

Andrzej GROBELNY

Zagadnienie określenia dokładności anomalii Bouguera

WSTĘP

Rozmieszczenie gęstości mas skorupy ziemskiej związane funkcyjnie z ich miąższością powoduje zakłócenia w ziemskim polu grawitacyjnym. Zakłócenia te przedstawia się w postaci anomalii Bouguera, które zależnie od swej dokładności są jednym z pierwszych sygnałów w wielu zagadnieniach geologicznych.

Prace związane z otrzymaniem mapy anomalii biorą swój początek od pomiarów terenowych. Pomiar g wykonujemy na interesującym nas terenie odpowiednio dokładnym gravimetrem, punkty z nowo określonymi wartościami g nawiązujemy do punktów podstawowych sieci gravimetrycznej I lub II kl. Ponieważ pomiary g wykonujemy na fizycznej powierzchni Ziemi, otrzymane z pomiarów wyniki redukujemy do obranego poziomu. Należy wspomnieć, iż sposobów redukcji jest wiele, a każdy z nich wprowadza pewne zniekształcenia powierzchni ekwipotencyjnych, zmiany przyspieszenia ziemskiego na tych powierzchniach oraz zmiany rozmieszczenia mas. W celu poprawnej interpretacji pomiarów g dla zastosowań w badaniach geologicznych stosuje się redukcję, która nie powoduje deformacji struktur leżących poniżej poziomu odniesienia. Rachunek przeprowadza się przy pomocy poprawki Bouguera.

Stosowanie tej redukcji powoduje zmiany kształtu geoidy, niemniej fakt ten nie ma żadnego znaczenia w wykorzystywaniu anomalii Bouguera dla celów geologiczno-poszukiwawczych. Pomierzoną na fizycznej powierzchni wartość g redukuje się na geoidę, stosując poprawkę Bouguera. Zredukowaną wartość siły ciężkości przedstawia się symbolem g''_0 .

$$g''_0 = g + P_t + P_F + P_B \quad [1]$$

gdzie:

- g — wartość pomierzona,
- P_t — poprawka topograficzna,

p_F — poprawka Fay'a (wolnopowietrzna),

p_B — poprawka Bouguera.

Anomalie Bouguera przedstawia się jako różnicę,

$$g''_0 - \gamma_0$$

gdzie: γ_0 — wartość normalna siły ciężkości,

lub w innej formie:

$$A_{\text{nom. B}} = g + p_t + p_F + p_B - \gamma_0 \quad [2]$$

Poszczególne wyrazy wchodzące w skład powyższego wzoru obarczone są pewnym błędem. Każdy z tych błędów można wyznaczyć poprzez odpowiednią analizę wyrażenia reprezentującego dany czynnik. O dokładności anomalii świadczyć będzie suma błędów poszczególnych czynników.

OCENA BŁĘDU POMIARZONEJ WARTOŚCI g

Przystępując do oceny błędu dowolnego punktu pomiarów wypełniających należy stwierdzić, iż na wielkość tego błędu składają się: błędy punktów podstawowych oraz błędy pomiarowe.

BŁĘDY PUNKTÓW PODSTAWOWYCH

Podstawowa sieć grawimetryczna Polski I i II kl. składa się z 162 punktów równomiernie rozmieszczonych na terenie kraju. Średni błąd wartości g punktu w całej sieci wynosi $\mp 0,036$ mgl. Lokalne sieci grawimetryczne zakładane dla poszczególnych tematów wyrównywane są w nawiązaniu do punktów I i II kl. W wyrównywaniu sieci lokalnych punkty I i II kl. traktuje się jako bezbłędne, w rezultacie uzyskuje się wartości błędów, które nie charakteryzują dokładności przyrostów sieci lokalnych. Dla przykładu podaję wartość średniego błędu Δg po wyrównaniu przęsla sieci I i II kl. obliczonego według wzoru:

$$m_0 = \sqrt{\frac{[pVV]}{r}}$$

Wartość liczbowa tego błędu (przy $p = 1$) wynosi $\mp 0,051$ mgl., podczas gdy błędy przyrostów kilku sieci lokalnych wykonanych w latach 1960—1963 metodą łańcuchową kształtują się tak, jak to podano w tab. 1.

