UKD 550.831.016.056:531.755(038.57)(084.3—36)(438)

Andrzej GROBELNY

Wpływ określenia błędu ciężaru objętościowego warstwy redukcyjnej na wartość anomalii Bouguera

Problem dokładności anomalii jest niezmiernie ważnym zagadnieniem głównie w interpretacji zaburzeń grawimetrycznych dla celów geologicznych. Do roku 1957 obszar Polski pokryto grawimetrycznym zdjęciem regionalnym. Zdjęcie to charakteryzuje się małą dokładnością pomiaru; wykonywane było z reguły grawimetrami Nörgaarda. Błąd średni wartości g punktów wypełniających waha się w granicach $\pm 0{,}35$ mgl. Rzędne wysokościowe punktów pomiarowych określane były z map topograficznych. W zależności od skali mapy, błędy określenia wysokości punktów wynosiły kilka lub kilkanaście metrów. Oprócz tego, zdjęcia regionalne charakteryzują się małym zagęszczeniem stanowisk pomiarowych, średnio zagęszczenie to wynosi 1 punkt na 4 km². Widzimy więc, że grawimetryczny obraz regionalny obarczony jest dużymi błędami pomiarowymi ($m_g = \pm 0{,}35$ mgl, $m_H = \pm 5$ m) w głównej mierze decydującymi o dokładności anomalii. Z chwilą sprowadzenia do kraju aparatury wysokoprecyzyjnej (grawimetry produkcji RFN Askania Gs-11 oraz produkcji kanadyjskiej „Sharpe") przystąpiono do realizacji zdjęć półszczegółowych. Zdjęcia te wykonywano w obszarach uprzednio pokrytych pomiarami regionalnymi.

Realizowane od 1957 r. pomiary półszczegółowe charakteryzują się wysoką dokładnością. Wartość g punktów wypełniających określa się z błędem $\pm 0{,}05$ mgl. Wysokości stanowisk pomiarowych wyznaczone są za pomocą niwelacji technicznej z dokładnością $\pm 0{,}10$ m. Ponadto zdjęcie półszczegółowe charakteryzuje się zagęszczeniem nie mniejszym niż 1,5 punktu/km². W obszarach większych zaburzeń pola anomalnego stosuje się zagęszczenie 2,5 pkt/km², zaś w obszarach górzystych (Sudety, Karpaty) 4 pkt/km². Efektem prac półszczegółowych są odpowiednio dokładne mapy anomalii grawimetrycznych. W porównaniu z mapami regionalnymi charakteryzują się one zdecydowanie wyższą dokładnością, gdyż wyeliminowano z nich głównie czynniki decydujące o dużym błędzie.

Wyższą dokładność uzyskano przez: 1) większe zagęszczenie pomiarów, 2) redukcję wartości błędu średniego m_g z $\pm 0{,}35$ mgl do 0,05 mgl oraz 3) redukcję wartości błędu średniego wysokości m_H z ± 5 m do 0,1 m. Pomimo oczywistych osiągnięć w zakresie dokładności anomalii, do chwili obecnej nie udało się wyeliminować dużych błędów ciężarów objętościo-

wych skał warstwy redukcyjnej. Błędy te w procesie obliczeniowym związanym z określeniem wartości anomalii mogą powodować duże zniekształcenie ostatecznych wyników. Wielkość tych zniekształceń może być ustalona na podstawie poniższej analizy.

Wyrażenie $g_0'' - \gamma_0$ znane jest powszechnie jako skrótowa forma zapisu anomalii Bouguera. Dla celów praktycznych używa się wzoru następującego:

$$g_0'' - \gamma_0 = g + 0{,}3086\ H - 0{,}04192\ \sigma\ H - \gamma_0 \tag{1}$$

gdzie:

g_0'' — stanowi zredukowaną na geoidę wartość g mierzoną na fizycznej powierzchni Ziemi,

H — wysokość stanowiska n.p.m.,

σ — ciężar objętościowy warstwy redukcyjnej.

Do geoidy odnosi się także teoretyczna wartość normalnego przyspieszenia siły ciężkości γ_0, która jest pochodną potencjału normalnego (U) względem normalnej (n).

