

Zeitschrift: Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Herausgeber: Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Band: 65 (1951-1953)
Heft: 278

Artikel: Gravimètre et structures géologiques
Autor: Oulianoff, N.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-274353>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 13.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Gravimètre et structures géologiques

PAR

N. OULIANOFF

(Séance du 14 mars 1951)

Il y a quelques années, j'ai présenté à la Société Vaudoise des Sciences Naturelles, une étude concernant les tréfonds de la croûte terrestre (1). Il s'agissait de l'utilisation des diagrammes enregistrés par les séismographes, permettant de « sonder » l'intérieur de la terre. En effet, les ondes sismiques sont susceptibles de transmettre des quantités d'énergie si importantes qu'elles traversent la terre entière, ou, dans le cas du parcours périphérique, font deux fois le tour du monde ou même davantage. Ainsi, grâce à l'emploi des séismographes très sensibles, la méthode sismique représente un puissant moyen d'auscultation de l'intérieur de la terre dans diverses directions. La construction de nouvelles stations séismographiques augmente toujours les possibilités d'obtenir des résultats de plus en plus précis.

Un autre champ d'investigations, qui intéresse également la structure de la terre, est celui des manifestations de la force d'attraction, propriété inhérente à la matière. Mais l'espace dans lequel les variations de la pesanteur se font sentir est sensiblement plus restreint que celui où nous pouvons recueillir les manifestations sismiques. En effet, la zone de recherches des anomalies gravimétriques ne s'étend que sur quelques dizaines de km à partir de la surface de la terre, soit sur une couche dont l'épaisseur est à peu près égale à la formation que l'on désigne sous le nom de Sial.

Le segment (fig. 1) découpé de la terre et représentant sa structure hypothétique, permet de comparer visuellement les espaces dans lesquels sont applicables la méthode sismique et la méthode gravimétrique des investigations relatives à la structure des profondeurs de la terre.

Les mesures gravimétriques ont débuté dans la seconde moitié du XVII^e siècle surtout après les études remarquables de Huyghens sur le mouvement pendulaire.

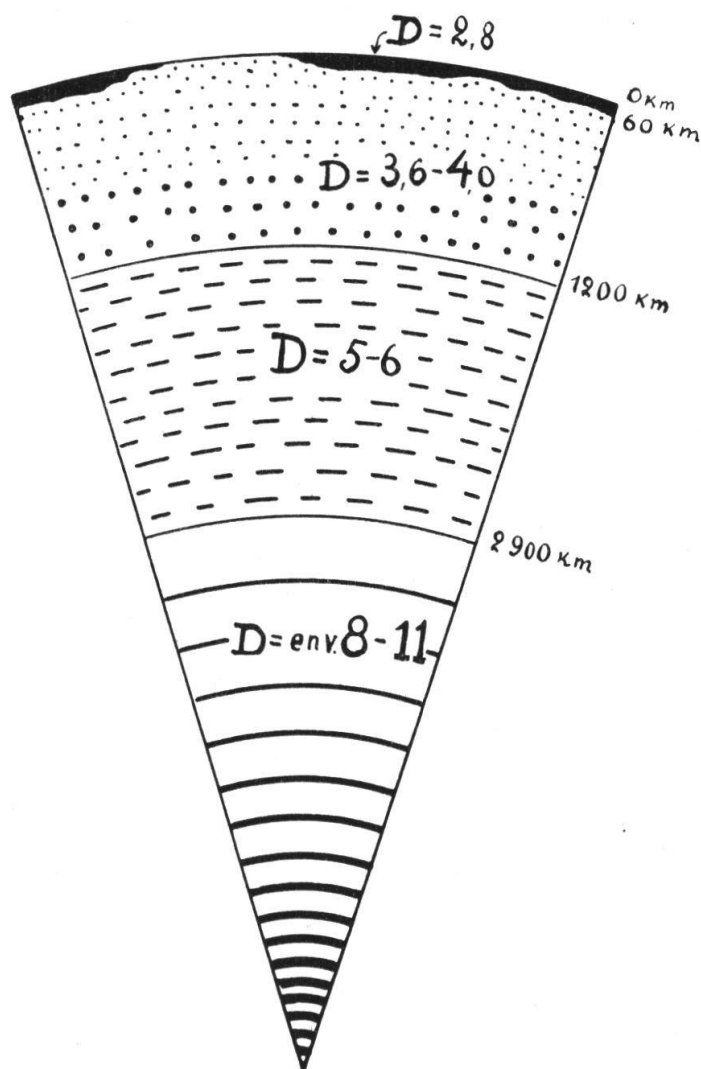


FIG. 1. — Segment découpé dans la terre et figurant sa structure d'après les recherches sismiques.