Przyjmowanie punktów sieci I i II kl. jako bezbłędnych przy wyrównywaniu sieci lokalnych jest w tych przypadkach niezgodne z regułami rachunku wyrównawczego. Powyższe stwierdzenie można uzasadnić następująco: przyjmowanie warunku $[VV] = \text{min.}$, przy założeniu równości błędów średnich wartości obserwowanych, jest słuszne tylko wtedy, gdy dokładność obserwacji sieci wyższej klasy (I i II) jest znacznie większa od dokładności obserwacji dla sieci niższej (lokalnej). Przyjmując, że poprawki przyspieszenia siły ciężkości punktów sieci I i II kl. są równe zeru, rozumiemy przez to, że błędy średnie tych punktów są zaniedbywalne w odniesieniu do błędów średnich, jakimi obciąż-

zone będą punkty sieci lokalnej wskutek błędów nawiazania. Niestety, średnie błędy przyrostów Δg sieci lokalnych charakteryzuje z reguły mniejszy błąd niż przyrosty sieci I i II kl. Zagadnienie przyjmowania błędności punktów I i II kl. jest sprawą bardzo istotną przy ocenie dokładności przyrostów sieci lokalnych.

Tabela 1

Rejony pomiarów sieci lokalnych	Rok wykonania	Błąd średni (m)	Liczba przeszek pomiarowych
Złoczew k.Sieradza	1960	0,028	36
Nowogard — Człopa	1960	0,048	35
Ścinawka	1961	0,029	22
Kock — Łęczna	1961	0,043	174
Półn-wsch. Polska	1963	0,045	117
Zamość — Tomaszów Lub.	1963	0,024	104
Leszno — Ostrzeszów	1963	0,033	120
Średnia zawagowana wartość błędu — 0,037			

Zakładając średni błąd wartości punktu w sieci I i II kl. równy $\pm 0,036$ mgl, a następnie przyjmując uogólnienie, iż przyrosty sieci lokalnych posiadają jednakowe błędy równe $\pm 0,037$ mgl, wyliczymy dokładność punktów podstawowych.

Przechodząc z błędu przyrostu $m_{\Delta} = 0,037$ mgl na błąd punktu sieci lokalnej (m_L) korzystamy z wzoru

$$m_L = \pm \frac{m_{\Delta} \sqrt{2}}{2} = \pm 0,026 \text{ mgl}$$

Zakładając powyższe wartości obliczymy wielkość błędu punktu podstawowego sieci lokalnej z uwzględnieniem błędu I i II kl.

$$m = \pm \sqrt{0,036^2 + 0,026^2} = \pm 0,044 \text{ mgl}$$

BŁĘDY POMIAROWE

W Polsce wykonuje się obecnie pomiary dla celów prospekcyjnych w zasadzie dwoma typami grawimetrów: Askania GS 11 i Sharpe. Grawimetry te różnią się zasadniczo budową, wielkością i ciężarem, niemniej dokładności pomiaru tymi aparatami są jednakowego rzędu. Należy zaznaczyć, że konstrukcja tych grawimetrów oparta jest na właściwościach sprężystych sprężyn metalowych (Askania GS 11) oraz nitek kwarcowych (Sharpe). Specyfika budowy grawimetrów powoduje, iż każdy instrument tej samej firmy i tego samego typu wykazuje właściwą sobie dokładność pomiaru.

Na wielkość błędu pomiaru g grawimetrem Askania GS 11 ma wpływ:

- właściwe ustawienie libel,
- dokładność odczytu mikrometru,
- dokładność odczytu skali galwanometru,
- run mikrometru,
- wielkość dryftu w zależności od czasu podłączenia fotokomórki oraz ogrzewania,
- wpływ punktu nieczułości akumulatora.

Przeprowadzone w Zakładzie Geofizyki I.G. badania grawimetru Askania Gs 11 nr 125 wykazały, że same odczyty mikrometrem i skali galwanometru (przy założeniu, iż pozostałe czynniki nie powodują żadnych błędów) powodują błąd średni pojedynczego pomiaru równy $\mp 0,016$ mgl.

