

## AKTUALNE ZAGADNIENIA ANOMALII SIŁY CIĘŻKOŚCI W GRAWIMETRII POSZUKIWAWCZEJ

**PODWYŻSZENIE DOKŁADNOŚCI POMIARU SIŁY CIĘŻKOŚCI** do około 0,01–0,03 mgl oraz masowe zastosowanie map anomalii Bouguera do wyznaczania anomalii wyższych pochodnych potencjału siły ciężkości, spowodowały konieczność rewizji sposobu opracowania wyników pomiaru. Chodzi o to, żeby przy opracowywaniu wyników pomiaru nie stracić możliwie nic z tego, co daje wysoka dokładność dzisiejszych grawimetrów.

### POJĘCIE ANOMALII SIŁY CIĘŻKOŚCI

Wyjźdmy z podstawowego równania grawimetrii, które definiuje anomalię  $\Delta g$  w postaci:

$$\Delta g = g_0 - \gamma_0 = -\frac{2\gamma}{R} N - \frac{\partial T}{\partial n} \dots [1]$$

gdzie  $\gamma_0$  — normalna wartość siły ciężkości na sferoidzie, odpowiadająca całkowitej masie Ziemi przy założeniu, że Ziemia jest jednorodna,

$g_0$  — pomierzona wartość siły ciężkości zredukowana na geoidę (poziom morza),

$T$  — potencjał zakłócający,

$N$  — odstęp geoidy od sferoidy,

$$\frac{2\gamma}{R} = 0,3086 \frac{\text{mgl}}{\text{metr}} \text{ — normalny gradient pionowy siły ciężkości}$$

$n$  — normalna do geoidy lub sferoidy (w praktyce + wyróżniać nie musimy).

Z równania (1) wynika, że przyczyną anomalii  $\Delta g$  jest zakłócenie gęstości, które w danym punkcie przejawia się w dwojaki sposób: 1° jako zmiana wartości siły ciężkości

o wartość  $\frac{\partial T}{\partial n}$ , 2° jako przesunięcie powierzchni ekwipotencjalnej wzdłuż normalnej na odstęp  $N$ . Odwrotnie więc, istniejący odstęp  $N$  między geoidą a sferoidą świadczy o charakterze zakłóceń; dodatnia wartość  $N$  odpowiada nadmiarowi mas, ujemna — ubytkowi mas, zaś obszary, w których  $N = 0$ , są wolne od zakłóceń. Oczywiście, tak jak wyróżniamy anomalie kontynentalne, regionalne i lokalne, tak samo też mówimy o kontynentalnych, regionalnych i lokalnych undulacjach geoidy (odstępu  $N$ ) względem sferoidy, ponieważ w obu zjawiskach przejawia się ten sam wpływ regionalnych i lokalnych zakłóceń gęstości zgodnie z równaniem (1). Z sejsmologii wiadomo, że obszary zakłóceń sięgają do głębokości ok. 100 km w głąb Ziemi. Głębiej istnieje tzw. równowaga hydrostatyczna polegająca na tym, że każda powierzchnia ekwipotencjalna jest jednocześnie powierzchnią równego ciśnienia.

Równanie (1) możemy więc przedstawić w symbolicznej formie:

$$g_0 - \gamma_0 = \delta_1 + \delta_2$$

Mówi ono, że w anomalię wchodzi 2 składniki, z których pierwszy  $\delta_1$  wyraża wpływ niepokrycia się geoidy (do której odnoszą się wartości  $g_0$ ) ze sferoidą (do której odnoszą się

wartości  $\gamma_0$ ), zaś drugi składnik  $\delta_2 = -\frac{\partial T}{\partial n}$  wyraża tzw.

anomalię właściwą. W grawimetrii poszukiwawczej interesuje nas tylko anomalia właściwa, chociaż, jak sądzi Gromow (2), oba składniki  $\delta_1$  i  $\delta_2$  są nierozdzielnie ze sobą związane. Bruns oraz Hopfner (4) postulowali uwzględnianie wyrazu

$\frac{2\gamma}{R} \cdot N$  w redukcji wolnopowietrznej, tj. w postaci wzoru:

$\frac{2\gamma}{R} (H + N)$ . W ten sposób wyraz  $\delta_1$  tkwiłby w wartości

zredukowanej siły ciężkości  $g_0$  i tak obliczona anomalia wyrażałaby tylko anomalię właściwą. Ponieważ jednak wyznaczenie odstępu  $N$  zależy w całości Stokesa od anomalii  $\Delta g$ ,

powstaje więc błędne koło, w rezultacie czego odstęp  $N$  nie uwzględnia się, zaś w anomaliach  $\Delta g$  będzie tkwił wpływ niepokrycia się geoidy ze sferoidą.