Le niveau de discontinuité constaté à 2900 km représente la grande découverte de l'existence du noyau central. Quant à la croûte terrestre proprement dite (champ des recherches gravimétriques) c'est une zone relativement très mince comprenant l'épaisseur du Sial (30 à 60 km), marqué en noir sur le dessin.

Puis, pendant deux siècles, le pendule resta l'instrument fondamental pour procéder aux mesures de la pesanteur.

Ce n'est qu'à la fin du XIX^e siècle que le physicien hongrois Eötvös réalisa une balance de torsion à deux masses identiques

mais situées à deux niveaux différents. Les mesures obtenues au moyen de ce dispositif permettent de calculer les courbures des surfaces équipotentiellles du champ gravimétrique ainsi que les gradients de la pesanteur, c'est-à-dire les dérivées secondes du potentiel de gravité. Les résultats que l'on obtient avec la balance d'Eötvös dépassent de beaucoup, en précision, tout ce que le pendule serait capable de fournir. La technique des mesures avec la balance d'Eötvös est délicate et longue, de même que les calculs à faire avant d'obtenir le résultat définitif. Toutefois il ne s'agit là que d'heures de travail, tandis que la détermination absolue de la pesanteur sur une seule station, au moyen de pendules, exige des jours, des mois, voire même des années de manipulations et de calculs.

Rappelons en particulier la détermination absolue de la pesanteur effectuée, sous la direction de Helmert, à l'observatoire de Potsdam. Deux savants, F. Kühnen et Ph. Furtwängler, ont été occupés par ces opérations en utilisant cinq pendules réversibles, de 1898 à 1904. Ils ont déterminé la valeur de g qui se rapporte à la salle des pendules de l'Institut géodésique de Potsdam et qui s'exprime ainsi :

$$g = 981,274 \pm 0,003 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-2}$$

Afin d'éviter les changements constants du système de base, un accord international des géodésiens a décidé de considérer la valeur de $g = 981,274$ gals pour Potsdam comme parfaitement exacte. Et l'on se raccorde, en contrôlant la marche des pendules qu'on se propose d'employer, directement à l'observatoire de Potsdam ou à un observatoire déjà inclus dans le système de Potsdam. Notons toutefois que les observations nouvelles de divers auteurs, faites pendant ces dernières années, obligent à introduire une certaine correction (réduction d'à peu près 14 mgal) à la valeur de g adoptée pour Potsdam (10).

Jusqu'à la fin du XIX^e siècle et même au début du XX^e siècle, le pendule fut, comme il est dit plus haut, le seul instrument utilisé pour la mesure de la pesanteur.

Cette méthode a été employée lors de la réalisation de travaux de grande envergure dans les différents pays. Toutefois, comme le pendule exige beaucoup de précautions pour obtenir des résultats d'une précision suffisante, les points de stationnement des pendules ne peuvent être nombreux, même dans les grands pays. Le réseau le plus dense a été effectué en Suisse.

Il convient de rappeler ici brièvement l'histoire de ces

travaux remarquables effectués sous la direction du professeur Niethammer.

Le rapport concernant l'activité de la Commission géodésique suisse en 1900-1901 annonce le début des mesures de l'intensité de la pesanteur, au moyen des pendules de Sterneck. Pour raccorder les observations de Suisse à celles déjà exécutées ailleurs, Niethammer a commencé par des observations aux stations de Carlsruhe et de Strasbourg.

En 1902-1903 NIETHAMMER (2) a fait à Bâle une série de mesures rattachant définitivement cette station au réseau de Potsdam.

Ensuite, il commença les mesures sur le terrain. Voici le nombre des stations sur lesquelles NIETHAMMER a fait les mesures :

de 1900 à 1907	57 stations
» 1908 à 1910	49 »
» 1911 à 1914	59 »
» 1915 à 1918	66 »
au total :	231 stations pour toute la Suisse.

Dans le volume 16 du recueil des « Astronomisch-geodätische Arbeiten in der Schweiz » paru en 1920 (3) NIETHAMMER donna la carte définitive de la distribution des stations et des valeurs des anomalies de pesanteur qui caractérisent chacune d'elles. Ces résultats ont été salués, avec enthousiasme, par ALBERT HEIM (4). Or, en réalité, le réseau des stations n'était pas encore suffisamment dense pour permettre une interprétation géologique solide. Les besoins des investigations concernant la structure de la croûte terrestre nécessitent davantage de stations et une plus grande précision dans les mesures. Les résultats obtenus en milligals seulement ne donnent pas les nuances de la structure profonde de l'écorce terrestre.

