

Werk

Jahr: 1938

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:14

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0014

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0014

LOG Id: LOG_0014

LOG Titel: Über vollständig isostatische Reduktion

LOG Typ: article

Übergeordnetes Werk

Werk Id: PPN101433392X

PURL: <http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X>

OPAC: <http://opac.sub.uni-goettingen.de/DB=1/PPN?PPN=101433392X>

Terms and Conditions

The Goettingen State and University Library provides access to digitized documents strictly for noncommercial educational, research and private purposes and makes no warranty with regard to their use for other purposes. Some of our collections are protected by copyright. Publication and/or broadcast in any form (including electronic) requires prior written permission from the Goettingen State- and University Library.

Each copy of any part of this document must contain these Terms and Conditions. With the usage of the library's online system to access or download a digitized document you accept the Terms and Conditions.

Reproductions of material on the web site may not be made for or donated to other repositories, nor may be further reproduced without written permission from the Goettingen State- and University Library.

For reproduction requests and permissions, please contact us. If citing materials, please give proper attribution of the source.

Contact

Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen
Georg-August-Universität Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen
Germany
Email: gdz@sub.uni-goettingen.de

Über vollständig isostatische Reduktion

Von **Karl Jung**, Potsdam — (Mit 10 Abbildungen)

Die üblichen isostatischen Reduktionen entsprechen nur angenähert, nicht genau, dem Schwimmgleichgewicht der Erdkruste; denn bei der üblichen Verschiebung der topographischen Massen in die Tiefe bleibt der hydrostatische Zustand auf und unter der Ausgleichsfläche nicht erhalten. Eine vollständig isostatische Reduktion muß so vorgenommen werden, daß sich bei der Massenverschiebung das Potential auf der Ausgleichsfläche nur um einen konstanten Betrag ändert. Dabei kann dieselbe Gesamtmasse in der Tiefe angebracht werden, die über dem Meeresniveau weggenommen wurde. Jedoch liegen die Kompensationsmassen nicht mehr ausschließlich unter den topographischen Massen, sondern sind in bestimmter Weise seitlich verteilt. Selbstverständlich muß auch die Gestalt des Geoids berücksichtigt werden. Daher ist eine zuverlässige vollständig isostatische Reduktion in größeren Gebieten erst möglich, wenn die Zahl und Verteilung der Schwerstationen eine hinreichend genaue Bestimmung der Geoidgestalt erlaubt. — Die mathematische Grundlage der „vollständig isostatischen Reduktion“ wird entwickelt. Sodann wird gezeigt, daß die vollständig isostatisch reduzierten Schwerwerte erheblich von den nach Pratt-Hayford und Airy-Heiskanen reduzierten abweichen können und die Berücksichtigung der vollständig isostatischen Bedingung keineswegs nur eine unerhebliche Korrektur bedeutet. Besonders aufschlußreich ist die Abschätzung der vollständig isostatischen Anomalien auf einigen Profilen von Vening Meinesz. Bei ihnen tritt die Überschwere der Ozeane noch deutlicher hervor, als man bisher angenommen hatte. Die großen Anomalien bleiben im wesentlichen erhalten; in Einzelheiten jedoch kann die Abweichung vom Schwimmgleichgewicht wesentlich anders sein, als nach den bisherigen Berechnungen zu vermuten war. Sichere Schlüsse über die in der Erdkruste wirksamen Kräfte kann man ohne vollständig isostatische Reduktion kaum ziehen.

I. Die Schweremessungen auf Land und See haben gezeigt, daß der Massenaufbau der Erdkruste ungefähr dem isostatisch ausgeglichenen Zustand des Schwimmgleichgewichtes entspricht. Eine systematische isostatische Anomalie von -100 mgal/km Kontinenthöhe auf Land und $+60$ mgal/km Meerestiefe auf See, wie sie im unausgeglichenen Zustand zu erwarten wäre, wurde nicht festgestellt, wenn auch örtliche Anomalien bis zu etwa ± 100 mgal, besonders auf See, nicht selten sind. Die Isostasie kann als ein gesichertes Prinzip angesehen werden.

Die zahlreichen Schweremessungen der neueren Zeit, besonders die Messungen von Vening Meinesz auf See, lassen jedoch erkennen, daß vollkommene Schwimmgleichgewicht ein Ausnahmezustand zu sein scheint und recht erhebliche, zum Teil systematische Abweichungen vom vollkommen isostatischen Zustand bestehen.

Am auffälligsten sind die bekannten Streifen großer negativer Anomalien bei den ostindischen und westindischen Inseln. Sie liegen in Zonen noch tätiger Gebirgsbildung und dürften im Zusammenhang hiermit zu erklären sein.