Można przyjąć, że przy małych odległościach punktów wpływ ten znosi się przy wyznaczaniu przyrostów  $\Delta g$  między punktami, jeśli nie brać pod uwagę lokalnych undulacji geoidy. Podobnie znoszą się i inne stałe błędy anomalii, jak: błąd systemu poczdamskiego (za duży o ok. 13 mgl) lub jak różnice między poszczególnymi formułami na normalną wartość przyspieszenia siły ciężkości  $\gamma_0$ .

Nieco inaczej przedstawia się sprawa, jeśli brać pod uwagę anomalie Bouguera. Jak wiadomo, stosowanie redukcji Bouguera jest jednoznaczne z usunięciem mas występujących ponad poziomem redukcji — zwykle poziom morza (4, 7). Z kolei usunięcie tych mas zmniejsza ogólną masę Ziemi, powodując obniżenie geoidy w otoczeniu punktu obserwacji o ok. 12 m przy wysokości redukcji  $H = 1000$  m. Z tego względu redukcja Bouguera nie ma zastosowania w grawimetrii geodezyjnej. W grawimetrii poszukiwawczej położenie geoidy nie jest tak istotne, jednak stosując redukcję Bouguera trzeba pamiętać, że we wszystkich wielkościach wyznaczanych na podstawie anomalii Bouguera będzie tkwił wpływ deformacji geoidy obok omówionego wyżej wpływu niepokrycia się geoidy ze sferoidą.

Rozpatrując zagadnienie usuwania mas zakłócających położonych nad geoidą przez redukcję Bouguera, prześledźmy rozumowanie Helmerta (5). Dla znalezienia związku między anomalią siły ciężkości a zakłóceniem gęstości Helmert kondensuje wszystkie masy położone nad geoidą na samej geoidzie. Następnie wyobraża sobie całą masę wewnętrzną Ziemi skondensowaną również na geoidzie i odejmuje od niej masy normalne odpowiadające przyspieszeniu normalnemu  $\gamma_0$ . Różnica będzie przedstawiała nieskończenie cienką warstwę zakłócającą o gęstości powierzchniowej  $\mu$ , której znak zmienia się na geoidzie. W punkcie  $Q$  na geoidzie mamy:

$$W = U + T \text{ oraz } \gamma_Q = \gamma_0 \left[ 1 - \frac{2N}{R} \right]$$

$W$  — potencjał siły ciężkości,

$U$  — potencjał normalny

Ponieważ  $W = U + T$ , więc przyspieszenie siły ciężkości w punkcie  $Q$  (poprawione o wpływ rzeźby terenu) będzie:

$$g'_0 = \gamma_Q - \left[ \frac{\partial T}{\partial h} \right]_Q = \gamma_0 - \frac{2\gamma}{R} N - \left[ \frac{\partial T}{\partial h} \right]_Q$$

ponieważ zaś:  $\frac{\partial T}{\partial h} = -2\pi k \mu - \frac{T_Q}{2R}$

więc:  $g'_0 = \gamma_0 - \frac{2\gamma}{R} N + 2\pi k \mu + \frac{T_Q}{2R}$

Uwzględniając:  $2\pi k = \frac{3\gamma}{2R\sigma}$ ,  $T = \gamma \cdot N$  oraz  $\mu = D\sigma$

gdzie  $D$  — grubość warstwy zakłócającej,

$\sigma$  — średnia gęstość Ziemi, otrzymamy:

$$g'_0 = \gamma_0 + \frac{3\gamma}{2R} \left[ \frac{\sigma}{\sigma} D - N \right]$$

Kładąc  $D = H + E$  (ryc. 1), otrzymamy na anomalię Faya'se wyrażenie:

