

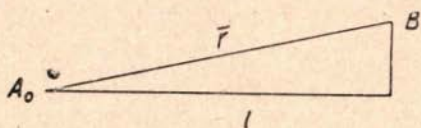
PRILOG PITANJU REDUKCIJA POSMATRANIH VREDNOSTI SILE ZEMLJINE TEŽE

(Nastavak)

Postupak računanja je sledeći:

Prvo, uz korišćenje gravimetriske karte anomalija i integralne jednačine (2) određujemo pomoćnu funkciju φ .

Rešavanje integralne jednačine (2) je povezano sa izvesnim teškoćama. Da bi olakšao taj posao, autor članka uvodi neka uprošćavanja. Naime, pretpostavlja se, da je ugao $\alpha=0$, t. j. $\cos \alpha$ je jednak jedinici, a element površine $dS_0 = dS \cdot \cos \alpha = dx \cdot dy$. Također umesto otstojanja r između tačaka posmatranja na terenu uzimamo njihove horizontalne projekcije l .



Sa tim uprošćavanjima pomoćna integralna jednačina (2) dobije oblik:

$$2\pi\varphi = \overline{\Delta g} + \iint_s \varphi \cdot \frac{h - h_0}{l^3} \cdot dS_0$$

odakle

$$\varphi = \frac{\overline{\Delta g}}{2\pi} + \frac{1}{2\pi} \iint_s \varphi \cdot \frac{h - h_0}{l^3} \cdot dS_0$$

U svom članku autor proučava grešku, koju izaziva takvo uprošćavanje i dolazi do zaključka, da kad su uglovi nagiba fizičke površine zemlje manji nego $8-10^\circ$, a gravitaciono polje mirno i jasno izraženo, konačna greška rezultata računanja po uprošćenim formulama ne prevazilazi $3-6\%$ istinite vrednosti.

Određivanje pomoćne funkcije φ za sve tačke posmatranja možemo izvesti po metodi postupnih približavanja, uzimajući za prvo približavanje vrednost

$$\varphi_0 = \frac{\overline{\Delta g}}{2\pi}$$

za drugo

$$\varphi_1 = \frac{\overline{\Delta g}}{2\pi} + \frac{1}{2\pi} \iint_s \frac{\overline{\Delta g}}{2\pi} \cdot \frac{h-h_0}{l^3} \cdot dS_0$$

za treće

$$\varphi_2 = \frac{\overline{\Delta g}}{2\pi} + \frac{1}{2\pi} \iint_s \varphi_1 \cdot \frac{h-h_0}{l^3} \cdot dS_0$$

Ispitivanja na malim modelima su pokazala, da već jedno dva približavanja su dovoljna za dobijanje zadovoljavajućeg poklapanja.

Numeričku vrednost integrala

$$I = \frac{1}{2\pi} \iint_s \varphi \cdot \frac{h-h_0}{l^3} \cdot dS_0$$

možemo odrediti također uz korišćenje pomoćnih diagrama, sličnih diagramima za izračunavanje topografskih popravaka uz podelu terena unaokolo tačke posmatranja na zone i segmente. Takav diagram sa podelom, koja odgovara podelu na zone Hayford'a izračunala je napr. M. I. Jurkinova. Koeficijenti »K« za izračunavanje uticaja pojedinih zona su bili određeni po formuli

$$K = \frac{1}{\varrho_1} - \frac{1}{\varrho_2}$$

gde su ϱ_1 i ϱ_2 unutrašnji odnosno spoljni radiusi zona Hayford'a.

$$\begin{aligned} I &= \frac{1}{2\pi} \iint_s \frac{dS_0}{l^3} = \frac{1}{2\pi} \int_{\varrho_1, 0}^{\varrho_1, 2\pi} \int \frac{l \cdot dl \cdot d\lambda}{l^3} = \frac{1}{2\pi} \int_{\varrho_1, 0}^{\varrho_1, 2\pi} \frac{dl \cdot d\lambda}{l^2} = \\ &= \frac{2\pi}{2\pi} \int_{\varrho_1}^{\varrho_2} \frac{dl}{l^2} = \left| -\frac{1}{l} \right|_{\varrho_1}^{\varrho_2} = \frac{1}{\varrho_1} - \frac{1}{\varrho_2} = K \end{aligned}$$

Tad za pojedine zone integral $I=K \cdot (h-h_0)_{\text{ sred }} \varphi_{\text{ sred.}}$

Korišćenje takvog pomoćnog diagrama smanjuje znatno računski rad.