Große Schwierigkeiten bieten die Felder positiver isostatischer Anomalien auf den verschiedenen Ozeanen und im Zusammenhang hiermit die mehrfach

festgestellte bedeutende Schwerezunahme vom Kontinent zum Ozean. Hier scheint sich eine systematische Überschwere der Ozeane anzudeuten, vielleicht eine allgemeine Erscheinung, deren Feststellung und Deutung für die Erkenntnis des Großaufbaues der Erdkruste und der Vorgänge im subkrustalen Material von ausschlaggebender Bedeutung werden kann. Hiermit hängt die Feststellung zusammen, daß das Geoid — soweit man bis jetzt sagen kann — seine Buckel über den Ozeanen und seine Mulden über den Kontinenten zu haben scheint, umgekehrt, wie im vollkommen isostatischen Zustand zu erwarten ist*).

Mit diesen Feststellungen tritt die Forschung vom Schwerefeld und Massenaufbau der Erde in ein neues Stadium ein. Es handelt sich nicht mehr darum, das Prinzip der Isostasie zu stützen, sondern es sind die Abweichungen vom Schwimmgleichgewicht zu erfassen, zu messen und zu deuten.

Wie immer, wenn ein Forschungszweig sich verfeinerten Aufgaben zuwendet, treten auch bei der Untersuchung des Schwerefeldes unerwartete Probleme und Schwierigkeiten auf, und es sind eine Reihe von Feinheiten genauer zu betrachten, die man im früheren Forschungsstadium unbesorgt vernachlässigen durfte.

Zuerst wurde man auf den Einfluß der Geoidgestalt aufmerksam. Bei der Reduktion der gemessenen Schwerewerte auf das Meeresniveau wird der Beobachtungsort rechnerisch auf das Geoid verlegt, und es beziehen sich die reduzierten Beobachtungswerte auf das Geoid. Dagegen beziehen sich die in den Schwereformeln ausgedrückten Normalwerte auf eine einfachere Fläche, ein Sphäroid, das mit einem Rotationsellipsoid sehr nahe zusammenfällt. Der Höhenunterschied zwischen Geoid und Sphäroid kann an einigen Stellen der Erde ± 100 m erreichen, stellenweise wohl auch diesen Betrag überschreiten. Vernachlässigt man ihn, so werden die Schwereanomalien gefälscht, der Fehler kann Beträge von etwa ± 30 bis 40 mgal erreichen.

Durch eine zusätzliche Niveaureduktion — Reduktion von Bruns-Bowie — müssen die gemessenen Schwerewerte vom Geoid auf das Sphäroid oder die Normalwerte auf das Geoid umgerechnet werden. Bei isostatischen Anomalien (oder Freiluftanomalien) wird hierzu im allgemeinen eine Freiluftreduktion genügen. Vorläufig jedoch reichen die vorhandenen Schweremessungen nicht aus, um die Geoidgestalt mit der nötigen Genauigkeit zu bestimmen. Es ist dringend erforderlich, hierfür besser verteilte Schweremessungen auszuführen. Denn ohne die Kenntnis der Geoidgestalt ist die Bruns-Bowie-Reduktion nicht möglich, und ohne diese Reduktion können die gemessenen Schwereanomalien vielfach nicht zuverlässig beurteilt werden.

*) Man vergleiche die Geoidbestimmung von R. A. Hirvonen mit der für isostatischen Zustand berechneten Geoidgestalt nach K. Jung (Fig. 1 dieses Artikels). R. A. Hirvonen: *The continental undulations of the geoid.* 89 S., 2 Taf., Helsinki 1934; R. A. Hirvonen: *Über die kontinentalen Undulationen des Geoids.* Gerlands Beitr. zur Geophys. **40**, 18—23 (1933). Das Ergebnis ist auch wiedergegeben von K. Jung [Geoid und Schwere. *Zeitschr. f. Vermessungswesen* **64**, 558 (1935)], und R. Schwinner [Die neuen Geoide. *Gerlands Beitr. zur Geophys.* **41**, 215 (1934)]; K. Jung: *Schwere und Geoid bei Isostasie.* *Zeitschr. f. Geophys.* **8**, 40—52 (1932).

Nicht nur die Niveaureduktion, auch die Massenreduktion muß auf eine zuverlässigere Grundlage gestellt werden. Meist macht man die Annahme, daß über jeder Flächeneinheit der Ausgleichsfläche die gleiche Gesamtmasse liegt oder — mit Berücksichtigung der Konvergenz der Erdradien —, daß über allen Punkten der Ausgleichsfläche die Summe der Produkte der Dichte mal Dicke dieselbe ist. Beide Annahmen entsprechen nur angenähert, nicht genau, dem Schwimmgleichgewicht der Erdkruste. Bei genauer Berücksichtigung des Schwimmgleichgewichtes muß man unter der Annahme reduzieren, daß das Gravitationspotential der Erdkrustenmassen auf der Ausgleichsfläche konstant ist.

