-0,0000176	-5,5	-0,0000032
-4	-0,0009320	-4,5	-0,0001436
-3	-0,0136352	-3,5	-0,0042252
-2	-0,0262876	-2,5	-0,0286864
-1	0,2432192	-1,5	0,0503944
0	0,5953064	-0,5	0,4826640
1	0,2432192	0,5	0,4826640
2	-0,0262876	1,5	0,0503944
3	-0,0136352	2,5	-0,0286864
4	-0,0009320	3,5	-0,0042252
5	-0,0000176	4,5	-0,0001436
		5,5	-0,0000032

gdzie:

$$\varphi(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{x^2}{2}}$$

i dokonując splotu tej funkcji z krzywą pomierzoną, otrzymuje się krzywą wyrównaną (anomalie Δg wyrównaną). Wartość odchylenia krzywej wyrównanej od krzywej teoretycznej zależy od wartości wyrażenia $\frac{l}{h}$, gdzie l jest wzajemną odległością

punktów pomiarowych a h — głębokością występowania obiektu geologicznego, powodującego rozpatrywaną anomalię Δg . Na rysunku 2 podano wykresy („a”, „b”) wartości odchylenia między anomalią teoretyczną Δg_k kuli a anomalią Δg_w , uzyskaną zesplotu wartości anomalii Δg_k , wziętych w punktach odległych od siebie o l . Z wykresów tych wynika (zob. również tab. I), że gdy wzajemna odległość punktów

pomiarowych jest równa np. $l = 0,4 h$, to obraz anomalii Δg obiektu geologicznego o dowolnym kształcie zostanie rozpoznany z dokładnością nie mniejszą niż 5% wartości maksymalnej tej anomalii. Krzywa „c” (ryc. 2) obrazuje rozkład wartości odchyłek między anomalią Δg_k teoretyczną a wykresem tej anomalii, jaki by uzyskano na podstawie pomiarów w punktach odległych od siebie o l i przy zastosowaniu do określenia wartości pośrednich interpolacji prostoliniowej.

W tabeli II podano wartości współczynników służących do obliczania wartości wyrównanej w punktach pomiaru (po lewej stronie tabeli) i w punktach pośrednich (po jej prawej stronie). Obliczając kolejne punkty pośrednie, można na podstawie punktowych pomiarów otrzymać funkcję ciągłą. Jeżeli zmierzona wielkość można wyrazić wzorem typu $\psi(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2 + a_3x^3$, to po wykonaniu splotu otrzymamy funkcję identyczną z funkcją splataną.

Operacja splotu jest czynnością prostą i efektywną, dlatego w odniesieniu do badań profilowych po-

SUMMARY

The influence of distance between measurement points on accuracy of recognition of surveyed image is discussed on the example of gravimetric studies. The paper presents a method of estimating whether spacing of measurement points is appropriate for a given purpose by discrete plotting of measured values and those of the function

$$f(x) = \varphi(x) - \frac{1}{2} \varphi''(x), \quad (x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{x^2}{2}}$$

The plotting gives evened values, differing by a certain value from the measured ones. The differences, when too high, evidence that the spacing of measurement points is insufficiently close.

winna być szeroko stosowana przy określeniu wartości mierzonego zjawiska między punktami pomiarowymi. Uwzględniając — na etapie planowania prac geofizycznych — przedstawione tu zależności (ryc. 2 i tab. I), przy określaniu optymalnego zagęszczenia punktów pomiarowych, potrzebnego do rozwiązania postawionego zadania geologiczno-geofizycznego, otrzymujemy z jednej strony rozpoznanie obrazu geofizycznego z wymaganą dokładnością, z drugiej zaś — wykonanie tych prac przy możliwie najniższych kosztach.

LITERATURA

1. Bracewell R. — Przekształcenie Fouriera i jego zastosowania. Wyd. Nauk. Techn. 1968.
2. Fajkiewicz Z. — Grawimetria poszukiwawcza. Wyd. Geol. 1973.
3. Kozera A. — Problem równoważnych modeli w geologicznej interpretacji danych grawimetrycznych. Kwart. Geol. 1976 nr 4.

РЕЗЮМЕ

В статье рассматривается — на примере гравиметрических исследований — влияние расстояния измерительных точек на точность разведки измеряемого изображения. Приведен метод оценки правильности сгущения измерительных точек для данной цели при помощи дискретной свертки измеренных величин и величин функции



После свертки получаются величины отличающиеся от величин полученных измерениями о определенную величину. Слишком большая разница указывает на недостаточное сгущение измерительных точек.