Uwzględniając wpływ pozostałych czynności podczas pomiaru, można bez większego ryzyka przyjąć, iż błąd pomiaru g grawimetru Askania czy też Sharpe zawiera się w granicach $\mp 0,02$ mgl. Oczywiście dla każdego grawimetru charakterystyka błędu pomiaru będzie przedstawiać nieco inną wartość.

Dość znaczny wpływ na wynik pomiaru ma także oddziaływanie Księżyca i Słońca. Poprawki grawitacyjnego wpływu Księżyca i Słońca w zasadzie są uwzględnione przez stosowanie metody łańcuchowej pomiaru z zastosowaniem liniowej interpolacji dryftu. Pamiętajć przy tym należy o przestrzeganiu czasu kontroli dryftu, gdyż liniowa interpolacja, np. oparta na trzech wyznaczeniach: rano, w południe, wieczorem, może w zależności od położenia Księżyca i Słońca powodować na terenie Polski błąd pomiaru równy około 0,1 mgl. Przy wykonywaniu pomiarów metodą łańcuchową, zakładając nie większe niż 1,5-godzinne odstępy czasu między pomiarami, można przyjąć, iż wpływ przyciągania Księżyca i Słońca jest wyeliminowany z pomiarów. Wobec tego ocena błędu dowolnego punktu w pomiarach wypełniających będzie się kształtować następująco:

$$m_g = \pm \sqrt{m_{I,II}^2 + m_L^2 + m_p^2} \quad [3]$$

Po podstawieniu wartości cyfrowych otrzymujemy:

$$m_g = \pm \sqrt{0,036^2 + 0,026^2 + 0,020^2} = \pm 0,05 \text{ mgl}$$

OCENA BŁĘDU REDUKCJI BOUGUERA

Otrzymany z redukcji Bouguera efekt grawitacyjny pochodzi od materialnej, nieskończenie poziomej warstwy, posiadającej stałą gęstość. W rzeczywistości jednak rozpatrywana pozioma warstwa nie jest nieskończona, a gęstość warstwy z reguły nie jest stała, i to zarówno w kierunku poziomym, jak pionowym.

Określając anomalie Bouguera przy pomocy wzoru (2) przyjmujemy, iż wartość redukcji stanowi następujące wyrażenie:

$$R_B = p_F + p_B + p_t \quad [4]$$

gdzie:

$$p_F = 0,3086 \cdot H,$$

$$p_B = 0,04192 \cdot \sigma \cdot H,$$

$$p_t = k \cdot \sigma \frac{2\pi}{n} \sum \left(R_{i+1} - R_i + \sqrt{R_i^2 + h_i^2} - \sqrt{R_{i+1}^2 + h_i^2} \right)$$

Poprawka topograficzna (p_t) określa grawitacyjny efekt wywołany zmianami morfologicznymi powierzchni w pobliżu punktu pomiarowego. Efekt ten jest zazwyczaj niewielki i w wielu przypadkach może nie być uwzględniany. Decydujący wpływ na wartość redukcji Bouguera wywierają zatem dwa pierwsze wyrazy.

Współczynniki 0,3086 i 0,04192 dla p_F i p_B różnią się. Choć drugi współczynnik jest kilkakrotnie mniejszy od pierwszego, niemniej może on być powodem dużych błędów określania anomalii, jeżeli σ określone zostanie niedokładnie.

Tabela 2 ilustruje wielkości błędów w poprawce Bouguera uzależnione od wzniesienia punktu obserwacji H oraz dokładności określenia wartości σ .