Kad je pomoćna funkcija φ određena za sve tačke posmatranja, možemo pronaći i odgovarajuće vrednosti anomalija za spoljnu tačku P po formuli:

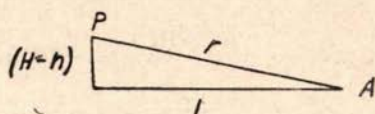
$$\Delta g(P) = \iint_s \frac{H-h}{r^3} \cdot \varphi \cdot dS_0$$

Izračunavanje površinskog integrala $\Delta g(P)$ možemo ponovno izvršiti pomoću odgovarajućeg diagrama sa podelom terena na zone i segmente Hayford'a.

Ako označimo srednje vrednosti razlika visina za celu zonu s $(H-h)_{\text{sred.}}$, možemo napisati, da

$$r^2 \approx l^2 + (H-h)_{\text{sred.}}^2 \text{ i } dS_0 = l \cdot dl \cdot d\lambda$$

tad



$$\begin{aligned} \iint_{\sigma} \frac{dS_0}{r^3} &= \int_0^{2\pi} \int_{l_1}^{l_2} \frac{l \cdot dl \cdot d\lambda}{[l^2 + (H-h)_{\text{sred.}}^2]^{3/2}} = 2\pi \int_{l_1}^{l_2} \frac{l \cdot dl}{[l^2 + (H-h)_{\text{sred.}}^2]^{3/2}} = \\ &= 2\pi \left[-\frac{1}{\sqrt{l^2 + (H-h)_{\text{sred.}}^2}} \right]_{l_1}^{l_2} = 2\pi N \end{aligned}$$

$$\text{gde je } N = \frac{1}{\sqrt{l_1^2 + (H-h)_{\text{sred.}}^2}} - \frac{1}{\sqrt{l_2^2 + (H-h)_{\text{sred.}}^2}}$$

l_1 i l_2 su unutrašnji odnosno spoljni radiusi zone, $(H-h)_{\text{sred.}}$ — je srednja vrednost razlika $(H-h)$ za celu zonu.

Tako da konačno

$$\Delta g(P) = 2\pi \sum N (H-h)_{\text{srd.}} \varphi_{\text{srd.}}$$

Kod numeričkog rešavanja jednačine oblika

$$2\pi\varphi(x,y) = \overline{\Delta g(x,y)} + \iint_{\sigma} \frac{h(\xi,\eta) - h(x,y)}{r^3} \cdot \varphi(\xi,\eta) \cdot dS_0$$

za određivanje pomoćne funkcije φ ćemo naići na teškoće u slučaju kad su ξ i η jednaki ili se vrlo malo razlikuju od x i y . Zbog toga uticaj centralne zone u najbližoj okolini tačke posmatranja treba određivati zasebno. Gore izloženi postupak računanja primjenjuje se počev od zone F_1 Hayford'a, a za izračunavanje uticaja centralne zone služe se metodom koju je predložila M. I. Jurkinova.

Fizičku površinu zemlje unutar centralne zone izraženu konturnim linijama topografske karte, nešto poravnavaju na takav način, da bi za svaku tačku te površine mogli napraviti samo jednu tangentnu ravan. Osim toga kod interpolacije razlika visina $(h-h_0)$ i funkcija $(\varphi-\varphi_0)$ između tačaka sa poznatim vrednostima, pretpostavljaju, da se te vrednosti menjaju parabolno, t. j.

$$(h-h_0) = K_1 l^2 \text{ i } (\varphi-\varphi_0) = K_2 \cdot l^2$$

Koeficijenti K_1 i K_2 određuju uz uslov, da se na otstojanju d od tačke posmatranja do sredine zone E_1 interpolisane vrednosti h i φ moraju tačno

poklapati sa odgovarajućim vrednostima uzetima sa gravimetriske karte, t. j.

$$K_1 = \frac{(h - h_0)_{E_1}}{d^2} \text{ i } K_2 = \frac{(\varphi - \varphi_0)_{E_1}}{d^2}, \text{ gde}$$

$$d = \frac{l_1 + l_2}{2} = \frac{590 + 870}{2} = 730 \text{ metara}$$

$$\begin{aligned} \text{Tad je: } I_{\text{centr.}} &\equiv \frac{1}{2\pi} \iint_s \frac{h - h_0}{l^3} \cdot \varphi \cdot dS_0 = \frac{1}{2\pi} \iint_s \frac{K_1}{l} \left(\varphi_0 + K_2 l^2 \right) dS_0 = \\ &= \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{l_{E_1}} \left[\frac{\varphi_0 K_1}{l} + K_1 K_2 l \right] l \, dl \, d\lambda = \\ &= \frac{1}{8} \int_0^{l_{E_1}} \frac{(h - h_0)_{E_1}}{d^2} \cdot \varphi_0 \cdot \frac{1}{l} \cdot l \, dl + \frac{1}{8} \int_0^{l_{E_1}} \frac{(h - h_0)_{E_1} (\varphi - \varphi_0)_{E_1}}{d^4} \cdot l^2 \, dl = \\ &= \frac{l_{E_1}}{8d^2} \cdot \varphi_0 \sum_1^8 (h - h_0)_{E_1} + \frac{l^3}{24d^4} \sum_1^8 (h - h_0)_{E_1} (\varphi - \varphi_0)_{E_1} \end{aligned}$$