W Polsce stosuje się wzór na wartość normalną wg Helmerta.

$$\gamma_0 = 978{,}030\ (1 + 0{,}005302\ \sin^2 \varphi - 0{,}000007\ \sin^2 2\varphi)$$

W naszych rozważaniach anomalię Bouguera przedstawimy w formie następującej funkcji:

$$g_0'' - \gamma_0 = f(gH\sigma\varphi) \tag{2}$$

Błąd średni wyrażenia (2) przyjmie postać:

$$m_{g_0''-\gamma_0} = \sqrt{\left[\frac{\partial(g_0''-\gamma_0)}{\partial g} m_g\right]^2 + \left[\frac{\partial(g_0''-\gamma_0)}{\partial H} m_H\right]^2 + \left[\frac{\partial(g_0''-\gamma_0)}{\partial \sigma} m_\sigma\right]^2 + \left[\frac{\partial(g_0''-\gamma_0)}{\partial \varphi} m_\varphi\right]^2} \tag{3}$$

gdzie:

$m_{g_0''-\gamma_0}$ — błąd średni anomalii,

m_H — błąd średni wysokości punktu pomiarowego,

m_σ — błąd średni ciężaru objętościowego warstwy redukcyjnej,

m_φ — błąd średni szerokości geograficznej punktu pomiarowego.

Niniejsza analiza wiąże się jedynie z wpływem błędu ciężaru objętościowego (m_σ) na wartość anomalii, a więc z wszystkich wyrazów prawej strony równania (3) interesuje nas szczególnie iloczyn pochodnej cząstkowej anomalii względem zmiennej σ przez błąd średni m_σ

czyli

$$\frac{\partial(g_0''-\gamma_0)}{\partial \sigma} m_\sigma \tag{4}$$

Różniczkując wyrażenie (1) względem σ otrzymamy:

$$\frac{\partial(g_0'' - \gamma_0)}{\partial\sigma} m_\sigma = 0{,}04192\ Hm_\sigma$$

Zakładając, iż w wyrażeniu (3) wpływ pozostałych błędów na dokładność anomalii jest nieistotny i błędy te mogą być zaniedbywalne w odniesieniu do błędu średniego ciężaru objętościowego warstwy redukcyjnej, a więc

$$\left.\begin{aligned} m_g &= 0 \\ m_H &= 0 \\ m_\varphi &= 0 \end{aligned}\right\} \tag{5}$$

wówczas otrzymamy:

$$m_{g_0''-\gamma_0} = \pm \frac{\partial(g_0'' - \gamma_0)}{\partial\sigma} m_\sigma$$

$$m_{g_0''-\gamma_0} = \pm 0{,}04192\ Hm_\sigma \tag{6}$$

Widzimy więc, że przy założeniu warunku (5) błąd anomalii jest równy iloczynowi pochodnej cząstkowej funkcji (2) względem zmiennej σ przez błąd średni m_σ. Analizując wyrażenie (6) dochodzimy do wniosku, iż błąd anomalii uzależniony jest w tym przypadku od dwóch czynników: 1) od grubości warstwy redukcyjnej oraz 2) od błędu określenia ciężaru objętościowego m_σ. Mniejsze wartości tych czynników powodują mniejszy błąd anomalii i na odwrót.

Tak więc anomalie terenów nizinnych (małe wartości H) przedstawiają zdecydowanie dokładniejszy obraz niż anomalie terenów górzystych. Zależności występujące między wartością anomalii, wysokością punktu pomiarowego i błędem określenia ciężaru objętościowego skał warstwy redukcyjnej ilustruje nomogram (fig. 1), opracowany na podstawie wyników wyżej przeprowadzonej analizy. Przyjmujemy dla przykładu dwa obszary, dla których określono ciężar objętościowy warstwy redukcyjnej z błędem m_σ = 0,3 g/cm^3, przy czym pierwszy obszar położony jest na wysokości 10 m n.p.m., drugi zaś 250 m n.p.m. Błąd anomalii dla pierwszego obszaru będzie wynosił 0,12 mgl, dla drugiego osiągnie wartość 3,14 mgl. Przy założeniu m_σ = 0,3 g/cm^3, H = 1000 m błąd anomalii wyniesie 12,58 mgl.