Tabela 2

Poprawki Bouguera wyrażone w miligalach ($g = 0,0419 \cdot \sigma \cdot H$)

Gęstość g/cm ³	Wzniesienie w metrach							
	5	10	20	30	40	50	100	200
0,05	0,011	0,021	0,042	0,063	0,084	0,105	0,210	0,419
0,10	0,021	0,042	0,084	0,126	0,168	0,210	0,419	0,838
0,15	0,032	0,063	0,126	0,189	0,251	0,314	0,628	1,257
0,20	0,042	0,084	0,168	0,251	0,335	0,419	0,838	1,676
0,25	0,052	0,105	0,210	0,315	0,419	0,524	1,048	2,095
0,30	0,063	0,126	0,251	0,377	0,503	0,628	1,257	2,514
0,40	0,084	0,168	0,335	0,503	0,670	0,838	1,676	3,352
0,50	0,105	0,210	0,419	0,629	0,838	1,048	2,095	4,190
1,00	0,210	0,419	0,838	1,257	1,676	2,095	4,190	8,380

Dokładne poznanie zmian wartości σ w warstwie leżącej nad poziomem morza jest sprawą niezmiernie trudną. Podwyższenie dokładności poprawki Bouguera możliwe jest więc w drodze przyjęcia poziomu odniesienia przechodzącego względnie blisko powierzchni Ziemi. Stosowanie zmiennych gęstości do poprawek Bouguera jest w chwili obecnej nie usprawiedliwione, gdyż dokładność poznania zmian wartości σ na obszarach badanych jest niedostateczna.

W celu podwyższenia dokładności anomalii należałoby przyjmować nad poziomem morza drugi poziom, tzw. lokalny (fig. 1a), np. przechodzący przez najniższy położony punkt zdjęcia. Zmienną gęstość w poprawce Bouguera stosować można do poziomu lokalnego. Poniżej poziomu lokalnego, aż do poziomu morza, należałoby stosować stałą wartość σ . Proponowane rozwiązanie z punktu widzenia dokładności anomalii wydaje się być godne zastosowania.

W obszarach, na których występuje czwartorzęd, dość dobrze rozpoznany pod względem miąższości oraz ciężarów objętościowych, za poziom

lokalny należałoby przyjmować spąg czwartorzędu pod warunkiem, iż spąg ten nie będzie znajdował się poniżej poziomu morza. W tym przypadku σ w czwartorzędzie należy traktować jako zmienną. Poniżej czwartorzędu do poziomu morza należy stosować stałą wartość σ (fig. 1b).

Jeżeli istnieje potrzeba uwzględniania poprawek topograficznych dla obszaru charakteryzującego się zmienną gęstością skał przypowierzchniowych, należy pamiętać, iż eliminowanie w tym przypadku efektu wywołanego morfologią terenu nie może być przeprowadzane przy przyjęciu stałej gęstości.

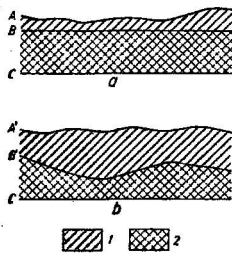


Fig. 1. Schematyczny przekrój obrazujący rozkład wartości δ od powierzchni terenu do poziomu morza

Schematic cross section showing distribution of value δ (from the earth's surface to the sea level)

A — powierzchnia terenu, B — poziom lokalny, B' — spąg czwartorzędu, C — poziom morza, 1 — skały dla których σ należy określać możliwie dokładnie (obszar zmiennych wartości σ), 2 — skały dla których należy przyjmować stałą wartość σ

A — earth's surface, B — local level, B' — bottom of Quaternary deposits, C — sea level, 1 — rocks for which σ should be determined precisely (area of changing values σ), 2 — rocks for which stable value σ should be applied

Przechodząc do określenia błędu redukcji Bouguera, wyrażenie (4) napiszemy w postaci:

$$R_B = 0,3086 \cdot H - 0,04192 \cdot \sigma \cdot H + p_t$$

Różniczkując R_B względem zmiennych otrzymamy:

$$\frac{\partial R_B}{\partial H} = 0,3086 - 0,04192 \cdot \sigma$$

$$\frac{\partial R_B}{\partial \sigma} = 0,04192 \cdot H$$

$$\frac{\partial R_B}{\partial p_t} = 1$$

Stosując wzór na błąd funkcji uzyskamy wyrażenie określające błąd redukcji Bouguera w postaci:

$$m_{R_B} = \pm \sqrt{(0,3086 - 0,04192 \cdot \sigma)^2 \cdot m_H^2 + 0,04192^2 \cdot H^2 \cdot m_\sigma^2 + m_{p_t}^2} \quad [5]$$