Granice integrisanja po promjenljivoj λ od 0 do $1/8 \cdot 2\pi$ su bile usvojene, jer po Hayford'u je zona E_1 podeljena na 8 jednolikih segmenta.

Kad je gravitaciono polje centralne zone radiusa »a« relativno mirno, a topografski reljef nije komplikovan, uticaj te zone može biti određen uz korišćenje diferencijalnih kvocijenata $\frac{d\varphi}{dl}$ i $\frac{dh}{dl}$

Za takav slučaj:

$$\begin{aligned} I_{\text{centr.}} &= \frac{1}{2\pi} \cdot \int_0^{a2\pi} \int_0^{a2\pi} \varphi \cdot \frac{h - h_0}{l^3} \cdot l \, dl \, d\lambda = \\ &= \frac{1}{2\pi} \int_0^{a2\pi} \int_0^{a2\pi} \frac{\varphi}{l} \cdot \frac{(h - h_0)}{l} \cdot dl \, d\lambda = a \frac{d\varphi}{dl} \cdot \frac{dh}{dl} \approx a \frac{d(\Delta g)}{dl} \cdot \frac{dh}{dl} \end{aligned}$$

Vrednosti diferencijalnih kvotijenata $\frac{d\varphi}{dl}$ i $\frac{dh}{dl}$ uzimamo direktno sa gravimetriske karte.

Isto tako kod izračunavanja anomalija sile teže za spoljne tačke $[\Delta g(P)]$ pomoću odgovarajućeg diagrama, uticaj centralne zone izračunavaju se na sličan način.

U svom članku autor spominje, da osim proveravanja njegove metode na malim modelima, ta je metoda imala i praktičnu primenu kod obrade jednog dela geomagnetskih merenja na području poznate magnetske anomalije kod Kurska (SSSR).

Također ta je metoda bila primenjena za obradu gravimetriskih merenja izvršenih za potrebe geodezije na poluotoku Krim, SSSR.

Drugi ruski naučnik, geofizičar B. A. Andreev, koristi za reduciranje posmatranih vrednosti anomalija sile teže na drugi nivo integral Poasona.

Taj integral za slučaj lopte ima oblik:

$$U(P) = \frac{\rho^2 - R^2}{4\pi R} \int \frac{\overline{U}}{r^3} ds$$

gde su:

U — vrednost potencijala na površini lopte.

$U(P)$ — tražena funkcija potencijala spoljne tačke P .

R — radius lopte

ρ i r — otstojanja tačke P od centra lopte i od tačke posmatranja na površini lopte.

Zamislimo sad, da radius lopte R raste do beskonačnosti, tad sferična površina lopte prelazi u beskonačnu ravan. Uzmimo tu ravan za ravan XOY pravouglog koordinatnog sistema, čija osovina Z je upravljena nadolje. U formuli potencijala zamenimo

$$(\rho^2 - R^2) \text{ sa } 2rh \left(1 + \frac{h}{2R}\right), \text{ jer je } \delta = R + h$$

$$\rho^2 = R^2 + 2Rh + h^2$$

Tad će za $R = \infty$ integral Poasona za ravan dobiti oblik

$$U(P) = \frac{h}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{d_x \cdot d_y}{r^3} \overline{U}$$

gde $r^2 = (x-x')^2 + (y-y')^2 + h^2$, a $(x', y', -h)$ su koordinate spoljne tačke P .

Andreev je razradio praktičnu šemu računanja i konstruisao odgovarajući diagram za grafičko određivanje uticaja dvodimenzionalnih tela, t. j. takvih podzemnih struktura, za koje se vrednosti potencijala na ravni menjaju samo po jednoj promenljivoj, naprimer po promenljivoj x .

Andreev reducira anomalije merene na površini zemlje na ravan svodenja iznad te površine, naprimer na ravan svodenja, koja prolazi kroz tačku sa najvećom nadmorskom visinom, ili na neku ravan nekoliko kilometara iznad zemljine površine. Takvo svodenje na zajedničku ravan je neophodno za tačnu interpretaciju rezultata merenja, a osim toga omogućava razdvajanje lokalnih i regionalnih uticaja, jer sa povećavanjem nadmorske visine ravni svodenja, lokalne anomalije smanjuju se brže, nego regionalne.