Powyższe przykłady świadczą o kolosalnym wpływie błędu określenia ciężaru objętościowego warstwy redukcyjnej na wartość anomalii. Musimy zdawać sobie sprawę, iż istniejące u nas mapy grawimetryczne nie są wolne od tych błędów. Do momentu opracowania przez A. Dąbrowskiego „Mapy średnich gęstości warstwowych utworów geologicznych występujących w Polsce powyżej poziomu morza" (A. Dąbrowski, Z. Kaczkowska, 1965), w obszarach poszczególnych zdjęć przyjmowano stałe wartości ciężarów objętościowych do opracowywania map grawimetrycznych. Fakt ten powodował dość duże przesunięcia bądź niezgodności izolinii na granicach tematów.

Kierując się potrzebą wyeliminowania tych niezgodności A. Dąbrowski opracował wyżej wspomnianą mapę w skali 1 : 500 000. Mapa ta ma jednak charakter przeglądowy, zaś mapy anomalii Bouguera wykonywane są z reguły w skalach dziesięciokrotnie większych. Stosowanie zmiennych

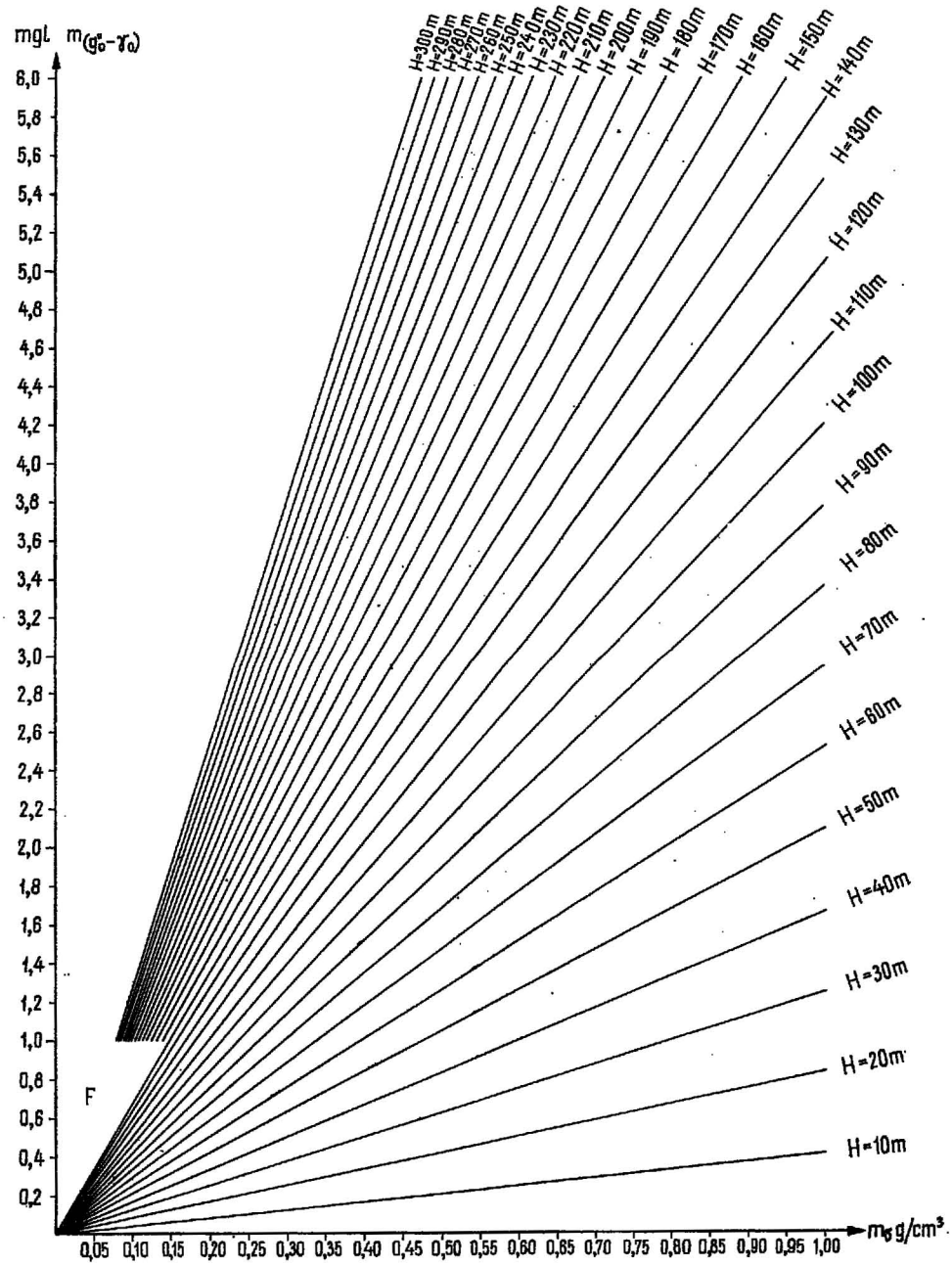

Fig. 1. Nomogram do obliczania błędu anomalii Bouguera w zależności od błędu ciężaru objętościowego warstwy redukcyjnej oraz wysokości punktu obserwacyjnego (konstrukcja — A. Grobelny, opracowanie graficzne — E. Brocka)
Nomogram for computing the value of the error of Bouguer's anomaly versus the error of the bulk density of reducing layer and the height (above sea level) of the observation point (project — A. Grobelny, graphic elaboration — E. Brocka)