Nur solche „vollständig isostatischen“ Anomalien, bei denen diese Massenreduktion ausgeführt und die Bruns-Bowie-Reduktion berücksichtigt ist, gestatten eine zuverlässige Beurteilung des Schwimmzustandes der Erdkruste, ihrer Hebungs- und Senkungsbestrebungen und der Kräfte, die zur Erhaltung des heutigen Zustandes notwendig sind.

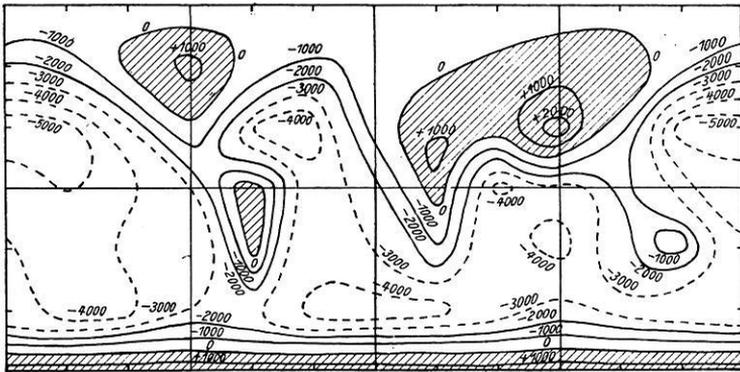


Fig. 1. Relief der Lithosphäre.

In Metern. Entwicklung bis zur 7. Kugelfunktion. Gibt auch die Geoidundulationen, wenn die Glieder mit P_{00} und P_{20} abgezogen sind. 1000 m im Relief der Lithosphäre entsprechen für Kontinente 13.6 m der Geoidundulationen, für Ozeane 9.0 m

II. Es entsteht die Frage, ob im Ergebnis ein wesentlicher Unterschied zwischen den auf übliche Weise berechneten isostatischen Anomalien und den „vollständig isostatischen“ Anomalien besteht und ob man nicht, wie bei der Bestimmung der Geoidgestalt, auch hier mit den bereits berechneten isostatischen Anomalien auskommen kann.

Einen ersten Schritt zur Lösung dieser Frage hat der Verfasser bereits vor einigen Jahren unternommen*). Ausgehend von einer Entwicklung des Erdreliefs nach Kugelfunktionen bis zur 7. Ordnung (Fig. 1) wurde die „isostatische Anomalie bei Isostasie“, d. h. der Unterschied zwischen der Hayfordschen Anomalie und der „vollständig isostatischen“ Anomalie (in diesem Fall auf der

*) K. Jung: Schwere und Geoid bei Isostasie. Zeitschr. f. Geophys. 8, 40—52 (1932).

ganzen Erde Null) berechnet (Fig. 2). Der Betrag ist überraschend gering: es werden nirgends ± 10 mgal erreicht. Da die Vernachlässigung der Bruns-Bowie-Reduktion allein in weiten Gebieten einen Fehler von ± 20 mgal und mehr hervorrufen muß, ist darauf zu schließen, daß der Einfluß der nur ungenau angesetzten Massenkompensation in ähnlicher Größe mit umgekehrtem Vorzeichen wirkt und die Vernachlässigung der Bruns-Bowie-Reduktion fast aufhebt. Es ist also besser, bei den unverbesserten isostatischen Anomalien zu bleiben, als die Bruns-Bowie-Reduktion allein auszuführen. Mit Bezug auf dieses Ergebnis hat Vening Meinesz in seiner großen Veröffentlichung die Bruns-Bowie-Reduktion unterlassen*).

Erreichen auf der ganzen Erde die auf übliche Weise berechneten isostatischen Anomalien nur kleine Beträge, so kann darauf geschlossen werden, daß die Erdkruste sehr nahe im Schwimmgleichgewicht ist.

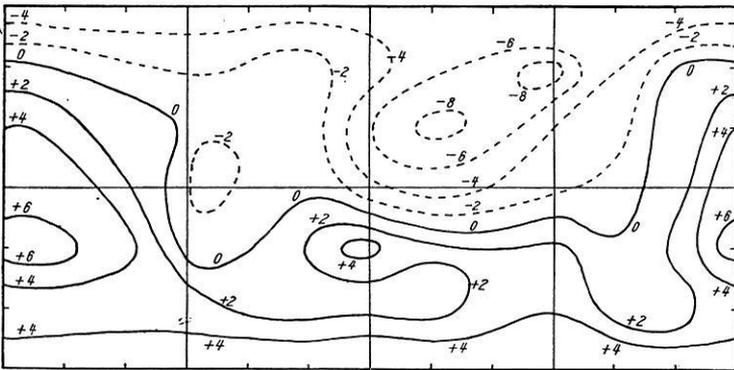


Fig. 2. Isostatische Anomalie bei Isostasie, auf übliche Weise berechnet.
In Milligal. Entwicklung bis zur 7. Kugelfunktion

III. Als diese Untersuchung entstand, waren von größeren Anomalien nur der bekannte negative Streifen im Bereich der ostindischen Inseln und einige positive Werte auf Vulkaninseln bekannt. Außerdem wußte man, daß Vening Meinesz bei der Überquerung des Atlantischen und des Stillen Ozeans vorwiegend positive Anomalien gemessen hat. Danach konnte wohl angenommen werden, daß weitgehender Ausgleich die Regel ist und große Anomalien eine Ausnahme darstellen.