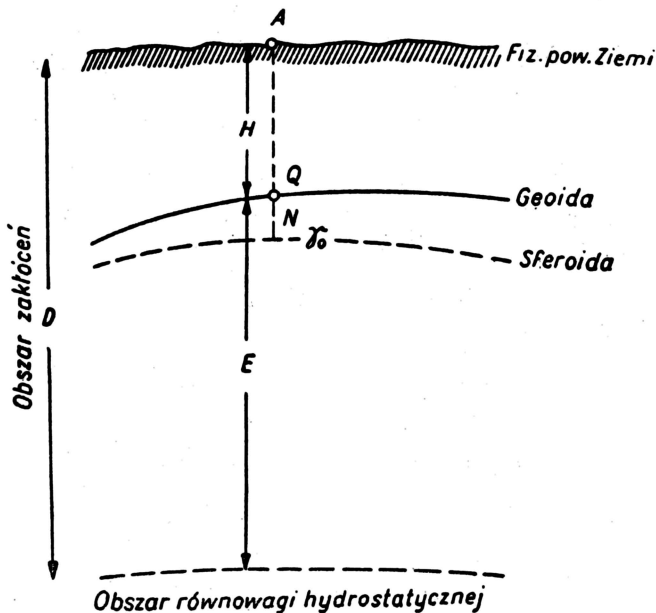
$$\Delta g' = g'_0 - \gamma_0 = \frac{3\gamma}{2R} \left[ \frac{\sigma}{\sigma} \cdot D - N \right] \dots [2]$$

Ponieważ  $D$  odpowiada całkowitemu obszarowi zakłóceń, więc anomalia (2) będzie wyrażała wpływ wszystkich zakłóceń, gdziekolwiek by się znajdowały i stąd jej nazwa „anomalia pełnej”.

Ponieważ anomalia Bouguera różni się o wpływ płyty nad geoidą, więc:

$$\Delta g'' = g''_0 - \gamma_0 = \Delta g' - \frac{3\gamma}{2R} \left[ \frac{\sigma}{\sigma'} H - N \right] = \frac{3\gamma}{2R} \left[ \frac{\sigma}{\sigma'} \cdot \dots [3] \right]$$

Czyli, anomalia Bouguera wyraża tylko wpływ tych mas zakłócających, które leżą pod geoidą. W ten sposób Helmert inną drogą dochodzi do wniosku o nieprzydatności anomalii Bouguera do badania figury Ziemi, gdyż wykluczają one część zakłóceń określających położenie geoidy. Chcąc z tych rozważań Helmerta wyciągnąć wnioski o przydatności anomalii Bouguera w geofizyce, należy najpierw zauważyć, że Helmert nie czyni sztucznego rozróżnienia między zakłóceniami lokalnymi a ich otoczeniem, lecz kondensuje je razem na geoidę. Tymczasem w geofizyce zależy nam na rozdzieleniu zakłóceń lokalnych od tła otaczającego. Dlatego wniosek wynikający ze wzoru (3) Helmerta o usuwaniu zakłóceń położonych nad poziomem morza przez redukcję Bouguera nie może być rozumiany dosłownie. Należy podejść do tego zagadnienia z geofizycznego punktu widzenia.



Ryc. 1.

Weźmy więc pod uwagę interpretację redukcji (ryc. 2) Różnego typu anomalie  $\Delta g$  otrzymujemy, stosując różnego rodzaju redukcje siły ciężkości, których właściwości decydują o zastosowaniu tej czy innej redukcji w danym zagadnieniu. Zarówno w geodezji, jak i w geofizyce bezsporna jest sprawa poprawki topograficznej. Jej interpretacja jest bardzo prosta.

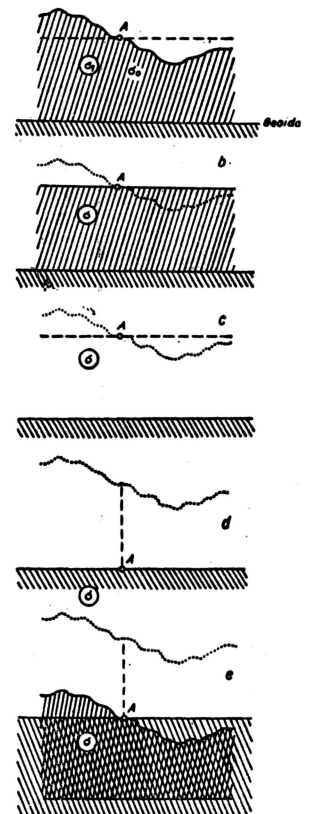
W stosunku do horyzontu pomiaru poprawka topograficzna znosi nadmiar mas nad horyzontem pomiaru i wypełnia niedobór mas pod horyzontem, dając w rezultacie teren płaski w otoczeniu punktu (ryc. 2b).