W celu zorientowania się, jaką wielkość przedstawia wzór (5), należy założyć wartości liczbowe dla σ , m_σ , H , m_H . Przyjmując obszar jako płaski i zakładając:

$$\sigma = 2,25 \text{ g/cm}^3,$$

$$m_\sigma = \pm 0,1 \text{ g/cm}^3,$$

$$H = 150 \text{ m},$$

$$m_H = \pm 0,1 \text{ m},$$

$$m_{R_B} = \pm \sqrt{0,395847} = \pm 0,629 \text{ mgl}$$

Wartość tę należy traktować jako przykładową, odnoszącą się jedynie do konkretnych, założonych powyżej wielkości.

OKREŚLENIE BŁĘDU NORMALNEGO PRZYSPIESZENIA

Normalne przyspieszenie siły ciężkości γ_0 jest pochodną potencjału normalnego U względem normalnej.

$$\gamma_0 = \left(\frac{\partial U}{\partial n} \right)$$

Potencjał normalny U otrzymuje się z rozwinięcia w szereg potencjału siły ciężkości W .

$$W = U + T$$

T — oznacza sumę pominiętych wyrazów w rozwinięciu i stanowi wartość potencjału zakłócającego. W interpretacji geometrycznej potencjał siły ciężkości $W = \text{const.}$ przedstawia równanie geoidy, natomiast potencjał normalny $U = \text{const.}$ jest niczym innym jak równaniem sferoidy. Wiadomo, że praktycznie powierzchnie te nie pokrywają się ze sobą, a zredukowana poprawką Bouguera wartość siły ciężkości g zaobserwowana na powierzchni fizycznej Ziemi przedstawia wielkość przyspieszenia na geoidzie.

Sferoida jest powierzchnią o skomplikowanej postaci matematycznej (powierzchnia 14 stopnia), z tego względu γ_0 odnosi się nie do powierzchni sferoidy, lecz do takiej powierzchni, która jest do niej zbliżona i jednocześnie daje się przedstawić w niezbyt skomplikowanej formie matematycznej. Powierzchnią tą jest elipsoida obrotowa.

Niepokrywanie się powierzchni, do której zredukowano g , z powierzchnią, do której odnosi się γ_0 , bynajmniej nie wpływa na zniekształcenie obrazu anomalii. Odstępy geoidy od elipsoidy nie są duże, a zmiany ich wartości rozkładają się w przybliżeniu równomiernie.

Dla obliczenia γ_0 stosuje się powszechnie w Polsce wzór Helmerta z 1901 roku

$$\gamma_0 = 978,030 (1 + 0,005302 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 2 \varphi) \quad [6]$$

Wzór ten można przedstawić jako funkcję szerokości:

$$\gamma_0 = f(\varphi)$$

Błąd tej funkcji będzie przedstawiał się następująco:

$$m_{\gamma_0} = \frac{\partial \gamma_0}{\partial \varphi} m_{\varphi} \quad [7]$$

Określając we wzorze (6) iloczyn $978,030 \cdot 0,005302 = A$ oraz $978,030 \cdot 0,000007 = B$, otrzymamy: $\gamma_0 = 978,030 + A \sin^2 \varphi - B \sin^2 2 \varphi$, następnie różniczkując wzór (6) względem φ :

$$\frac{\partial \gamma_0}{\partial \varphi} = A \sin 2 \varphi - 4 B \sin 2 \varphi \cos 2 \varphi$$

lub

$$\frac{\partial \gamma_o}{\partial \varphi} = \sin 2 \varphi (A - 4 B \cos 2 \varphi) \quad [8]$$

podstawiając wartości liczbowe dla A i B, otrzymamy:

$$\frac{\partial \gamma_o}{\partial \varphi} = 5,1855 \sin 2 \varphi - 0,0274 \sin 2 \varphi \cos 2 \varphi$$

Błąd normalnego przyspieszenia siły ciężkości γ_o będzie się więc przedstawiał następująco:

$$m_{\gamma_o} = (5,1855 \sin 2 \varphi - 0,0274 \sin 2 \varphi \cos 2 \varphi) m_{\varphi} \quad [9]$$

We wzorze tym m_{φ} wyraża błąd określenia szerokości geograficznej punktu obserwacji.

