Zeitschrift: Archives des sciences physiques et naturelles

Band: 18 (1936)

Artikel: Effet d'une erreur d'estimation des densités du sial et du sima dans l'évaluation des anomalies de la pesanteur

Autor: Mercier, André

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-743053

Effet d'une erreur d'estimation des densités du sial et du sima dans l'évaluation des anomalies de la pesanteur

PAR

André MERCIER

(Avec 1 fig.)

Dans une note antérieure [1] nous avons indiqué une méthode simple d'évaluation des anomalies de la pesanteur dont l'esprit est en accord avec les données de la géologie. Elle consiste à considérer les continents comme des blocs de sial flottant sur le sima, et soumis à un équilibre hydrostatique.

Soient ρ_1 et ρ_2 les densités correspondant au sial et au sima, respectivement, et posons $\delta = \rho_2 - \rho_1$. Soient ρ_1^0 et ρ_2^0 les valeurs correctes (que donneraient des expériences précises) et soient ρ_1 et ρ_2 des valeurs différentes de ρ_1^0 et ρ_2^0 et employées dans le calcul par suite d'un choix erroné, suggéré par des évaluations peu précises. Nous avons montré dans la note citée plus haut que dans l'estimation de l'anomalie Δg, due à une protubérance de sial équilibrant en profondeur une montagne, dépend essentiellement de la différence $\delta = \rho_2 - \rho_1$. Ici nous nous demanderons quel est l'effet d'un mauvais choix des deux grandeurs ρ_1 et δ sur l'évaluation de Δg. Soit $\Delta^0 g$ la valeur qu'on devrait trouver à partir de ρ_1^0 et ρ_2^0. Et soit Δg la valeur que l'on trouve avec ρ_1 et ρ_2.

Un changement dans le choix des densités revient à un déplacement accompagnant une augmentation (ou une diminution) de la protubérance de sial dans le sima, et à une variation de la densité δ qu'il faut lui attribuer dans le calcul de l'anomalie.

Au niveau moyen h_m des continents (au-dessus de la mer) correspond un niveau moyen H_m (au-dessous de la mer) du contact sial-sima. A une altitude h du relief géographique correspond une profondeur H du sial. Nous supposerons que pour un h donné, on divise l'épaisseur $H - H_m$ de la protubé-

[1] A. MERCIER, *Arch. des Sc. Phys. et Nat.*, vol. 16, p. 144, 1934.

rance en un même nombre β de couches, d'épaisseur égale quel que soit le choix des densités. Il est entendu que la valeur de H est reliée à H_m par l'intermédiaire des densités. Chaque couche ainsi formée a une épaisseur $(H - H_m)/\beta = \alpha$. Nous prenons alors, pour Δg, l'anomalie due à une colonne de base très petite et de hauteur α supposée très petite également. Un choix correct donnerait $\Delta^0 g$; on trouve en réalité Δg. Formons le rapport

$$\zeta = \frac{\Delta g}{\Delta^0 g} \; .$$

Nous ferons l'hypothèse que l'on peut considérer le rayon de la terre comme infini, c'est-à-dire que le terrain est plan en moyenne. Soit alors r la distance horizontale entre le point d'observation de la pesanteur et le centre du prisme, de hauteur α et de densité δ, produisant l'anomalie. On trouve, en vertu des formules de la note déjà citée et à laquelle nous renvoyons pour les notations, l'expression suivante pour ζ:

$$\zeta = \frac{\mu h + \nu}{\mu^0 h + \nu^0} \left(\frac{r^2 + (\mu^0 h + \nu^0)^2}{r^2 + (\mu h + \nu)^2} \right)^{3/2} \frac{\rho_1}{\rho_1^0} \; ,$$

où $\mu h + \nu = H$.

Nous avons calculé ζ pour diverses valeurs de ρ_1, lorsque δ est fixe. Et pour δ nous avons adopté, comme dans la note précédente, la valeur 0.15. Nous avons également considéré le cas où $\delta = 0.3$, et celui où δ prend une valeur extrêmement petite. Ces résultats sont résumés par les courbes de la figure 1, qui donne la fonction $\zeta = \zeta(\rho_1)$ pour diverses valeurs de h variant entre zéro et l'infini, ainsi que pour diverses valeurs de r variant entre zéro et l'infini (h et r sont données en kilomètres). Ces limites infinies n'ont évidemment pas de sens, mais elles nous servent à déterminer le champ de variation de ζ. Nous avons fait varier ρ_1 de 2.6 à 2.85, et posé, *arbitrairement :*

$$\rho_1^0 = 2.7 \; ,$$

qui est la valeur que nous avons cru devoir prendre dans le calcul que nous avions fait de l'anomalie moyenne dans la région des Alpes. C'est une valeur intermédiaire, entre des limites 2.6 et 2.85 que nous ne croyons pas être dépassées expérimentalement.

La région ombrée de la figure est celle où ζ ne peut pas prendre de valeurs, dans les conditions précisées. On pourrait

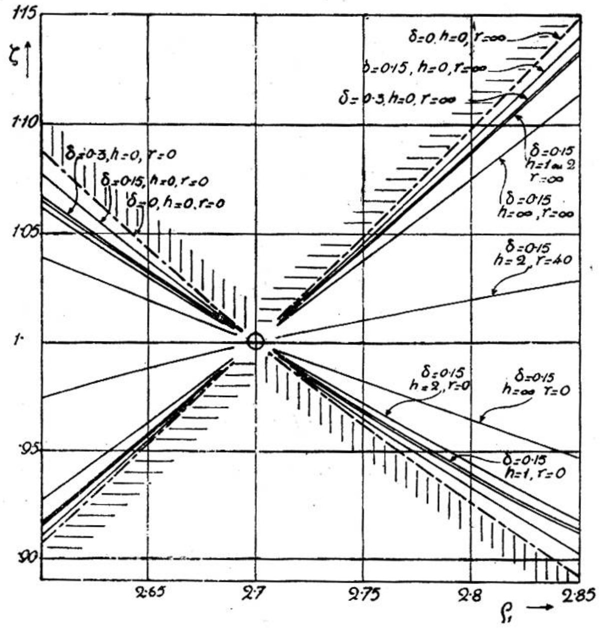

Fig. 1.

extrapoler les courbes, qui sont presque des droites, pour des valeurs de ρ_1 en dehors des limites indiquées.

Il ressort des courbes de la figure 1 que ζ reste compris entre 0.89 et 1.15, et cela quelles que soient les valeurs de h, r et δ, pour autant que ρ_1 est entre 2.6 et 2.85. Autrement dit, l'erreur relative théorique sur l'évaluation de l'anomalie, dans l'hypothèse $\rho_1^0 = 2.7$, reste dans les limites

$$-0.11 < \frac{\Delta g - \Delta^0 g}{\Delta^0 g} = \varepsilon < 0.15 ,$$

c'est-à-dire que ε est inférieur à 15 % en valeur absolue. Mais il est bien possible que l'on fasse une erreur de cet ordre, soit de 10% par exemple.

Il importe toutefois de remarquer que même si δ est mal choisi, l'erreur reste à peu près la même, pour une valeur fixe de ρ_1. Donc: le choix de δ influe sur la valeur de l'anomalie théorique elle-même, beaucoup plus que celui de ρ_1. Tandis que le choix de ρ_1, lui, influe beaucoup sur l'erreur possible, alors que δ a une bien moindre importance à ce point de vue.

Paris, décembre 1935.