Izloženom treba još dodati, da je kod izvođenja gravimetriskih merenja na planinskim područjima, vrlo poželjno popuniti ta merenja određivanjem vrednosti vertikalnog gradijenta sile teže, jer lokalna odstupanja vrednosti vertikalnog gradijenta od njegove teoretske vrednosti mogu biti veoma značajna na planinskim područjima. Naprimer B. Balavadze i G. Šengelan su pronašli pri merenjima na Kavkazu, da su takva odstupanja ponekad bila do $\pm 0,04$ mgl/metar t. j. do 13% od njegove teoretske vred-

nosti. Takođe i Kuzivanov u svom gore spomenutom članku (2) upozorava na činjenicu, da ne uzimanje u obzir lokalnih anomalija vertikalnog gradijenta u planinskim područjima može prouzrokovati velike greške kod rešavanja obrnutog problema gravimetriskog istraživanja.

Merenje vertikalnog gradijenta izvode pomoću visokog pokretnog postolja, koji omogućava merenje gravimetra na različitim visinama iznad površine zemlje. Eksperimentalna merenja te vrste sa razlikom visina od 3 do 4 metara su bila izvršena u Kanadi, SAD i SSSR, i pri tome su uspeli odrediti vrednosti vertikalnog gradijenta sa prosečnom tačnošću od $\pm 10,5$ jedinica Eötvösa (1×10^{-9} G. C. S.). Puna serija merenja na jednoj tački je bila sastavljena iz merenja dolje-gore-dolje-gore-dolje sa četiri čitanja u svakom položaju gravimetra. Puno merenje na svakoj pojedinoj stanici je trajalo oko 20 minuta. Iskustvo je pokazalo, da je za tačna merenja potrebno koristiti dva zasebna postolja — jedno za gravimetar, a drugo za posmatrača, inače neizbežni potresi i vibracije kvare rezultate merenja. Za vreme vetra merenja se nisu mogla izvoditi.

Premda tehnika određivanja vertikalnog gradijenta nije još toliko razrađena i ispitana, da bi mogli dati konačni zaključak o praktičnosti postupka, nesumnjivo je, da poznavanje anomalija vertikalnog gradijenta može doprineti mnogo boljem tumačenju rezultata gravimetriskog snimanja.

Osim direktnog merenja vertikalnog gradijenta sile teže na terenu postoji također i analitička metoda izračunavanja vertikalnog gradijenta iz poznatih anomalija sile teže u bližnjoj okolini tačke posmatranja. Odgovarajuće formule i šeme za takvo računanje su bile razrađene i objavljene od različitih autora (Evijen, Elkins, Hoffmann, Kosbahn, Baranov, Rosenbach, Haalk). Premda je takvo računsko određivanje vrednosti vertikalnog gradijenta korisno za odvajanje uticaja plitkih struktura, treba imati u vidu, da vrednosti dobivene na takav način, ne pružaju nikakve nove podatke i služe samo za bolje razgovetno prikazivanje gravimetriskog uticaja plitkih struktura. Razumljivo je, da svaka funkcija dobijena izvodom od neke druge funkcije, imati će samo drugi oblik, a ne drugu sadržinu.

Međutim neposredno merenje vertikalnog gradijenta na terenu omogućava određivanje stvarne lokalne anomalije toga gradijenta. Za tu svrhu treba samo oduzeti od vrednosti dobijene posmatranjem teoretsku »normalnu vrednost, koja se izražava jednačinom:

$$\frac{d^2W}{dz^2} = (0,30857 + 0,00021 \cos 2\varphi) \text{ mgl/metar}$$

Poznavanje anomalije vertikalnog gradijenta pruža nam mogućnost jednostavnog reduciranja rezultata gravimetriskog snimanja na neku zajedničku ravan svodenja, ali pri takvom reduciranju treba birati ravan svodenja u neposrednoj blizini površine zemlje, jer se vrednosti anomalija vertikalnog gradijenta merene na površini, razlikuju od anomalija toga gradijenta na nekoj dubini ispod tačke posmatranja. Tako, da kad bismo računali popravku za svodenje na drugi nivo po formuli:

$$\text{Popravka za reduciranje} = \frac{d^2W}{dz^2} \cdot h, \text{ gde je } h \text{ dubina ravni svodenja}$$

ispod horizonta tačke posmatranja, a h je relativno veliko, dobili bismo pogrešni rezultat. Veličina greške raste sa povećanjem dubine h . To možemo pokazati najbolje na numeričkom primeru:

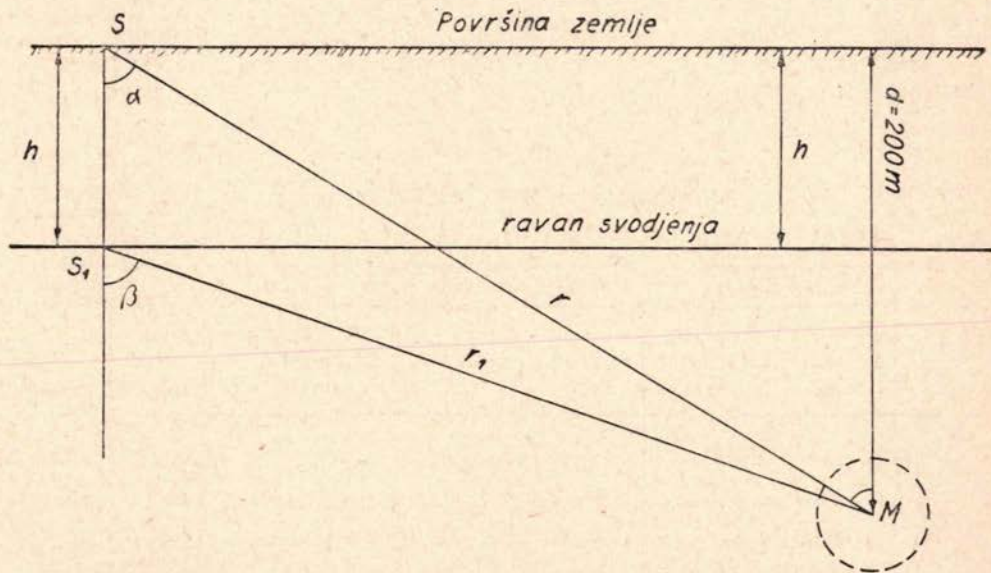
Pretpostavimo, da se na dubini 200 metara ispod površine zemlje nalazi neka poremećajuća masa M u obliku lopte, tako da za računanje gravimetriskog uticaja te lopte možemo zamisliti, da je sva masa te lopte skoncentrisana u jednoj tački M (slika 13). Neka je radius te lopte jednak 100 metara, a razlika gustina lopte i sredine unaokolo je $(\sigma_2 - \sigma_1) = 2,0 \text{ gr/cm}^3$. Takva pretpostavka odgovara prividnoj masi lopte od 8.377.600 tona.

Anomalija sile teže na tački S , prouzrokovana masom M biće:

$$K \frac{M}{r^2} \cos \alpha = K \frac{Md}{r^3},$$

a odgovarajuća anomalija na tački S_1 , na dubini h ispod tačke S će biti:

$$K \frac{M}{r_1^3} \cdot \cos \beta = K \frac{M(d-h)}{r_1^3}$$



Sl. 13 — Promena anomalije sa promenom visine

Odakle popravka, koju moramo dodati vrednosti anomalije sile teže na tački S , da bi reducirali tu anomaliju na nivo tačke S_1 , biće jednaka:

$$K \frac{M(d-h)}{r_1^3} - K \frac{Md}{r^3} = KM \left(\frac{d-h}{r_1^3} - \frac{d}{r^3} \right)$$

Međutim anomalija vertikalnog gradijenta, merena na tački S izražava se formulom

$$\left(\frac{d^2w}{dz^2} = KM \frac{(r^2 - 3d^2)}{r^5}\right)$$

Tu formulu dobijemo lako uz diferenciranje po promenljivoj z formule gravimetričkog uticaja lopte.

$$g_{\text{lopte}} = \frac{dw}{dz} = K \frac{Mz}{(x^2 + z^2)^{\frac{3}{2}}}$$

$$\begin{aligned} \text{stvarno } \frac{dg}{dz} = \frac{d^2w}{dz^2} &= KM \left\{ (x^2 + z^2)^{-\frac{3}{2}} - z \cdot \frac{3}{2} \cdot (x^2 + z^2)^{-\frac{5}{2}} \cdot 2z \right\} = \\ &= KM \left\{ \frac{1}{r^3} - \frac{3z^2}{r^5} \right\} = KM \left\{ \frac{r^2 - 3z^2}{r^5} \right\} \end{aligned}$$

Odakle će popravka za reduciranje biti:

$$KM \cdot \frac{(r^2 - 3z^2)}{r^5} \cdot h$$

Dolje u tablici IV su date vrednosti popravaka za reduciranje na nivo tačke S_1 , izračunate po tačnoj formuli i po formuli vertikalnog gradijenta.