Comme je l'ai dit plus haut, c'est la balance de torsion d'Eötvös qui offrit aux géophysiciens et aux géologues la possibilité d'arriver à des mesures beaucoup plus précises.

L'histoire de l'utilisation de cette balance pour la géologie pratique (découverte des dômes de sel) est glorieuse. Mais comme instrument de prospection de grands espaces, et surtout dans des conditions de relief accusé, la balance de torsion est inutilisable à cause des nombreuses difficultés que présente son emploi.

Pour cette raison les inventeurs se sont efforcés de réaliser la construction d'un gravimètre. On désigne par ce nom

un instrument qui donne directement la valeur de la différence des pesanteurs (composante verticale) d'une station par rapport à une autre. Plusieurs voies très différentes ont été proposées. Plusieurs modèles ont été créés. Mais le principe reste toujours le même. Selon l'expression prudente de Newton, tout se passe dans les phénomènes d'attraction, comme si les deux corps en jeu s'attirent et cette attraction est proportionnelle aux masses et inversement proportionnelle au carré de la distance entre les masses. De là découle la constatation logique que les expériences gravimétriques exigent l'emploi de pesons.

En dix ans, entre 1925 et 1935, les constructeurs ont réalisé un type de gravimètre d'une grande sensibilité, extrêmement léger et portatif. Il existe sur le marché mondial quelques marques de gravimètres. Celui que le laboratoire de géophysique de l'Université de Lausanne a eu la chance d'acquérir¹ est connu sous le nom de Worden, nom du constructeur de l'appareil. Un autre exemplaire de ce type de gravimètre a été acheté par l'Institut de géophysique de l'Ecole polytechnique fédérale.

L'aspect extérieur du gravimètre Worden est donné par la fig. 2.

L'appareil repose sur trois vis calantes, contrôlées par deux niveaux placés perpendiculairement l'un par rapport à l'autre. Ces niveaux sont extrêmement sensibles et le réglage de la verticalité doit être fait avec beaucoup de soin avant les me-

¹ Nous saisissons cette occasion pour renouveler l'expression de la gratitude du laboratoire de géophysique à l'adresse des institutions qui ont bien voulu contribuer matériellement à la réalisation de cet achat. Ce sont :

1. La Fondation pour le développement de l'Economie suisse au moyen de recherches scientifiques.

2. La Commission pour l'encouragement des recherches scientifiques.

3. Le Conseil d'Etat du canton de Vaud.

4. La Municipalité de Lausanne.

auxquels s'ajoutent encore les dons généreux, faits par les sociétés suivantes :

5. Energie de l'Ouest-Suisse S. A. (E. O. S.).

6. « Ciba », à Bâle.

7. Les Entreprises électriques fribourgeoises, Fribourg.

8. Lonza S. A., Bâle.

9. Banque Cantonale Vaudoise.

10. Giovanolla Frères S. A., Monthey.

11. Paillard S. A., Yverdon.

12. La Fédération vaudoise des Entrepreneurs, Lausanne.

13. S. A. pour l'Industrie de l'Aluminium, Lausanne.

14. Compagnie vaudoise des Forces motrices des lacs de Joux et de l'Orbe.

15. Société romande d'Electricité.

16. Service des Eaux de Vevey-Montreux.

17. Société vaudoise des Mines et Salines de Bex.

18. Losinger S. A., Lausanne.

19. Entreprise des grands Travaux, Lausanne.

sures. Un thermos renferme la partie principale du gravimètre et la préserve, d'une façon quasi totale, contre les variations thermiques brusques. Cette partie principale, entièrement en quartz fondu, comprend un fil horizontal, mobile par élasticité