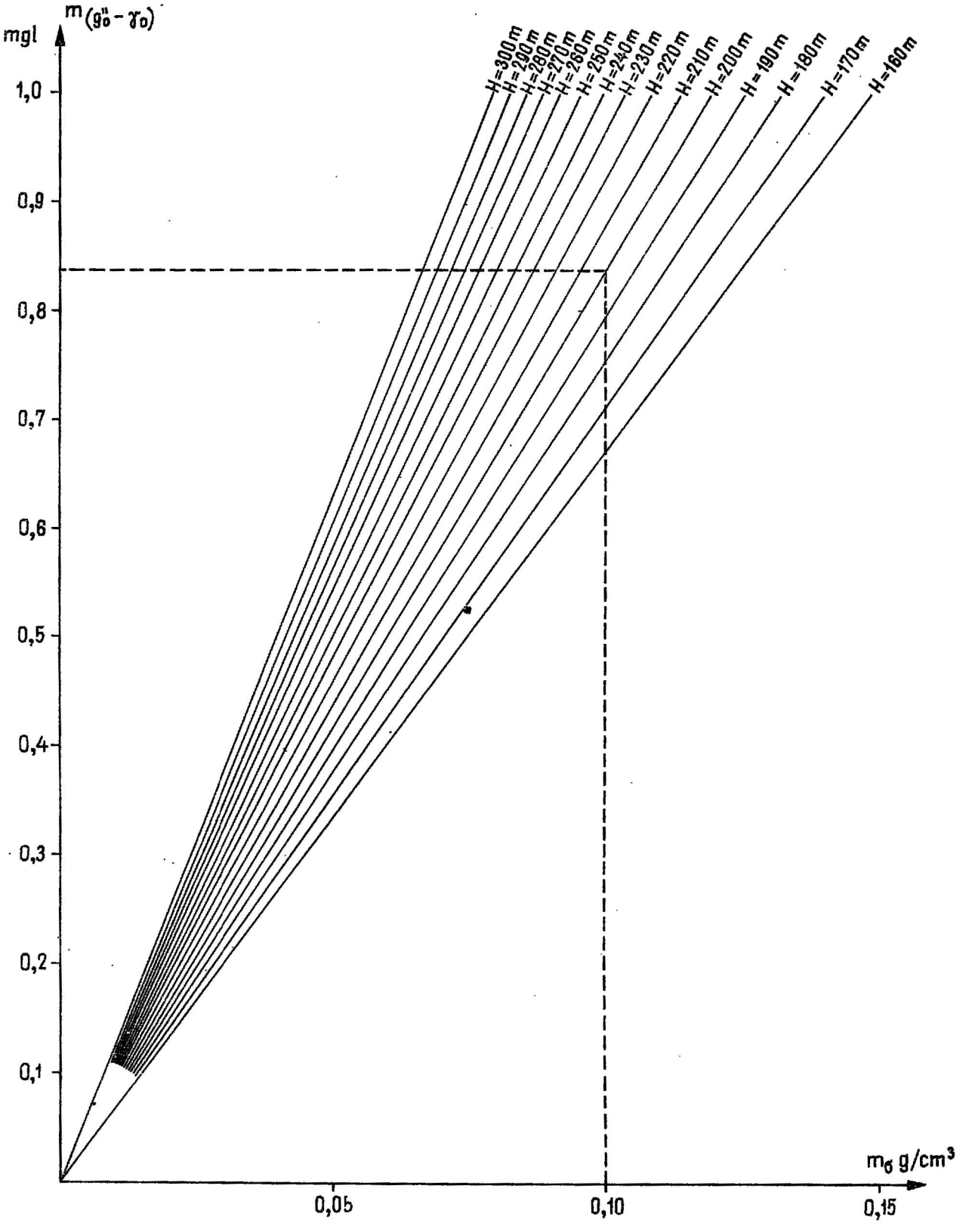

Fig. 2. Początkowy fragment nomogramu (F) z fig. 1, wykonany w większej skali
Przykład: dla danych $m_\sigma = 0{,}1$ g/cm³, H = 200 m, błąd anomalii = 0,838 mgl
Initial portion of nomogram (F) from Fig. 1, made in larger scale
Example: parameters given by $m_\sigma = 0.1$ g/cu.cm, H = 200 m, error of anomaly = 0.838 mgl

ciężarów objętościowych z mapy 1 : 500 000 do produkcji map anomalii Bouguera kreślonych w skalach większych jest w chwili obecnej nieusprawiedliwione i niezgodne z rachunkiem dokładnościowym. Prawidłowe podejście do tej sprawy wymaga uwzględnienia map ciężarów objętościowych w tej samej skali co mapy anomalii Bouguera, dlatego też w okresie opracowywania mapy grawimetrycznej Polski o charakterze półszczegółowym należy uznać za potrzebę pierwszorzędnej wagi wykonanie w tej samej skali mapy izodens skał zalegających w obszarze ograniczonym fizyczną powierzchnią Ziemi i poziomem morza. Mapa taka byłaby podstawą do wyliczeń anomalii Bouguera uwolnionych od większych błędów.

Zakład Geofizyki
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 6 lutego 1974 r.

PIŚMIENNICTWO

DĄBROWSKI A., KACZKOWSKA Z. (1965) — Mapa średnich gęstości warstwowych utworów występujących w Polsce nad poziomem morza. Kwart. geol., 9, p. 203—215, nr 1. Warszawa.

Анджей ГРОБЕЛЬНЫ

ВЛИЯНИЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОШИБКИ ОБЪЕМНОГО ВЕСА РЕДУКЦИОННОГО ПЛАСТА НА ВЕЛИЧИНУ АНОМАЛИИ БУГЕРА

Резюме