Nach dem heutigen Stand der Schweremessungen scheint es nicht so einfach zu sein. Der in mehreren Fällen gemessene starke Schwereanstieg vom Kontinent zum Ozean**) und die Geoidbestimmung von R. A. Hirvonen deuten auf großräumige Abweichungen vom Schwimmgleichgewicht hin. Es fragt sich sehr, ob man jetzt noch in Einzelfällen aus kleinen isostatischen Anomalien auf Ausgleich

*) Gravity expeditions at sea 1923—1932. Bd. II, S. 38, Delft 1934.

**) Netherlands Geodetic Commission. Geodetic activity in the Netherlands 1933, 1934 and 1935. Note presented in the sixth general assembly on the International Association for Geodesy, Edinburgh 1936. Delft 1936.

in der betreffenden Gegend schließen darf; und es ist sicher nicht möglich, ohne weiteres aus den isostatischen Anomalien auf die Abweichungen vom Schwimmgleichgewicht zu schließen. Man wird die „vollständig isostatische“ Massenreduktion ausführen und die Bruns-Bowie-Reduktion anbringen müssen, oder man hat nachzuweisen, daß auch jetzt noch die auf übliche Weise berechneten isostatischen Reduktionen zur Beurteilung des Schwimmgleichgewichtes ausreichen.

Im folgenden wird eine Abschätzung über die „vollständig isostatische“ Massenreduktion unter vereinfachenden Annahmen durchgeführt. Darauf wird eine entsprechende Verbesserung an den isostatischen Anomalien einiger Profile von Vening Meinesz angebracht (Fig. 5a bis f). Bei dem Profil Kanal—Azoren kann auch die Bruns-Bowie-Reduktion mitberücksichtigt werden. Bei den anderen Profilen fehlen die hierzu nötigen Unterlagen; da sie aber alle kurz sind, wird die Vernachlässigung der Geoidgestalt die relativen Schwerestörungen nicht wesentlich stören. Manche Einzelheiten mögen der vereinfachten Rechnung wegen noch etwas unsicher sein. Immerhin läßt sich als wichtiges Ergebnis bereits folgendes erkennen:

Die Unterschiede zwischen den verbesserten „vollständig isostatischen“ Anomalien und den üblichen isostatischen Anomalien sind so groß, daß sie nicht vernachlässigt werden können. Es wird nötig, ein genaueres Verfahren zur Berechnung der „vollständig isostatischen“ Massenreduktion auszuarbeiten.

Im allgemeinen werden die isostatischen Anomalien bei der Verbesserung über den Ozeanen in algebraischem Sinne erhöht, über den Kontinenten erniedrigt. Hierdurch tritt die Überschwere der Ozeane noch deutlicher hervor, als bisher anzunehmen war. Es ist zu erwarten, daß die Bruns-Bowie-Reduktion im allgemeinen diese Wirkung noch verstärkt.

Große Anomalien, wie der Streifen im ostindischen Inselbereich, bleiben in ihren wesentlichen Zügen erhalten, Einzelheiten können verstärkt, abgeschwächt oder gar umgekehrt werden, je nach der Topographie des Untergrundes. Jedenfalls ist es ohne eine vollständig isostatische Reduktion nicht möglich, den Schwimmzustand einzelner Erdkrustenschollen sicher zu beurteilen.

Die Ausarbeitung einer Methode zur vollständig isostatischen Massenreduktion ohne beeinträchtigende Vereinfachungen soll das Ziel künftiger Arbeiten sein.

IV. Bei der vollständig isostatischen Massenreduktion wird die das Meeresniveau überragende topographische Masse der Erdkruste weggenommen und in der Tiefe so angebracht, daß das Schwimmgleichgewicht der Erdkruste erhalten bleibt bzw. vorhandene Abweichungen vom Schwimmgleichgewicht sich nicht ändern.