Przyjmując, iż obszar Polski zawarty jest między równoleżnikiem 49° na południu oraz $54^\circ 50'$ na północy, możemy uwzględnić te wartości we wzorze (9) i wyliczyć wielkości błędu normalnego przyspieszenia siły ciężkości dla terenu Polski.

Dla 49°

$$\sin 2 \varphi = 0,99027$$

$$\cos 2 \varphi = -0,13917$$

$$m_{\gamma_o} = (5,1350 + 0,00377) m_{\varphi}$$

$$m_{\gamma_o} = 5,1388 m_{\varphi} \quad [9a]$$

Dla $54^\circ 50'$

$$\sin 2 \varphi = 0,94167$$

$$\cos 2 \varphi = -0,33655$$

$$m_{\gamma_o} = (4,8830 + 0,0868) m_{\varphi}$$

$$m_{\gamma_o} = 4,8917 m_{\varphi} \quad [9b]$$

m_{φ} wyrażone jest w mierze łukowej i dla:

$$0,01' \text{ długość łuku} = \frac{1}{\rho' \cdot 100} = 0,000002909$$

$$1^\circ = \frac{1}{\rho^\circ} = 0,017453293$$

$$1' = \frac{1}{\rho'} = 0,000290888$$

$$1'' = \frac{1}{\rho''} = 0,0000048481$$

W skład wzoru 9 wchodzi m_{φ} , którego wielkość tworzą dwa błędy: błąd położenia punktu na mapie w danej skali oraz błąd graficznego określenia szerokości geograficznej.

Wykonany pomiar w określonym miejscu terenu nanosi się na mapy topograficzne, których skala z reguły wynosi 1:50000. Błąd w pomiarze odległości (tab. 3) na mapie 1:50000 wynosi ∓ 30 m (wg B. Dzikiewicza).

Tabela 3

Skala mapy	Błąd w pomiarze odległości w m	Błąd wysokości w m
1:25 000	± 15	$\pm 2,5$
1:50 000	± 30	± 5
1:100 000	± 50	± 10

Wielkość tego błędu wynika z różnych operacji występujących przy wykonywaniu mapy. Przechodząc z błędu określenia odległości na błąd położenia punktu na mapie 1:50000 skorzystamy z następującego przekształcenia:

$$m_p^2 + m_k^2 = m_D^2$$

zakładając $m_p = m_k = m_{pp}$, napiszemy:

$$2 m_{pp}^2 = m_D^2$$

$$m_{pp} = \frac{\sqrt{2}}{2} m_D$$

[10]

gdzie:

m_p — błąd punktu początkowego,

m_k — błąd punktu końcowego,

m_D — błąd długości,

m_{pp} — błąd punktu dowolnego.

Wstawiając we wzorze (10) $m_D = \pm 30$ m otrzymamy:

$$m_{pp} = \mp 21 \text{ m.}$$

Sumując błędy położenia dowolnego punktu na mapie 1:50000 oraz graficznego określenia szerokości geograficznej dowolnego punktu na tej mapie i zakładając, iż błąd graficznego określenia szerokości geograficznej nie przekracza $0,02'$, otrzymamy błąd szerokości geograficznej punktu obserwacji

$$0,02' \approx 37 \text{ m}$$

$$m_{\varphi_{\max}} = 37 + 21 = 58 \text{ m}$$

lub w mierze kątowej $0,03'$, w mierze łukowej $= 0,000008727$.

Biorąc pod uwagę wzór (9) oraz założenia uwzględnione we wzorach (9a) i (9b) obliczymy wartości m_{γ_0} dla krańcowych szerokości Polski

$$\text{dla } \varphi = 49^\circ \quad m_{\gamma} = 0,045 \text{ mgl}$$

$$\text{dla } \varphi = 54^\circ 50' \quad m_{\gamma_0} = 0,043 \text{ mgl}$$

Z powyższych wyliczeń widzimy, iż błąd normalnego przyspieszenia siły ciężkości m_{γ_0} (przy określeniu φ z map w skali 1:50000) wynosi około 0,045 mgł.