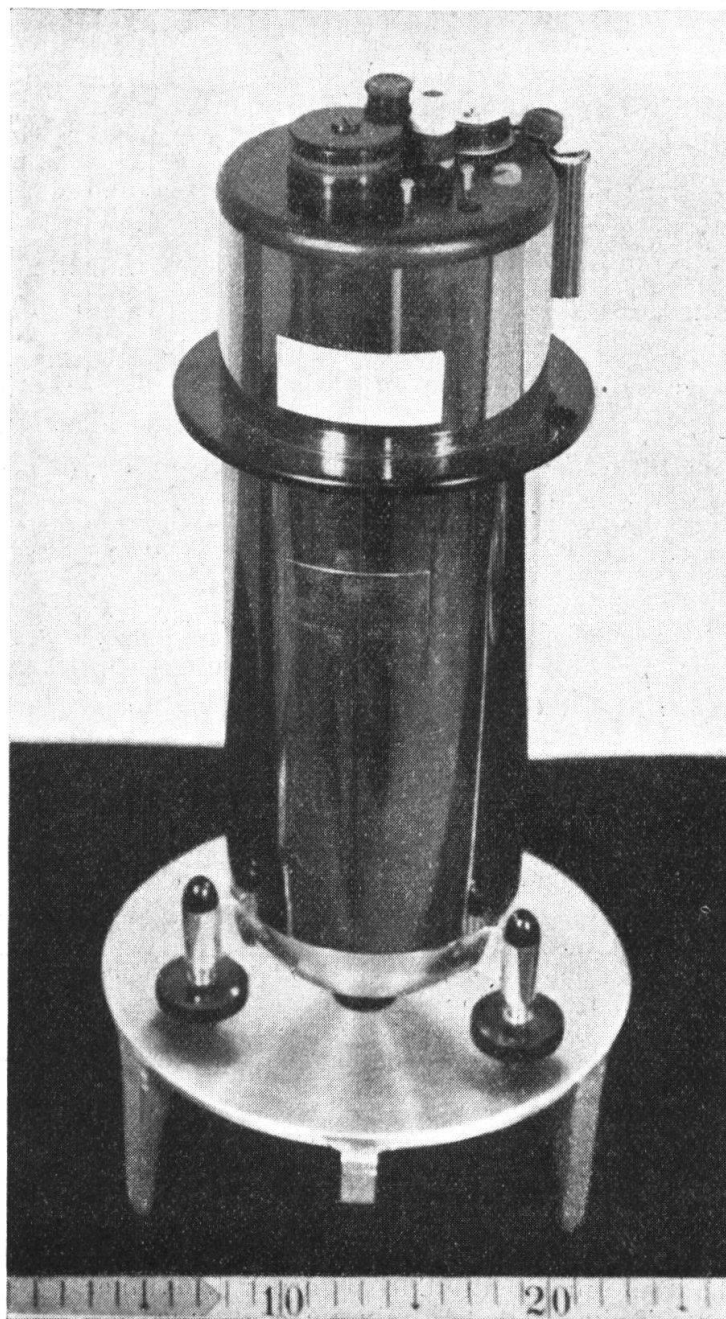


FIG. 2. — *Gravimètre Worden.*

On distingue sur le couvercle la position des deux niveaux, de la lampe d'éclairage, du microscope et d'une tête de vis micrométrique. La seconde, actionnant la vis de réglage grossier, est enlevée.

sur deux amincissements. Un bras est fixé perpendiculairement à ce fil et porte une petite masse m .

Les variations de la pesanteur (g) se traduisent par les changements de la valeur du poids ($m \cdot g$) qui réagissent sur le fil de quartz. L'effet de torsion de ce dernier est compensé par deux ressorts antagonistes. Un miroir fixé sur le fil de quartz reçoit un faisceau de rayons lumineux et le renvoie sous forme d'un spot linéaire dans le champ d'un microscope dont l'oculaire, muni de fils réticulaires, se trouve sur le couvercle du gravimètre.

On ramène le spot dans la position de zéro, en actionnant les micromètres qui agissent sur les ressorts antagonistes, en augmentant ou en relâchant leur tension. Un des deux micromètres sert pour le réglage grossier, sur une étendue de mesures larges, tandis que l'autre permet d'effectuer les observations extrêmement fines, ses limites de variation, sur le limbe du micromètre, étant beaucoup plus rapprochées. Ce second micromètre donne, par la lecture sur le vernier, des centièmes de milligal.

Comme toutes les parties du dispositif mobile sont en quartz fondu, le système ainsi réalisé est entièrement non-magnétique.

Le poids du gravimètre Worden est d'environ 2,5 kg et sa hauteur de 32 cm. Pour le transport, l'appareil est placé dans une boîte cylindrique capitonnée.