Weźmy teraz pod uwagę stosowaną w geofizyce redukcję Bouguera-Younga:  $r_B = 0,3086 H - 0,0419 \sigma H$ . Składa się ona z dodatniej poprawki Faye'a  $\delta_F = 0,3086 H$ , wyrażającej wpływ wysokości punktu oraz ujemnej poprawki Bouguera  $\delta_B = -0,0419 \sigma H$  wyrażającej wpływ przyciągania płaskiej płyty. Łatwo zauważyć (ryc. 2c), że wprowadzenie dodatniej poprawki Faye'a możemy sobie interpretować fizycznie jako identyczne z przesunięciem w dół całej płyty tak, że punkt A znajdzie się na geoidzie. Jeżeli pod punktem znajdowały się masy zakłócające, to i one zostały przesunięte w dół nie zmieniając swego położenia względem punktu A. Można też interpretować poprawkę Faye'a jako skondensowanie całej przesuniętej w dół płyty na geoidzie, ponieważ jej przyciąganie  $0,0419 \sigma H$  nie zmieni się, jeśli przy malejącym do zera  $H$  gęstość  $\sigma$  tak wzrośnie (kondensacja), żeby iloczyn  $0,0419 \sigma H$  pozostał stały. W ten sposób anomalia pełna (Faye'a) będzie wyrażała łączny — nie rozdzielony

wpływ całej warstwy zakłóceń występujących pod geoidą i nad geoidą. Dlatego anomalie Faye'a osiągają z reguły duże dodatnie wartości, a szczególnie w górach przy dużych wartościach  $H$  i zależą od wysokości. Takie pionowe przesunięcie mas nie zmienia ogólnej masy Ziemi, a zatem bardzo niewiele zmienia położenie geoidy (ok. 6 cm przy  $H = 1000$  m) i stąd jej zastosowanie w grawimetrii geodezyjnej.

Jeżeli chodzi o ujemną poprawkę Bouguera  $\delta_B = -0,0419 \sigma H$ , to odjęcie pewnej ilości miligali musi pociągać za sobą usunięcie pewnej masy i jak widzieliśmy wyżej, były to masy warstwy o gęstości  $\sigma$  i wysokości  $H$  położonej nad geoidą (ryc. 2c). Wyróżniając jednak lokalne zakłócenia o gęstości  $\sigma_1 \neq \sigma$  wnioskujemy z postaci wzoru  $-0,0110 \sigma H$ , że usunięte będą tylko masy o gęstości  $\sigma$ , natomiast masy zakłócające o gęstości  $\sigma_1 - \sigma$  pozostaną nie tknięte i będą oddziaływać różnicą gęstości  $\sigma_1 - \sigma$ . Dopiero zastosowanie poprawki Faye'a (ryc. 2d) przesuwają punkt A oraz nieuwzględnione w poprawce Bouguera masy zakłócające pionowo w dół, tak że punkt A znajdzie się na geoidzie, zaś masy zakłócające będą przesunięte niżej geoidy — nie zmieniając swego położenia względem punktu A.

W ten sposób wyróżniając w warstwie zakłócającej Helmerta lokalne zakłócenia powyżej geoidy, dochodzimy do wniosku, że ich wpływ może być wyrażony w anomaliach Bouguera jeżeli tylko gęstość otoczenia będzie dobrze dobrana. Usunięcie mas zakłócających następuje tylko wtedy, gdy użyta gęstość odpowiada gęstości mas zakłócających. Wówczas jednak otaczające masy przejmują charakter mas zakłócających, dając inny obraz anomalii. Mówiąc o dokładnym wyznaczeniu gęstości dla wydobycia maksymalnego kontrastu anomalii, należy mieć na myśli nie tyle gęstość, gdyż to pojęcie odnosi się do punktu, zaś od punktu do punktu gęstość bardzo się zmienia — lecz raczej dobrze dobraną średnią wartość gęstości na pewnym obszarze. Oczywiście, wpływ oddzielonych od otoczenia płytkich zakłóceń doda się do wpływu nie oddzielonych od otoczenia głębokich zakłóceń.



Ryc. 2.

a—g zmierzono w punkcie A, b — g z poprawką topograficzną  $\delta_T$ , c—g z poprawką topograficzną  $\delta_T$  oraz poprawką Bouguera  $\delta_B$  (bez poprawki Faye'a  $\delta_F$ ), d — g +  $\delta_T$  +  $\delta_F$  -  $\delta_B$  (odpowiada anomalii Bouguera), e—g z poprawką Faye'a bez poprawki topograficznej (odpowiednik anomalii Faye'a).