OCENA BŁĘDU ANOMALII BOUGUERA

Przyjmując anomalię Bouguera pod postacią wzoru (2) i zastępując $p_t + p_F + p_B$ przez R_B (redukcja Bouguera) napiszemy:

$$A_B = g + R_B - \gamma_0 \quad [11]$$

Błąd anomalii będzie równy sumie kwadratów błędów poszczególnych wyrazów pod pierwiastkiem:

$$m_A = \sqrt{m_g^2 + m_R^2 + m_{\gamma_0}^2} \quad [12]$$

gdzie:

$$m_g \sqrt{= m_{I,II}^2 + m_L^2 + m_p^2}$$

$$m_R = \sqrt{(0,3086 - 0,04192 \cdot \sigma)^2 m_H^2 + 0,04192^2 \cdot H^2 \cdot m_o^2 + m_{p_t}^2}$$

$$m_{\gamma_0} = (5,1855 \sin 2\varphi - 0,0274 \sin 2\varphi \cos 2\varphi) m_\varphi$$

Błąd anomalii Bouguera w ogólnej postaci będzie więc przedstawiał się następująco:

$$m_A = \pm \sqrt{m_{I,II}^2 + m_L^2 + m_p^2 + (0,3086 - 0,04192 \cdot \sigma)^2 m_H^2 + 0,04192^2 \cdot H^2 \cdot m_o^2 + m_{p_t}^2 + (5,1855 \sin 2\varphi - 0,0274 \sin 2\varphi \cos 2\varphi)^2 m_\varphi^2} \quad [13]$$

gdzie:

- m_A — błąd anomalii,
- $m_{I,II}$ — błąd wartości punktu w sieci I i II klasy,
- m_L — błąd wartości punktu podstawowego w sieci lokalnej,
- m_p — błąd pomiaru danym grawimetrycznym,
- m_H — błąd określenia wysokości punktu pomiarowego,
- m_o — błąd określenia gęstości warstwy redukcyjnej,
- m_{p_t} — błąd określenia poprawki topograficznej,
- m_φ — błąd szerokości geograficznej punktu pomiarowego,
- σ — gęstość warstwy redukcyjnej,
- H — wysokość punktu pomiarowego,
- φ — szerokość geograficzna punktu obserwacji.

Uwzględniając uprzednio podstawione wartości, wielkość błędu anomalii Bouguera na mapie w skali 1:50000 będzie równa:

$$m_A = \pm \sqrt{0,002372 + 0,395847 + 0,002007} = \pm 0,63 \text{ mgł}$$

Wynik $\pm 0,63$ mgł uzyskano przy założeniu:

$$\begin{array}{llll} H = 150 \text{ m} & \sigma = 2,25 \text{ g/cm}^3 & m_{I,II} = \pm 0,036 \text{ mgł} & m_p = 0,020 \\ m_H = \pm 0,1 \text{ m} & m_o = 0,1 \text{ g/cm}^3 & m_L = \pm 0,026 \text{ mgł} & m_{p_t} = 0 \end{array}$$

*

*

*

Reasumując przedstawione dowody stwierdzić należy, że największy wpływ na dokładność anomalii Bouguera wywiera błąd redukcji, a ściślej mówiąc wyrażenie:

$$0,04192^2 \cdot H^2 \cdot m^2$$

Anomalie terenów nizinnych przedstawiają więc zdecydowanie dokładniejszy obraz niż anomalie terenów górzystych. Czynnikiem decydującym o dokładności anomalii jest błąd określenia ciężaru objętościowego skał warstwy redukcyjnej. Problem dokładnego określenia σ jest niezwykle skomplikowany i trudny do ustalenia.

Przyjętą powyżej wartość $m_0 = 0,1 \text{ g/cm}^3$ należy traktować jako bardzo dokładną, gdyż niekiedy w jednym poziomie stratygraficznym w tym samym obszarze obserwuje się różnice w wartości σ dochodzące do $0,3 \text{ g/cm}^3$ i więcej.