La mise en station du gravimètre est très facile, les lectures se font rapidement. Si les distances entre les stations ne sont pas très grandes, on peut effectuer 10, 20 et même plus d'observations par jour, ceci même en tenant compte du retour continu pour doubler ou, le cas échéant, tripler les lectures faites sur chacune des stations. Cette dernière précaution est nécessaire car les parties du gravimètre maintenues sous tension, manifestent, avec le temps, une certaine « fatigue » ou un relâchement. On désigne ce phénomène, très lent et sensiblement constant, par le terme de « dérive ». Les fig. 3 et 4 montrent l'enregistrement systématique de la dérive du zéro de l'appareil du laboratoire de Lausanne. Elle est en moyenne de l'ordre de 0,03 milligal/heure. Il y a lieu de rappeler ici la signification physique du centième de milligal. Si on a déterminé la pesanteur en un point donné, nous pouvons admettre, pour de faibles changements d'altitude à la surface de la terre, une proportionnalité de ces variations et de celles de la pesanteur elle-même. D'après les calculs de Helmert, l'augmentation de l'altitude de 1 mètre correspond à la diminution

de la pesanteur de 0,3086 milligal, ou de 0,03086 milligal par 10 cm, soit, en arrondissant, 0,03 milligal par 10 cm. Comme on lit sur le vernier du gravimètre le centième de milligal, la précision des nivellements entre les stations successives ne doit donc pas être inférieure à 3 cm.

La valeur de la dérive change, normalement, dans des limites relativement faibles. Les deux graphiques (voir les fi-

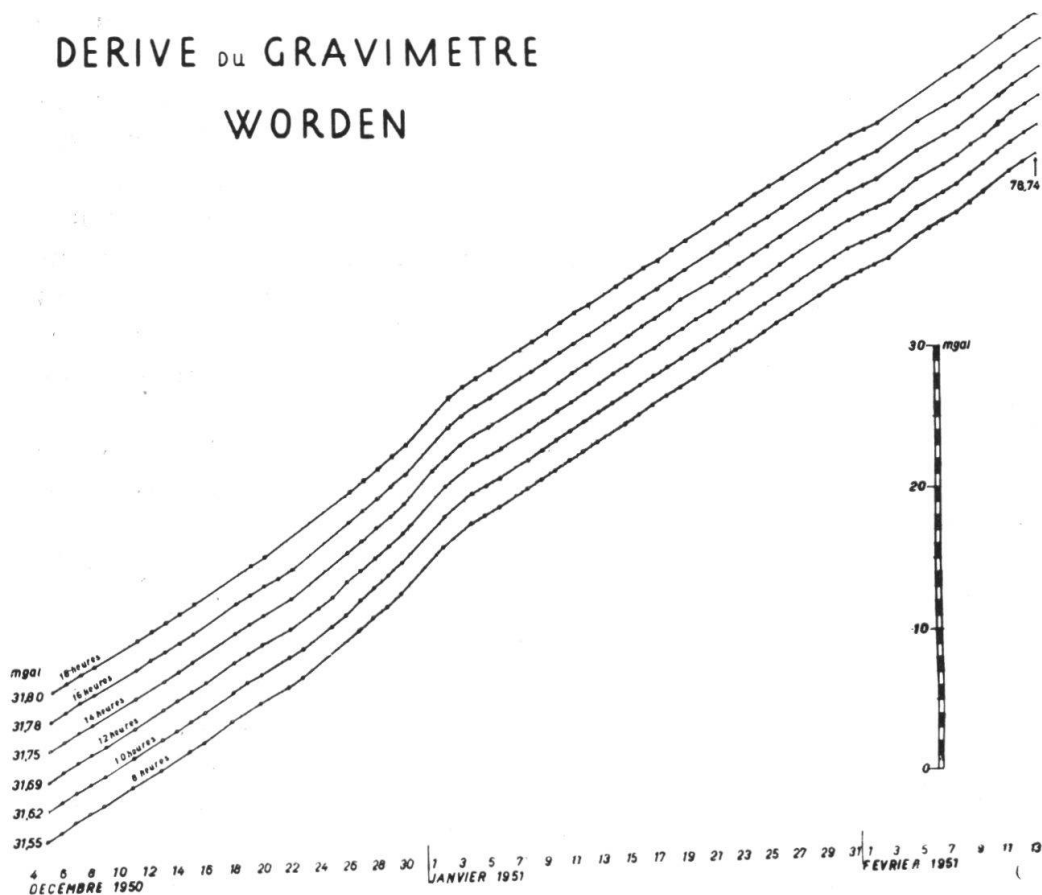


FIG. 3. — *Dérive du gravimètre Worden du laboratoire de Lausanne.*

Le gravimètre restant en station fixe, des mesures ont été effectuées chaque jour à des heures déterminées (8 h., 10 h., 12 h., 14 h., 16 h. et 18 h.). Les courbes de dérive cumulée ont été établies séparément pour ces diverses heures. Elles sont décalées les unes par rapport aux autres d'une hauteur correspondant à 2 milligals.

gures 3 et 4) permettent de saisir facilement les variations de la dérive. On constate qu'elle oscille entre 0,5 mgal/jour et 1 mgal/jour. Sa valeur moyenne est donc à peu près égale à 0,7 mgal/jour, soit 0,028 mgal/heure. Quant aux variations de la dérive (voir fig. 4) il faut chercher leur origine dans le fait que la « fatigue » du quartz se manifeste par saccades.