Tablica IV

($d=200\text{m}$. $M=8.377.600$ tona)

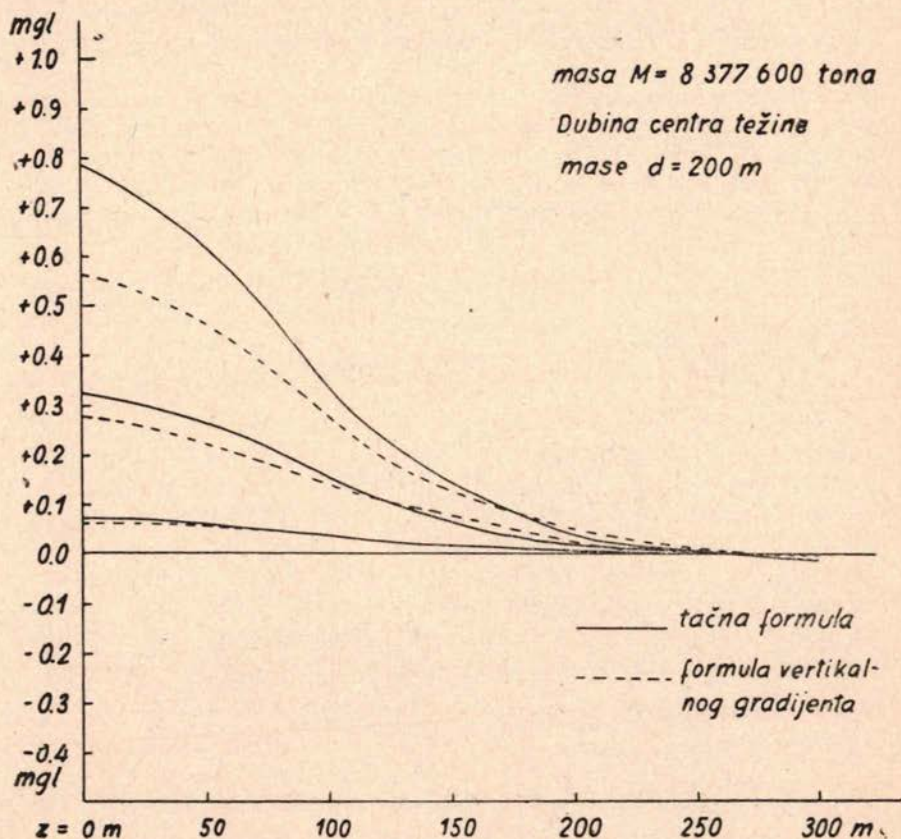
Poprāvke za redukciju posmatranih anomalija na drugi nivo

x m	h = 5 metara		h = 20 metara		h = 40 metara		x m
	Po tač. formull mgl.	Po form. vert. grad. mgl.	Po tač. formull mgl.	Po form. vert. grad. mgl.	Po tač. formull mgl.	Po form. vert. grad. mgl.	
0	+ 0.073	+ 0.070	+ 0.328	+ 0.279	+ 0.786	+ 0.559	0
50	+ 0.060	+ 0.058	+ 0.267	+ 0.233	+ 0.622.5	+ 0.465	50
100	+ 0.036	+ 0.035	+ 0.152	+ 0.140	+ 0.331	+ 0.280	100
200	+ 0.006	+ 0.006	+ 0.022	+ 0.025	+ 0.038	+ 0.049	200
250	+ 0.001	+ 0.001	+ 0.003	+ 0.006	+ 0.001	+ 0.012	250
282.8	0.000	0.000	- 0.002	0.000	- 0.008	0.000	282,8
300	- 0.001	- 0.000,5	- 0.004	- 0.002	- 0.011	- 0.004	300

Iz te tablice vidimo, da se za reduciranje na dubinu $h=5$ metara, t. j. na 2,5% vrednosti dubine poremećajuće mase M , poprāvke izračunate po

obema formulama praktično poklapaju međusobno; za dubinu $h=20$ metara (10% od d) greška redukcije izračunate po formuli vertikalnog gradijenta dostiže pri $x=0$ m, 14,7% istinite vrednosti, a za $h=40$ metara (20% od d) ta greška pri $x=0$ m dostiže 28,9% istinite vrednosti, t. j. kako vidimo, greška raste skoro proporcionalno dubini svodenja h . Sa povećanjem horizontalnog ostojanja x od centra težine poremećajuće nase greška se brzo smanjuje. Ipak brojke tablice IV pokazuju jasno, da za reduciranje posmatranih anomalija sile teže na zajedničku ravan svodenja pomoću korišćenja, za tu svrhu poznate lokalne vrednosti vertikalnog gradijenta sile teže, treba birati ravan svodenja što bliže k površini zemlje. Poželjno je, da h bude manje nego 5% vrednosti dubine centra težine poremećajuće mase.