Ist die Erdkruste im vollkommenen Schwimmgleichgewicht, so herrscht unter der Ausgleichsfläche hydrostatischer Zustand. Im hydrostatischen Zustand fallen die Flächen gleicher Dichte, gleichen Druckes und gleichen Potentials zusammen. Diejenige dieser Flächen, die durch den tiefsten Punkt der Erdkruste geht, wird als eine *Ausgleichsfläche* bezeichnet. Sie stellt mit den tieferen Niveauflächen eine Schar konzentrischer Kugeln um den Erdmittelpunkt dar, wenn zur Vereinfachung von der Abplattung der Erde abgesehen wird.

Dieser Zustand soll bei der Massenreduktion erhalten bleiben. *Die Massen sind also so zu verschieben, daß sich das Potential auf der Ausgleichsfläche nur um eine Konstante ändert**).

Dabei kann man die Bedingung stellen, daß die Gesamtmasse erhalten bleibt. Jedoch ist es nicht mehr möglich, sie nur vertikal in ein über der Ausgleichsfläche gelegenes Niveau zu verschieben. Die Kompensationsmasse breitet sich nach der Seite bis in größte Entfernungen aus, natürlich mit einer starken Konzentration unmittelbar unter der topographischen Masse.

Die Notwendigkeit dieser auch seitlichen Verschiebung ist leicht einzusehen (Fig. 3). Eine Punktmasse in P werde bei der üblichen Reduktion in den unter P

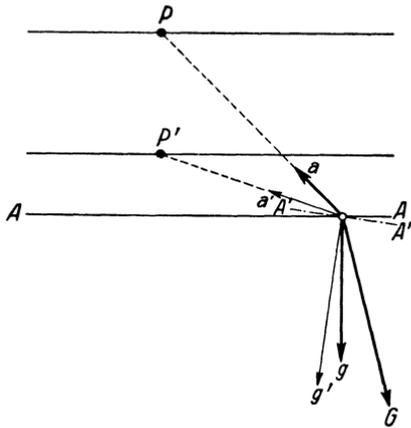


Fig. 3

gelegenen Punkt P' verschoben. Aus P wirkt sie auf einen Punkt der Ausgleichsfläche AA mit der Anziehung a , aus P' mit der Anziehung a' . Die Vektoren a und a' geben zusammen mit dem Schwerevektor G aller übrigen Massen die Schwerevektoren g und g' vor und nach der Verschiebung. g steht senkrecht auf der Ausgleichsfläche AA , g' steht senkrecht auf einer neuen Niveaufläche $A'A'$, die nicht mehr mit AA zusammenfällt. Somit hat die Massenverschiebung das ursprünglich herrschende Gleichgewicht gestört. Um diese Wirkung rückgängig zu machen, muß die über der Ausgleichsfläche gelegene Kompensationsmasse in bestimmter Weise seitlich verteilt werden.

Man kann diese Verteilung in sehr verschiedener Weise vornehmen. Es liegt nahe, die Kompensationsmasse der vollständig isostatischen Reduktion jeweils in derjenigen Tiefe auszubreiten, in der man sie auch bei der üblichen Reduktion anbringen würde. Dann tritt an die Stelle der Punktmasse in P' eine den Punkt P' enthaltende Kugelflächenbelegung mit gleicher Gesamtmasse. Die Verteilung der Flächendichte dieser Belegung und ihre Wirkung auf das Schwerfeld sollen zunächst berechnet werden.

*) Die Bemerkung des Verfassers, daß es sich hierbei im wesentlichen um eine Berücksichtigung der Schwerezunahme mit der Tiefe handelt, ist — so einleuchtend sie scheint — nicht korrekt. Die Erhaltung und Änderung des Potentials auf der Ausgleichsfläche hängt allein von der Massenverschiebung in der Erdkruste ab, während die Schwerezunahme mit der Tiefe auch einen wesentlichen Anteil enthält, der von der im Innern der Ausgleichsfläche gelegenen Gesamtmasse abhängig ist. Aus diesem Grund kann der von E. C. Bullard abgeschätzte Einfluß der Schwerezunahme mit der Tiefe nicht zu einer „vollständig isostatischen“ Reduktion führen. [E. C. Bullard: Note on the Hayford-Bowie tables for calculating g . Zeitschr. f. Geophys. 10, 318—322 (1934)].

V. Es sei (Fig. 4):

- r_0 der Radius der Ausgleichsfläche.
- dm ein Massenelement der topographischen Masse.
- r seine Entfernung vom Erdmittelpunkt.
- f die der Masse dm entsprechende Kompensationsmasse, eine Kugelflächenbelegung,
- μ ihre Flächendichte,
- r ihr Radius,
- A der Aufpunkt, Ort der Schwerstation,
- ϱ sein Abstand vom Erdmittelpunkt,
- γ der sphärische Abstand vom Massenelement dm .