D'autre part, on est obligé de tenir compte des influences extérieures, en particulier l'attraction de la lune et du soleil, qui augmentent ou diminuent la pesanteur totale (marées de la terre ferme). Une étude de ce dernier phénomène pour Lausanne, au moyen du gravimètre Worden, sera publiée prochainement.

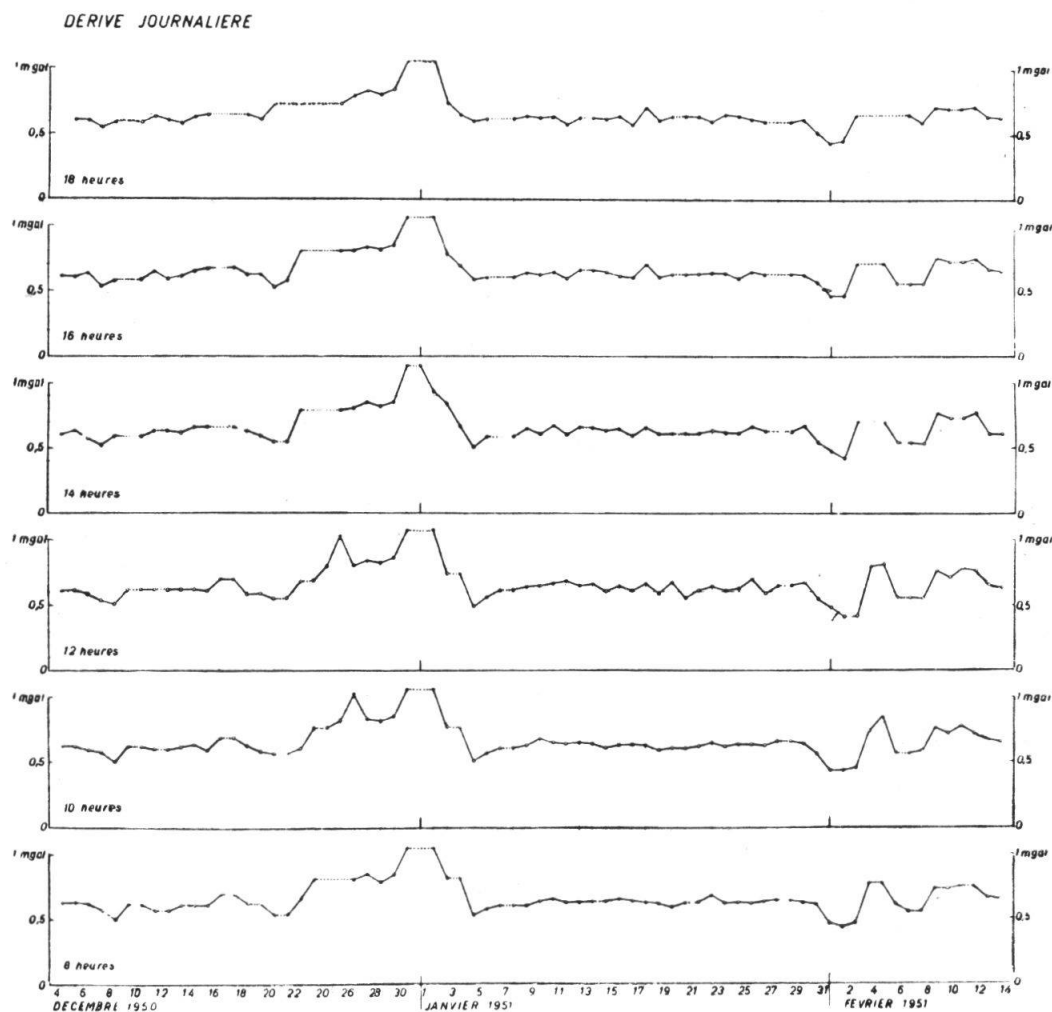


FIG. 4. — Variation de la dérive journalière.