W świetle stwierdzenia, że wpływ zakłóceń gęstości występujących nad geoidą może być wyrażony przez anomalię Bouguera błąd gęstości w redukcji Bouguera nabiera nieco jaśniejszej interpretacji. Abstrahując znów od głębokich zakłóceń — w anomalii Bouguera wyraża się wpływ tych wszystkich mas położonych nad geoidą, których gęstość jest inna od przyjętej wartości  $\sigma$  dla redukcji Bouguera. Chcąc jak najlepiej

oddzielić wpływ mas otaczających dane zakłócenie, należy je usunąć, podstawiając do redukcji Bouguera średnią gęstość mas otaczających. Błąd gęstości w redukcji Bouguera prowadzi więc do nieskutecznego rozdzielania mas otaczających od masy zakłócającej. Jeżeli masą zakłócającą jest nadmiar mas, to stosując za dużą gęstość usuwamy część zakłócenia otrzymując za małą anomalie; stosując zaś za małą gęstość, dodajemy do wpływu zakłócenia wpływ części mas otaczających i przez to otrzymujemy za dużą anomalie. W przypadku niedoboru mas będzie oczywiście odwrotnie. Dokładne ustalenie średniej gęstości mas otaczających ma więc istotne znaczenie dla uzyskania poprawnego obrazu anomalii lokalnej.

Wpływ błędu gęstości na anomalie Bouguera jest dość duży i nie znosi się on przy różnicowych wyznaczeniach siły ciężkości z powodu dość dużych zmian gęstości od punktu do punktu. Dla zabezpieczenia praktycznej dokładności dzisiejszych grawimetrów rzędu 0,03 mgł, błąd wyznaczenia gęstości powinien być nie większy niż 0,007 g/cm<sup>3</sup> przy wysokości redukcji  $H = 100$  m i odpowiednio mniejszy przy większych wartościach  $H$ . Tymczasem laboratoryjna dokładność wyznaczenia gęstości wynosi 0,1 g/cm<sup>3</sup> (9), jest więc 14 razy za niska, przy czym nie odpowiada rzeczywistym warunkom zalegania minerałów skalotwórczych.

Zmiana średniej gęstości prowadzi jednak do tego, że zdjęcia lokalne różnych obszarów, dla których przyjmujemy najodpowiedniejszą gęstość, nie będą porównywalne nawet przy tym samym poziomie odniesienia i tym samym prowadzi do konieczności oddzielnego traktowania zdjęć regionalnych i lokalnych. Przy zdjęciach regionalnych powinien przeważać wzgląd porównywalności, a więc zasada stosowania tej samej gęstości i tego samego poziomu odniesienia. Wykorzystując zdjęcia regionalne do opracowań szczegółowych, należałoby je przeliczać zarówno pod kątem dogodnego poziomu odniesienia dla anomalii, jak i pod kątem lokalnej gęstości mas. Jeżeli więc przyjmujemy dla zdjęć regionalnych wspólny poziom odniesienia, to powinniśmy konsekwentnie używać tej samej średniej gęstości dla uzyskania porównywalności map, zaś opracowania szczegółowe będą wymagały oddzielnego przygotowania materiału.

Inną wadą redukcji Bouguera z przeniesieniem na poziom morza jest fakt, że w tym przypadku zbliżamy się do mas zakłócających, wskutek czego:

- a) normalny gradient pionowy jest stosowany mniej właściwie niż przy redukcji w górę.
- b) zbliżając się do mas zakłócających, ryzykujemy bardzo duże błędy w anomaliiach wyższych pochodnych wyznaczonych z map anomalii Bouguera (1).

Z prac Hammera (4) w USA, Baławadze (1) w ZSRR oraz z pomiarów sieci grawimetrycznej w Czechosłowacji (10) — gdzie wyznaczono rzeczywiste gradienty pionowe, wynika, że błąd 100 E powodowany stosowaniem normalnego gradientu jest realny. Niekiedy nawet jest on dużo większy. Abstrahując od możliwej zmiany gradientu przez redukcję oraz teoretycznie trudną do uwzględnienia nieciągłość gradientu na granicy ośrodków — oszacujmy wynikający z powyższego błąd anomalii  $\Delta g$ ; wyniesie on 0,01  $H$  mgł. Przy  $H = 100$  m mamy już 1 mgł błędu w anomalii  $\Delta g$ . Ponieważ powierzchniowe zmiany gradientu pionowego są bardzo duże, więc błąd ten również nie będzie się znosił — podobnie jak błąd gęstości.