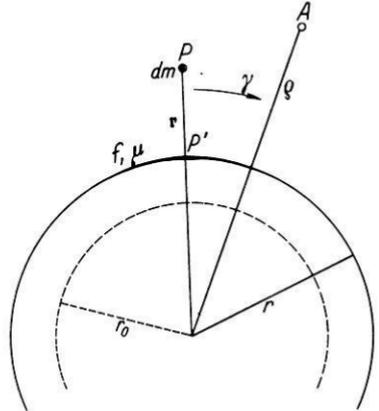


Fig. 4

Die Funktion $\mu(\gamma)$ ist zu bestimmen.

Hierbei gelten die Bedingungen:

$$\text{Potential}_f(r_0) = \text{Pot}_{dm}(r_0) + C, \quad C = \text{const.} \quad (1)$$

$$\text{Gesamtmasse von } f = dm \quad (2)$$

Ferner ist zu berechnen:

- δg , die Wirkung der Belegung f auf die Schwere in A ,
- δG_t , die Wirkung der topographischen Masse dm auf die Schwere in A ,
- δG , die Wirkung einer in P' unter P angebrachten Punktmasse vom Betrag dm auf die Schwere in A .

Dann ist:

$\delta g - \delta G_t$	die vollständig isostatische Massenreduktion,	}	für die Punktmasse dm und den Aufpunkt A .
$\delta G - \delta G_t$	die übliche isostatische Massenreduktion,		
$\delta g - \delta G$	die an der üblichen isostatischen Massenreduktion anzubringende Verbesserung.		

Die Bedingung (1) läßt sich schreiben:

$$P(r_0) = \text{Pot}_f(r_0) - \text{Pot}_{dm}(r_0) = C = \text{const.}$$

Sie ist erfüllt, wenn

$$P(r) = \text{Pot}_f(r) - \text{Pot}_{dm}(r) = C = \text{const.};$$

denn dann ist die Kugel (r) für das Potential P eine Äquipotentialfläche, und es ist in ihrem Innern das Potential P überall gleich dem Randwert C , also auch auf der Kugel (r_0). Die Bedingung (1) wird somit ersetzt durch

$$\text{Pot}_f(r) = \text{Pot}_{dm}(r) + C \quad (1')$$

r_0 fällt aus der Rechnung heraus.

Man kann die Flächenbelegung f in zwei Teile f_1 und f_2 zerlegt denken, wobei

$$\text{Pot}_{f_1}(r) = \text{Pot}_{dm}(r), \quad \text{Pot}_{f_2}(r) = C = \text{const.}$$

Die Belegung f_1 hat eine Flächendichte $\mu_1 = \mu_1(\gamma)^*$, die Belegung f_2 eine Flächendichte $\mu_2 = \text{const}$. Die Flächendichte μ_2 wird mit Benutzung der Bedingung (2) berechnet, wenn μ_1 bestimmt ist. Die Bestimmung von $\mu_1(\gamma)$ gelingt leicht aus den vertikalen Anziehungskomponenten $A_i(\gamma)$ und $A_a(\gamma)$ von f_1 in Punkten der Innenseite und der Außenseite der Kugel (r). Nach einem Satz der Potentialtheorie ist nämlich

$$4\pi k \mu_1(\gamma) = A_i(\gamma) - A_a(\gamma): + \text{nach außen gerichtet, (a)}$$

$$k = \text{Gravitationskonstante} = 6.67 \cdot 10^{-8} \text{ cgs.}$$

Die Bestimmung von A_i ist einfach. Definitionsgemäß hat f_1 auf der Kugel (r) dasselbe Potential wie dm , und es haben demnach f_1 und dm im Innern dieser Kugel dasselbe Gravitationsfeld. A_i ist also gleich der vertikalen Anziehungskomponente von dm auf der Kugel (r):

$$A_i(\gamma) = + \frac{k(r \cos \gamma - r) dm}{\sqrt{r^2 + r^2 - 2 r r \cos \gamma}^3}, \dots \dots \dots (b)$$

Nicht ganz so einfach ist die Bestimmung von A_a . Hier liegt ein ähnliches Problem vor wie bei der Schwerereduktion von Rudzki. Das Feld von f_1 im Außenraum der Kugel (r) ist gleich dem Feld einer senkrecht unter dm im Abstand r^* vom Erdmittelpunkt angebrachten Ersatzmasse dm^* , wobei $r^* = r^2/r < r$ und $dm^* = r \cdot dm/r$. Somit ist

$$A_a(\gamma) = - \frac{k(r - r^* \cos \gamma) dm^*}{\sqrt{r^2 + r^{*2} - 2 r r^* \cos \gamma}^3} = - k \frac{r}{r} \frac{(r - r \cos \gamma) dm}{\sqrt{r^2 + r^2 - 2 r r \cos \gamma}^3} \dots (c)$$