O ile budowa geologiczna warstw do poziomu morza nie zostanie szczegółowo poznana, przyjmowane do obliczeń poprawek Bouguera wartości ciężarów objętościowych będą błędne, gdyż σ uzależnione jest ściśle od litologii, miąższości warstw, tektoniki oraz innych zmiennych czynników. Jest sprawą oczywistą, iż grawimetria ma służyć poznaniu budowy geologicznej, a nie odwrotnie i dlatego wydaje się słuszne stosowanie zmiennych gęstości w poprawkach Bouguera jedynie do lokalnego poziomu odniesienia (fig. 1a), przechodzącego blisko fizycznej powierzchni Ziemi.

Ustalenie możliwie dokładnie zmian gęstości warstw leżących nad poziomem lokalnym jest zagadnieniem znacznie łatwiejszym od ustalenia gęstości skał do poziomu morza. Stosowanie proponowanego sposobu redukcji posiada bardzo duże znaczenie dla zdjęć o charakterze szczegółowym, gdyż przeprowadzanie lokalnego poziomu odniesienia w tego rodzaju zdjęciach będzie z reguły sprawą dość łatwą.

Redukując wartości g (pomierzone na fizycznej pow. Ziemi) do poziomu lokalnego, przy użyciu zmiennej gęstości, eliminujemy z obrazu anomalii z dość dużą dokładnością wszystkie efekty grawimetryczne pochodzące od warstw znajdujących się nad tym poziomem.

Zakład Geofizyki Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 11 czerwca 1966 r.

Андрей ГРОБЭЛЬНЫ

К ВОПРОСУ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТОЧНОСТИ АНОМАЛИИ БУТЕ

Резюме

Вопрос точности аномалии Буге разрешен путем анализа множителей, образующих формулу на указанную аномалию.

В частности были проанализированы следующие вопросы: 1 — оценка точности измеренного значения силы тяжести и связанная с точностью проблема соответствующего урав-

нивания местных сетей; 2 — оценка ошибки редукции Буге; 3 — определение ошибки нормального ускорения γ_0 для предельных географических широт Польши.

Кроме определения ошибок в общей форме были вычислены конкретные их значения для соответствующих условий.

Применяя для измерений аппаратуру высокого качества (Аскания Гс 11, Шэрп), при определении высоты точки механической нивелировкой с точностью ± 10 см и плотности слоя приведения с точностью $\pm 0,1$ г/см³, получается ошибка аномалии (на карте масштаба 1:50 000) равная $\pm 0,6$ мгл.

Основным фактором вызывающим так высокое значение ошибки является функция $0,04192^2 \cdot H^2 \cdot \rho^2$, входящая в состав выражения определяющего ошибку редукции.

Для увеличения точности аномалии Буге предлагается, чтобы для вычислений принимать не один, но два слоя приведения.

Andrzej GROBELNY

DETERMINATION OF ACCURACY OF BOUGUER ANOMALY

Summary

The problem of accuracy of Bouguer anomaly has been solved by means of an analysis of the factors influencing formula for this anomaly.

In particular, the following problems have been analysed: 1 — accuracy estimation of the measured value g , and question of proper equalizing the local network, related to the accuracy; 2 — estimation of error of Bouguer reduction; 3 — determination of error of normal acceleration γ_0 for the boundary latitudes of Poland.

Beside the determination of errors in general from, their concrete values have also been calculated.

Applying a high class apparatuses (Askania Gs 11, Sharpe) to determine the altitude of a point by technical levelling, with an accuracy $\pm 0,1$ g/cm³, and the density of reduction layer, with an accuracy ± 10 cm, we obtain the error of anomaly (on the map on a scale 1:50 000) amounting to $\pm 0,6$ mgl. The function $0,04192^2 \cdot H^2 \cdot \rho^2$ being part of an expression determining the error is here the main factor responsible for such a high value of error.

In order to obtain an increased accuracy of Bouguer anomaly, the author proposes to take, instead of one, two reference horizons for calculations.