Uwaga b) wynika jako wniosek chociażby z prac Baławadze (1), w których zajmował się on błędami centralnych stref przy wyznaczaniu anomalii wyższych pochodnych za pomocą diagramów kołowych. Badania modelowe doprowadziły go do wniosku, że błąd pomijanej centralnej strefy może przekraczać wartość wyznaczoną z diagramu, jeżeli masy zakłócające leżą płytko. Znaczy to, że pod tym względem obliczanie anomalii  $\Delta g$  na poziomie morza jest bardziej niebezpieczne niż np. w pobliżu fizycznej powierzchni Ziemi, z dala od mas zakłócających; płytkie zaś masy zakłócające interesują nas najbardziej ze względów ekonomicznych ich ewentualnej eksploatacji jako złóż użytecznych.

Zestawmy jeszcze raz krótko cechy redukcji Bouguera:

- 1) redukcja Bouguera wprowadza znaczne błędy z powodu niemożliwości dostatecznej dokładnego wyznaczenia gęstości, a przez to hamuje sens podwyższania dokładności opracowania wyników pomiaru oraz rzutuje na dokładność wyznaczania anomalii wyższych pochodnych;
- 2) redukcja Bouguera usuwając masy leżące nad poziomem morza, nie usuwa wpływu ewentualnych płytko leżących mas zakłócających, jeżeli gęstość jest dobrze dobrana;

3) redukcja Bouguera zbliża nas do mas zakłócających, przez co silnie wzrasta błąd kartometrycznie wyznaczonych anomalii wyższych pochodnych przez błąd pomijanej strefy centralnej (1);

4) redukowanie na poziom morza w ogóle, wiąże się z niewłaściwym zastosowaniem normalnego gradientu pionowego, powodując w anomaliiach  $\Delta g$  błąd proporcjonalny do wysokości redukcji; realny błąd  $\pm 100 E$  w gradiencie pionowym powoduje błąd  $\pm 1$  mgł w anomalii  $\Delta g$  przy  $H = 100$  m.

W rezultacie otrzymujemy zniekształcone obrazy anomalii różnego rodzaju lub też tracimy w ogóle możliwość wykrycia niewielkich ekstremów anomalii  $\Delta g$ . Wiadomo zaś, że interesujące nas obszary zakłóceń mają przeważnie bardzo małe amplitudy  $\Delta g$  wynoszące kilka mgł. W tym świetle, dążąc do zwiększenia efektywności interpretacji wyników pomiarów, należałoby ominąć trudności związane z redukcją Bouguera lub przynajmniej z zasadą redukowania na poziom morza.

Odnoszenie pomiarów regionalnych do poziomu morza było słuszne, gdy chodziło o uzyskanie porównywalnych wyników na dużych obszarach. Ponieważ w Polsce zdjęcie regionalne jest obecnie ukończone, odpada powód, dla którego należałoby się nadal trzymać poziomu morza. Przechodząc do zdjęć szczegółowych na małych obszarach, lepiej będzie przyjąć poziom odniesienia w pobliżu fizycznej powierzchni Ziemi.

### REDUKCJA NA POZIOM ODNIESIENIA W POBLIŻU FIZYCZNEJ POWIERZCHNI ZIEMI ZA POMOCĄ ŚREDNIEGO GRADIENTU PIONOWEGO

Na granicy ośrodków powietrze—ziemia normalny gradient pionowy  $-G = \frac{\delta\gamma}{\delta z}$  jest nieciągły. Skok gradientu wy-

wołany różnicą gęstości powietrza  $\sigma_0$  i gęstości gruntu  $\sigma$  określa znane z teorii potencjału równanie podane przez Helmherta:

$$G_z - G_w = 4\pi k (\sigma - \sigma_0) \cos^2 \alpha \quad \dots (4)$$

gdzie  $G_z$  — zewnętrzny gradient pionowy

$G_w$  — wewnętrzny gradient pionowy

$\alpha$  — nachylenie powierzchni nieciągłości względem poziomu

$k$  — stała grawitacyjna.