Nach (a), (b), (c) ist dann

$$\mu_1(\gamma) = \frac{r^2 - r^2}{r \sqrt{r^2 + r^2 - 2 r r \cos \gamma}^3} \frac{dm}{4\pi} \dots \dots \dots (d)$$

Nach einem Satz der Potentialtheorie ist die Gesamtmasse der Belegung f_1 gleich dm^* . Die Gesamtmasse der Belegung f_2 mit der konstanten Flächendichte μ_2 ist $4\pi r^2 \mu_2$. Hieraus wird mit der Bedingung (2):

$$dm^* + 4\pi r^2 \mu_2 = dm,$$

$$\mu_2 = \frac{r - r}{4\pi r^2} dm,$$

und wegen $\mu(\gamma) = \mu_1(\gamma) + \mu_2$ ist

$$\mu(\gamma) = \frac{dm}{4\pi} \left[\frac{r - r}{r r^2} + \frac{r^2 - r^2}{r \sqrt{r^2 + r^2 - 2 r r \cos \gamma}^3} \right] \dots \dots \dots (I)$$

*) $\mu_1(\gamma)$ ist, abgesehen vom Vorzeichen, gleich der Dichte der von einer im Punkt P angebrachten elektrischen Ladung dm auf der geerdeten Kugel vom Radius r erzeugten Influenzladung. Formel (d) ist dementsprechend auch in den Lehrbüchern der Elektrostatik zu finden.

Weiter erhält man ohne Schwierigkeit:

$$\delta g = k \frac{(\varrho - r^* \cos \gamma) dm^*}{\sqrt{\varrho^2 + r^{*2} - 2 \varrho r^* \cos \gamma}^3} + k \frac{4 \pi r^2 \mu_2}{\varrho^2},$$

$$\delta g = k dm \left[\frac{r-r}{r \varrho^2} + r r \sqrt{\frac{r \varrho - r^2 \cos \gamma}{(r \varrho)^2 + r^4 - 2 r \varrho r^2 \cos \gamma}} \right] \dots \quad \text{(II)}$$

$$\delta G_t = k dm \frac{\varrho - r \cos \gamma}{\sqrt{r^2 + \varrho^2 - 2 r \varrho \cos \gamma}^3} \dots \dots \dots \quad \text{(III)}$$

$$\delta G = k dm \frac{\varrho - r \cos \gamma}{\sqrt{\varrho^2 + r^2 - 2 \varrho r \cos \gamma}^3} \dots \dots \dots \quad \text{(IV)}$$

Diese Gleichungen bilden die Grundlage für alle weiteren Berechnungen und Abschätzungen.

Zur Veranschaulichung ist es nützlich, auch die Funktion

$$F(\gamma) = \frac{1}{dm} \int_{\lambda=0}^{2\pi} \int_{\gamma=0}^{\gamma} \mu(\gamma) r^2 \sin \gamma d\gamma d\lambda = \frac{1}{2} \left[2 - \left(\frac{r-r}{r} \cos \gamma + \frac{r^2 - r^2}{r \sqrt{r^2 + r^2 - 2 r r \cos \gamma}} \right) \right]$$

zu berechnen. Sie wächst mit γ von 0 bis 1 und gibt an, ein wie großer Teil der Kompensationsbelegung f auf der Kugelkalotte mit dem sphärischen Radius γ liegt.

VI. Topographische Punktmasse. Als Beispiel wurde angenommen, daß eine topographische Punktmasse dm in 1 km Höhe über dem Meeresniveau liegt und bei der Reduktion in einer Tiefe von 60 km verteilt wird. Der Aufpunkt wird in derselben Höhe angenommen wie die topographische Masse.

- $r = 6371$ km,
- $r = 6310$ „ ,
- $\varrho = 6371$ „ .

Hiermit wurden die Zahlen der Tabelle 1 erhalten.

Wie zu erwarten, weist die Flächendichte μ eine erhebliche Konzentration unter der topographischen Masse auf. Die Abweichungen von vollkommener Konzentration sind aber doch bedeutend.

Dies sieht man am besten aus Spalte F . Bezeichnet man die im Bereich $\gamma = 0$ bis $\gamma = 1/2^0$ liegenden Kompensationsmassen als „untere“, die übrigen als „seitliche und entfernte“ Kompensationsmassen, so kann man sagen, daß nur etwa 25% der Kompensationsbelegung zu den unteren und 75% zu den seitlich entfernten gehören. Da diese 75% in der Nähe der topographischen Masse wesentlich geringer wirken, als wenn sie bei $\gamma = 0$ konzentriert wären, und in größeren Entfernungen stärker zur Geltung kommen, sind beträchtliche Unterschiede zwischen der vollständig isostatischen Reduktion (mit δg) und der üblichen isostatischen Reduktion (mit δG) zu erwarten. Dies wird in den drei letzten Spalten bestätigt.