Les valeurs reportées sur ces graphiques représentent les différences des mesures effectuées de 24 en 24 heures, à 8 h., 10 h., 12 h., 14 h., 16 h. et 18 h.

Les lignes en pointillé indiquent la valeur de la dérive journalière moyenne correspondant aux intervalles de 2, 3, 4, 5 et 6 jours.

Si les distances entre les stations ne sont pas grandes, on accumule rapidement un nombre de mesures suffisant pour servir à l'interprétation des détails de la structure géologique. C'est ainsi que l'on arrive à constater l'existence de l'inhomo-

généité de composition du soubassement recouvert par une structure supérieure, accessible ou non à l'observation géologique directe. C'est ce que l'on appelle souvent les « racines des montagnes ». Plus exactement, il s'agit des structures des étages inférieurs de la croûte terrestre, résultant des orogénèses antérieures à la tectonique la plus récente, et par conséquent, la plus manifeste (5).

En effet, supposons qu'en section verticale, la croûte terrestre se présente comme un gâteau à plusieurs couches parfaitement horizontales, mais de composition chimique et minéralogique différente. En passant d'un point à un autre de la surface topographique, le gravimètre ne marquera alors aucune anomalie, car il rencontrera partout un champ de gravitation parfaitement homogène. Au point de vue de l'histoire structurale de la terre, ce cas correspond à l'absence de manifestations tectoniques, à l'absence de plissements.

Si l'on se préoccupe de constater la distribution des masses rocheuses de différentes densités, dans les grandes profondeurs de la croûte terrestre, seules les variations de la pesanteur correspondant à de vastes régions entrent en ligne de compte. Par conséquent, la distance entre les stations peut être de l'ordre de plusieurs kilomètres. Tels sont les problèmes de l'isostasie ou de la forme de la base du Sial. Par contre, si l'on veut analyser la structure des masses rocheuses situées tout près de la surface de la terre, les stations seront considérablement rapprochées.

Tels sont les problèmes de l'isostasie, de la forme de la base du Sial. Par contre, si l'on veut analyser la structure des masses rocheuses situées tout près de la surface de la terre, les stations doivent être considérablement rapprochées.

Les valeurs brutes obtenues par la lecture du gravimètre doivent subir plusieurs corrections. En premier lieu, il faut les ramener au niveau de la mer. Dans les espaces des océans profonds ce niveau coïncide avec la surface de l'ellipsoïde et avec celle du géoïde. Ce n'est pas le cas pour les mers de profondeur moyenne ou faible, ni non plus pour les régions où la terre ferme émerge, pour les continents.

La nécessité de réduire toutes les observations à un niveau constant et homogène, oblige de connaître la latitude de chaque station, de même que son altitude précise. La connaissance de la latitude permet de calculer la pesanteur normale correspondant à chacune des stations du réseau. Elle s'obtient par les formules proposées par divers auteurs (Helmert, Bowie, Heiskanen, Cassinis).

La formule de Cassinis, adoptée, en 1930, par l'Union internationale de géodésie et de géophysique, tient compte des variations de la pesanteur en fonction de la latitude. Sa structure est la suivante :

$$\gamma_0 = 978,049 (1 + 52884 \cdot 10^{-7} \sin^2 \varphi - 59 \cdot 10^{-7} \sin^2 2 \varphi)$$

Quant aux différences altimétriques, on aura recours au nivellement général et aux nivellements locaux effectués, en Suisse, par les cantons et les communes. On rattachera volontiers les stations gravimétriques au réseau de ces nivellements, en plaçant le gravimètre soit directement au-dessus des repères du nivellement, soit à une certaine distance, en effectuant un nivellement complémentaire.

Les mesures altimétriques sont nécessaires pour introduire deux corrections : celle de Faye et celle de Bouguer.

La première est aussi appelée correction à l'air libre. On suppose l'inexistence de la couche rocheuse située entre la station et le niveau de la mer, et l'on cherche la pesanteur que l'on aurait observée à l'altitude zéro au-dessous de la station.

Par contre la correction de Bouguer tient compte des masses rocheuses qui se trouvent entre la station et le niveau de la mer. Le signe de cette correction est négatif. On voit que cette correction exige la connaissance de la densité des roches sous-jacentes.

La valeur de la pesanteur obtenue après ces deux corrections sera comparée avec la pesanteur normale théorique à l'altitude zéro et à la latitude de la station. La différence de ces deux valeurs représente l'anomalie gravimétrique. Cette dernière dépend, en particulier, de la nature pétrographique et de la structure géologique des masses rocheuses sous la station.