Wprowadzając średni gradient pionowy  $\bar{G} = \frac{G_z + G_w}{2}$

przy założeniu, że  $\sigma_0 = 0$  oraz  $\alpha = 0$ , możemy napisać:

$$G_z - G_w = 4\pi k \sigma$$

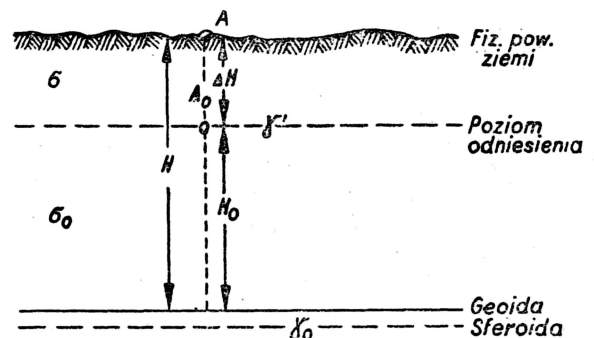
$$\text{oraz: } \bar{G} = G_z - 2\pi k \sigma = G_w + 2\pi k \sigma \quad \dots (5)$$

Dla  $\sigma = 2,0$  g/cm<sup>3</sup> będzie:

$$G_w = G_z - 4\pi k \sigma = 3086 - 1676 = 1410 E$$

$$\text{zaś } \bar{G} = \frac{3086 + 1410}{2} = 2248 E \quad \dots (6)$$

Średni normalny gradient pionowy okazał się pożyteczny w zagadnieniach poprawek niwelacji (2).



Ryc. 3.

Chcąc obliczać anomalie Bouguera na poziomie  $H_0$  (ryc. 3), należy zmierzoną wartość  $g$  tak zredukować, aby powyżej przyjętego poziomu odniesienia nie było żadnych mas. To znaczy, należy wprowadzić poprawkę Bouguera z uwzględnieniem gęstości  $\sigma$  oraz wysokości redukcji  $\Delta H = H - H_0$ .

Czyli:  $r_B = (0,3086 - 0,0419\sigma) \Delta H = \bar{G}_0 \cdot \Delta H$ . Podstawiając  $\sigma = 2,0$  przekonamy się, że średni gradient (6) bardzo dobrze aproksymuje współczynnik w redukcji Bouguera-Younga. Możemy więc operować pojęciem średniego gradientu pionowego zamiast rozdzielnego operowania poprawką za wysokość oraz poprawką za wpływ mas. Zatem dla punktu  $A_0$  otrzymamy z uwzględnieniem ewentualnej poprawki topograficznej  $\delta_T$ :

$$g'_0 = g + \bar{G} \cdot \Delta H + \delta_T$$

Wartość  $g'_0$  porównamy w punkcie  $A_0$  z normalną wartością  $\gamma'$  przy czym do przeniesienia jej na poziom redukcji  $H$ ; użyjemy również średniego gradientu pionowego  $\bar{G}' = f(\sigma)$ , czyli:

$$\gamma' = \gamma_0 - \bar{G}' \cdot H_0$$

Zatem anomalia Bouguera w punkcie  $A_0$  będzie:

$$g'_0 - \gamma' = g + \bar{G} \cdot \Delta H + \delta_T - \gamma_0 + \bar{G}' \cdot H_0 \dots (7)$$

Dla wyznaczenia średnich gradientów pionowych  $\bar{G} = f(\sigma)$

oraz  $\bar{G}' = f(\sigma)$  należy znać gęstości:  $\sigma$  — mas położonych nad poziomem redukcji oraz  $\sigma$ ; — mas położonych między poziomem redukcji a poziomem morza. Za pomocą  $\sigma$  i  $\sigma$ ,

z łatwością obliczamy  $\bar{G}$  i  $\bar{G}'$  z równania (5). Przy masowych obliczeniach lepiej skorzystać z tabelki podanej w pracy Bodemüllera (2), którą w skróceniu przedstawia tabela.