Na slici 14 su prikazane krive odgovarajućih popravaka, izračunate po tačnoj formuli i uz korišćenje anomalija vertikalnog gradijenta sile teže.



Sl. 14. — Redukcije anomalija sile teže izračunate po tačnoj formuli i uz korišćenje vertikalnog gradijenta

ZAKLJUČAK

Glavni zadatak geofizičkih ispitivanja gravimetrijskom metodom je određivanje anomalija sile teže, prouzrokovanih reljefom ili promenom gustina podzemnih formacija.

U našem izlaganju pokazali smo, da anomalije, koje dobijemo uz obradu na uobičajeni način rezultata gravimetriskih merenja, nisu svedene na zajednički nivo, već svaka anomalija važi za nadmorsku visinu odgovarajuće tačke posmatranja.

U većini slučajeva za vreme interpretacije rezultata gravimetriskih merenja pogrešno smatraju, da te anomalije važe za morski nivo, ili za neku drugu arbitražnu ravan svodenja. Takvo pogrešno shvatanje ne igra veliku ulogu, kad je topografija snimljenog terena relativno mirna i ne postoje velike razlike nadmorskih visina pojedinih tačaka posmatranja. Suprotno tome, pri merenjima na planinskim područjima, gde postoje velike razlike nadmorskih visina, zanemarenje te činjenice može lako dovesti do pogrešnih zaključaka i onemogućava pouzdanu kvantitativnu interpretaciju.

Metoda obrade gravimetriskih merenja usvojena od našeg Zavoda, je sledeća:

Za svaku tačku posmatranja izračunava se prvo vrednost posmatrane sile teže g . K toj vrednosti dodajemo popravku za nadmorsku visinu tačke posmatranja $(0,3086 - 0,0419\sigma) \cdot h$ i oduzimamo vrednost normalne, ili teoretske vrednosti sile teže za geografsku širinu tačke posmatranja. Na taj način dobivamo traženu anomaliju sile teže na datoj tački posmatranja. Tako, da anomalija na tački A je:

$$\text{Anom. (A)} = g_A + (0,3086 - 0,0419\sigma) \cdot h_A - \gamma_A$$

Anomalija na tački B je:

$$\text{Anom. (B)} = g_B + (0,3086 - 0,0419\sigma) \cdot h_B - \gamma_B$$

i tako dalje za sve iduće tačke.

Takva metoda obrade rezultata gravimetriskih merenja ne uzima u obzir uticaj sferičke površine zemlje, niti uticaj netačnog poznavanja gustina formacija, koje se nalaze između zemaljske površine i morskog nivoa, o kojima smo raspravljali u našem članku.

Zbog toga predlažem izračunavanje gravimetriskih anomalija, koje su jedino od interesa za primjenenu geofiziku, na sledeći način:

Iz gore navedenih izraza za anomalije sile teže na dvema tačkama posmatranja A i B vidimo, da će razlika anomalija na tim tačkama biti:

$$\text{Anom(B)} - \text{Anom(A)} = g_B - g_A + (0,3086 - 0,0419\sigma) (h_B - h_A) - (\gamma_B - \gamma_A)$$

odakle

$$\text{Anom (B)} = \text{Anom (A)} + \Delta g_{B-A} + (0,3086 - 0,0419\sigma) \Delta h_{B-A} - \Delta \gamma_{B-A} \text{ gde su}$$

$\Delta g_{B-A} = g_B - g_A =$ razlika čitanja gravimetra na dvema tačkama.

$\Delta h_{B-A} =$ razlika nadmorskih visina dveju tačaka.

$\Delta \gamma_{B-A} =$ razlika normalnih vrednosti sile teže na dvema tačkama.

Uz korišćenje te formule možemo izračunati postupno gravimetriške anomalije za sve tačke snimljenog terena, bez svodenja na morski nivo. Anomaliju polazne tačke A dobijemo uz gravimetriško povezivanje te tačke sa nekom drugom tačkom, čija je anomalija već poznata. To može biti ma koja tačka sa drugog već snimljenog terena ili tačka državne gravimetriške mreže. Uostalom za svrhu primjene geofizike dovoljno je uzeti za polaznu anomaliju neku proizvoljnu vrednost, jer to ne utiče na interpretaciju rezultata merenja. Povezivanje za neku već postojeću gravimetrišku tačku je poželjno, samo ako se žele ti podaci u buduće koristiti za izradu opšte gravimetriške karte cele oblasti.