Верные величины гравиметрических аномалий зависят от многих факторов, одним из них является как можно более точное определение объемного веса редукционного пласта.

В статье проанализирован вопрос влияния ошибки объемного веса (m_σ) на величину аномалии Бугера. На основе результатов проведенного анализа составлена номограмма для определения ошибки аномалии в зависимости от ошибки объемного веса редукционного пласта, а также от высоты точки наблюдения над уровнем моря (фиг. 1 и 2). Для охарактеризования величины ошибки аномалии приведены цифровые примеры, а также высказано отношение к составленным в Польше гравиметрическим картам в редукции Бугера.

Andrzej GROBELNY

EFFECT OF THE DETERMINATION OF THE BULK DENSITY ERROR OF REDUCING LAYER ON THE VALUE OF BOUGUER'S ANOMALY

Summary

Correct values of gravimetric anomalies depend on many factors. One of these factors is the possibility of precise determination of the bulk density of reducing layer. The problem of the effect of the bulk density error (m_σ) on the value of Bouguer's anomaly has been thoroughly analyzed in this article. The nomogram for determining the value of the error of anomaly depending on the error of the bulk density of reducing layer and the height (above sea-level) of the observation point (Fig. 1 and 2) has been elaborated on the basis of the results yielded from the carried-out analysis. To characterize the value of the error of anomaly one might give the figures as the examples and also take an appropriate attitude toward gravimetric maps in Bouguer's reduction being made in Poland.