Taki sposób obliczania anomalii różni się od anomalii Bouguera tym, że usuwa tylko górną część mas położoną

$\sigma$ g/cm <sup>3</sup>	$\bar{G}$ mg/l/m	$\Delta$
1.5	0.2458	42
1.6	.2416	42
1.7	.2374	42
1.8	.2332	42
1.9	.2290	42
2.0	.2248	42
2.1	.2206	42
2.2	.2164	41
2.3	.2123	42
2.4	.2081	42
2.5	.2039	42
2.6	.1997	42
2.7	.1955	42
2.8	.1913	42
2.9	.1871	42
3.0	.1829	42
3.1	.1787	41
3.2	.1746	42
3.3	.1704	42
3.4	.1662	42
3.5	.1620	42

nad poziomem redukcji przyjętym w pobliżu fizycznej powierzchni ziemi. Jest więc o tyle lepszy, że oddala nas od mas zakłócających, przez co zmniejszają się błędy centralnych stref w kartometrycznych sposobach wyznaczania anomalii wyższych pochodnych. Poza tym rozdzielanie mas wystających nad poziomem morza na dwie warstwy o gęstościach  $\sigma$  i  $\sigma_0$  lepiej odpowiada rzeczywistemu rozkładowi gęstości.

Wreszcie stosując poziom odniesienia w pobliżu fizycznej powierzchni ziemi, skracamy wysokość redukcji, przez co maleje wpływ wyznaczenia gęstości.

## FORMA DOKUMENTACJI WYNIKÓW POMIARÓW GRAWIMETRYCZNYCH

Wszystkie poczynione wyżej uwagi odnosiły się do treści anomalii. Na zakończenie kilka słów o formie, jaką im nadajemy. Zauważmy, że spośród wszystkich wielkości pola ciężkości wielkością bezpośrednio mierzoną jest tylko przyspieszenie siły ciężkości, jeśli pominąć prowadzone na małą skalę pomiary wagą skręceń. Natomiast anomalie pozostałych wielkości, jak gradientu pionowego i wyższych pochodnych wyznaczamy bezpośrednio — kartometrycznie na podstawie mapy anomalii siły ciężkości. Zatem mapa anomalii  $\Delta g$  staje się materiałem podstawowym dla coraz to nowszych sposobów opracowania wyników pomiarów i będzie nim na pewno w przyszłości. Jeżeli jeszcze zauważymy, że mapy anomalii mają trwałą wartość, trwalszą niż mapy topograficzno-hipso-metryczne, wówczas dojdziemy do wniosku, że należy mapom anomalii i całej dokumentacji pomiarowej nadać trwałą formę. Jesteśmy dopiero w początkowym stadium właściwych

Części proporcjonalne		
$\Delta$	42	41
1	4.2	4.1
2	8.4	8.2
3	12.6	12.3
4	16.8	16.4
5	21.0	20.5
6	25.2	24.6
7	29.4	28.7
8	33.6	32.8
9	37.8	36.9
10	42.0	41.0

poszukiwań złóż użytecznych. Celem zdjęć regionalnych było przede wszystkim badanie budowy geologicznej w skali regionalnej. Należy więc się liczyć z dużymi możliwościami grawimetrii poszukiwawczej, zwłaszcza że w sukurs przyszła technika, dostarczając wysokiej klasy grawimetrów, które zobowiązują do podniesienia poziomu opracowania wyników pomiarów.

## LITERATURA

- Bała wadze K. — K woprosu o wyczyslenii wiertkalnogo gradienta siły tiazesti. „Izw. AN Sieria Geof.” 1955, nr 1 i 5.
- Bodemüller H. — Beitrag zur Schwerekorrektion geometrischer Nivellements. D.G.K. Reihe A, nr 26.
- Gromow S.W. — Inwersja i uklonienie odwiesnych linii. „Ucz. Zapiski. Len. Gos. Uniw.” nr 153. Leningrad 1952.
- Hammer S. — Investigation of the vertical gradient of gravity. „Trans. of the Amer. Geoph. Union” 1938, str. 72.
- Helmert F.R. — Die Schwerkraft und die Massenverteilung der Erde. Encyklopädie d. Mathem. Wissenschaften, VI, 1B, Heft 2. Leipzig 1910.
- Hopfner F. — Grundlagen der Höheren Geodesie Wien 1949.
- Idelson N.I. — Teoria potencjała i jej przyłożenia k woprosam geofiziki. Leningrad—Moskwa 1932.
- Michajło w A.A. — Kurs grawimetrii i teorii figury Ziemi. Moskwa 1939.
- Mołodienski N.S. — Trudy Centr. Naucz. Isl. Inst. Geodiezji. Wyp. 131, 1960.
- Nettleton L.L. — Determination of Density for reduction of gravimeter observations. „Geophysics” 1939, nr 4.
- Wittinger M. — Tihowa Mereni w ČSR. Praha 1954.