Predloženi način obrade rezultata gravimetriskog snimanja ima sledeću prednost:

1. Za izračunavanje popravnog člana $-0,0419\sigma\Delta h_{B-A}$ možemo koristiti vrednost gustine površinskog sloja σ određenu po metodi Nettletona, ili na neki drugi način i nema potrebe uzimati neku nesigurnu hipotetičku srednju gustinu σ_m za sve formacije između površine zemlje i morskog nivoa. Netačnost poznavanja gustine u ovom slučaju će prouzrokovati grešku toliko puta manju, ukoliko je Δh_{B-A} manje nego nadmorske visine tačaka A i B.

2. Razlike nadmorskih visina dveju susednih tačaka posmatranja nisu obično velike i redko prevazilaze 50 metara, tako, da korišćenje formule popravnog člana $2\pi k\sigma h = 0,0419\sigma h$ u tom slučaju daje tačnost rezultata do $\pm 0,01$ mgl (vidi tablicu III). Međutim, kod svodenja na morski nivo potrebno je uzimati u obzir još i popravku za sferički oblik zemlje.

3. Kad dimenzije merenog terena ne prevazilaze obično nekoliko desetina kvadratnih kilometara po geografskoj širini, popravni član za promenu geografske širine $\Delta\gamma_{B-A}$ može biti izračunat jedan put za sav teren po formuli:

$$\frac{dg}{dy} = \Delta g\gamma = 0,081226 \cdot \sin 2\varphi \text{ mgl/100 metara po meridijanu.}$$

Način izračunavanje popravke za geografsku širinu tačke posmatranja će biti znatno uprošćeno, jer eliminiše upotrebu pomoćnih tablica, gde su normalne vrednosti sile teže date u stepenima i minutama geografske širine.

Kad se sila teže g povećava sa povećavanjem geografske širine, popravka $\Delta\gamma$ će biti negativna za tačke ka severu od polazne tačke i pozitivna za tačke na jugu od nje.

4. Kod obrade rezultata gravimetriskih merenja po gore izloženoj metodi, svodenje na morski nivo je eliminisano i na taj način je eliminisana i mogućnost pogrešnog tumačenja, da su dobijene gravimetrijske anomalije već reducirane na neki zajednički nivo svodenja.

Kad su razlike nadmorskih visina pojedinih tačaka posmatranja dosta velike, pre nego što počnemo sa interpretacijom, treba reducirati sve dobijene anomalije sile teže na neki zajednički nivo, inače će interpretacija rezultata merenja biti nesigurna i pogrešna.

Svodenje anomalija na zajednički nivo može biti izvršeno na primer po metodi Kuzivanova, premda je to povezano sa obimnim dopunskim računskim radom.

Kad bi postojala mogućnost jednostavnog i brzog određivanja anomalija vertikalnog gradijenta sile teže istovremeno sa izvođenjem gravimetriskog snimanja, reduciranje anomalija na zajednički nivo bilo bi znatno olakšano.

Zbog velikog praktičkog značaja toga pitanja poželjno je što pre izvršiti ispitivanja, da li bi bilo moguće meriti vertikalni gradijent sa zadovoljavajućom tačnošću pomoću Vordenovog gravimetra uz korišćenje običnog tronošca za teodolit. Upotreba takvog tronošca (ili specijalno konstruisanog za tu svrhu), omogućila bi merenje sa razlikom visina oko 1 metra. Takva razlika visina odgovara promeni sile teže oko 0,3 mgl, a kad gravimetar Vorden daje mogućnost određivanja sile teže do $\pm 0,01$ mgl (srednje od nekoliko čitanja), to nije isključena mogućnost dobiti, uz podesni raspored merenja, rezultate koji bi mogli zadovoljiti praktičke potrebe.

L I T E R A T U R A

- (1) R. P. Lejay Pierre: *Développements modernes de la gravimetrie*. Gauthier-Villars. Paris. 1947.
- (2) V. A. Kuzivanov: Ka pitanju redukcije sile zemljane teže. Izveštaj Akademije Nauka SSSR. Br. 10, 1956.
- (3) Dr. Schleusner: Radius Bugeove ploče kod korišćenja uobičajenog Bugeovog koeficijenta 0,04196 mgl/m. »Zeitschrift fuer Geophysik. Specijalni broj, 1953. Izdavač: F. Vieweg und Sohn Braunsch.
- (4) M. Jurkinova: Metode istraživanja oblika zemlje na planinskim područjima. Radovi CNIIGA i K. Sveska 103.
- (5) Dr. A. Schleusner: Najveći radius kruga kod izračunavanja topografske popravke u primenjenoj geofiziki. »Zeitschrift fuer Geophysik«. Specijalni broj 1953.
- (6) B. Thyssen-Bornemisza i M. F. Stackler: Određivanje vertikalnog gradijenta sile zemljane teže uz posmatranje na terenu. *Geophysics*. Vol. XXI. No. 3, July, 1956.