Les problèmes géologiques concrets que l'on cherche à résoudre par des mesures gravimétriques sont, en résumé, des interprétations de structures dans les profondeurs inaccessibles aux méthodes géologiques par l'observation directe.

Les profondeurs auscultables par le gravimètre sont très variables. Elles peuvent être de quelques mètres seulement ou atteindre jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres en-dessous de la surface de la Terre.

Afin d'obtenir, lors de chaque campagne, des résultats gravimétriques comparables entre eux, on admettrait volontiers les stations levées par Niethammer en guise de réseau de base. Mais le gravimètre permet de faire les mesures avec une pré-

cision beaucoup plus grande que le pendule. Ainsi le passage, avec le gravimètre, d'une station-pendule à une autre station-pendule créerait constamment des contradictions. Il faudra donc recourir à une autre méthode. On lèvera, par plusieurs mesures répétées, un réseau de base, comprenant un point pour lequel la valeur de g avait été déterminée lors de la campagne de Niethammer. Le résultat de ce dernier, obtenu pour cette station en milligals serait donc complété par deux chiffres, les dixièmes et les centièmes de milligal. On peut également, pour ce point, prendre l'observatoire de Genève, rattaché en 1947, à l'observatoire de Paris par J. Martin qui a utilisé, dans ce but, un gravimètre.

Le programme de recherches gravimétriques intéressant toute la Suisse comprend, actuellement, la réalisation des mesures *systématiques* au moyen de gravimètres. Les résultats de ces levés serviront aux calculs des géodésiens et aux interprétations des géologues.

Un des problèmes relatif aux profondeurs comprend l'établissement, aussi exact que possible, de la surface inférieure du Sial et par conséquent de son épaisseur. Il s'agit de vérifier et de compléter les calculs faits sur la base des mesures gravimétriques de NIETHAMMER (6).

Le problème suivant sera le déchiffrement des structures géologiques dans toute l'épaisseur de la croûte terrestre. La superposition des tectoniques successives les rend particulièrement compliquées, surtout si leurs lignes directrices ne sont pas parallèles et si l'on se trouve devant le cas des rajeunissements des plis résultant des mouvements tectoniques antérieurs, sous l'impulsion des orogénèses plus récentes (7, 8, 5, 9).

Les levés gravimétriques, général et locaux, devront avoir une densité de stations appropriée à chacun des problèmes posés. Les courbes isanomales formeront alors une sorte de charpente servant de support aux interprétations géologiques.

La Commission suisse de géophysique, fondée récemment, se propose de mettre au premier plan de son activité la réalisation des levés gravimétriques, en coordonnant les efforts des instituts géophysiques de Zurich, de Genève et de Lausanne.

BIBLIOGRAPHIE

1. OULIANOFF, N. — Les tréfonds de la croûte terrestre. *Bull. Soc. vaud. des Sc. nat.*, vol. 59, 1937, pp. 455-466. Lausanne.
 2. Schwerebestimmungen in den Jahren 1900-1907. — *Astronomisch-geodätische Arbeiten in der Schweiz*, Bd. 12, 1910.
 3. Schwerebestimmungen. — *Astronomisch-geodätische Arbeiten in der Schweiz*, Bd. 13, 15, 16.
 4. HEIM, ALBERT. — *Geologie der Schweiz*, Bd. II.
 5. OULIANOFF, N. — Les problèmes des tectoniques superposées et les méthodes géophysiques. *Bull. Soc. vaud. des Sc. nat.*, vol. 64, 1949, pp. 213-222, Lausanne.
 6. SALONEN, E. — Ueber die Erdkrustendicke und die isostatische Kompensation in den Schweizer Alpen. *Annales Acad. Scient. fennical.*, ser. A, vol. XXXVII, 1933.
 7. OULIANOFF, N. — Morphologie glaciaire dans les régions à tectoniques superposées. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 28, 1935.
 8. — Superposition des tectoniques successives. *Bull. Soc. vaud. des Sc. nat.*, vol. 59, 1937, pp. 429-436, Lausanne.
 9. WEGMANN, E. — Note sur quelques problèmes de la tectonique superposée. *C. R. de la Soc. géol. de Finlande*, N° OXX.
 10. CASSINIS, G. — Rapport général préliminaire sur les déterminations gravimétriques. *Bull. géodésique*. Paris. Année 1949, p. 401.
-