Tabelle 1. Topographische Punktmasse

γ	$\frac{4\pi\mu}{dm}$ km ⁻²	F	$\frac{\delta g}{k dm}$ km ⁻²	$\frac{\delta G}{k dm}$ km ⁻²	$\frac{\delta g - \delta G}{k dm}$ km ⁻²
0°	5401000·10 ⁻¹⁰	0	671800·10 ⁻¹⁰	2687400·10 ⁻¹⁰	— 2015600·10 ⁻¹⁰
1/2°	2207000	0.2567	508500	1102300	— 593800
1°	607900	0.5147	275000	307300	— 32300
2°	101400	0.7307	77960	53620	+ 24340
3°	31890	0.8153	25930	18120	+ 11410
4°	13750	0.8593	14190	8550	+ 5640
5°	7116	0.8861	8030	4933	+ 3097
7°	2620	0.9171	3509	2307	+ 1202
10°	906.3	0.9404	1584	1157	+ 427
15°	272.2	0.9587	737.3	607.4	+ 129.8
20°	117.1	0.9679	469.16	413.06	+ 56.10
30°	37.06	0.9774	274.28	256.24	+ 18.04
40°	17.43	0.9823	197.17	188.37	+ 8.79
50°	10.37	0.9856	155.91	150.38	+ 5.53
60°	7.214	0.9880	130.26	126.15	+ 4.10
70°	5.590	0.9900	112.88	109.47	+ 3.40
80°	4.668	0.9917	100.40	97.40	+ 3.00
90°	4.105	0.9932	91.13	88.36	+ 2.77
100°	3.742	0.9946	84.07	81.45	+ 2.62
110°	3.498	0.9958	78.62	76.09	+ 2.52
120°	3.330	0.9969	74.39	71.92	+ 2.47
130°	3.212	0.9978	71.11	68.69	+ 2.42
140°	3.129	0.9986	68.61	66.22	+ 2.40
150°	3.072	0.9992	66.78	64.40	+ 2.38
160°	3.034	0.9996	65.52	63.15	+ 2.36
170°	3.013	0.9999	64.78	62.43	+ 2.36
180°	3.006	1	64.54	62.19	+ 2.35

Topographische Kreisflächenbelegung. Mit der Annahme, daß sich die topographische Masse als eine Kreisflächenbelegung darstellen läßt, kommt man den wirklichen Verhältnissen näher als bei einer topographischen Punktmasse. Die notwendigen Integrationen sind mit Anwendung graphischer und rechnerischer Näherungsverfahren ohne Schwierigkeit ausführbar.

Es wurde wieder angenommen, daß die topographische Masse in 1 km Höhe über dem Meeresniveau liegt und in einer Tiefe von 60 km verteilt wird. Auch der Aufpunkt wurde wieder in 1 km Höhe angenommen.

$$r = 6371 \text{ km}, r = 6310 \text{ km}, \rho = 6371 \text{ km}.$$

Die topographische Masse wurde so angesetzt, daß ihre Flächendichte M einer Gesteinsschicht von 100 m Mächtigkeit und der Dichte 2.7 entspricht und ihr Radius 556 km ($= 5^0$) beträgt.

$$M = 2.7 \cdot 10^4 \text{ g/cm}^2.$$

Die berechneten Zahlen gibt Tabelle 2. Der Winkel γ_m bezeichnet den sphärischen Abstand vom Mittelpunkt der topographischen Belegung.

Tabelle 2. Topographische Kreisflächenbelegung ¹.

γ_m	$\frac{\mu}{M}$	F		δg_{mgal}	δG_{mgal}	$\delta g - \delta G_{\text{mgal}}$
		vollständige Reduktion	übliche Reduktion			
0°	0.908	0	0	9.294	10.586	— 1.292
3°	0.868	0.312	0.361	8.487	10.088	— 1.601
5°	0.426	0.778	1.000	4.506	5.026	— 0.520
7°	0.0451	0.884	—	1.072	0.680	+ 0.392
10°	0.00928	0.932	—	0.301	0.214	+ 0.087
15°	0.00240	0.957	—	0.135	0.110	+ 0.025
20°	0.00093	0.968	—	0.086	0.075	+ 0.011
30°	0.00022	0.978	—	0.045	0.042	+ 0.003
45°	0.00010	0.984	—	0.029	0.028	+ 0.001 ₂
60°	0.00004	0.988	—	0.019	0.019	+ 0.000 ₆
75°	0.00004	0.991	—	0.017	0.017	+ 0.000 ₅
90°	0.00003	0.992	—	0.015	0.015	+ 0.000 ₅
120°	0.00003	0.996	—	0.011	0.011	+ 0.000 ₄
150°	0.00002	0.998	—	0.011	0.011	+ 0.000 ₄
180°	0.00002	1.000	—	0.011	0.011	+ 0.000 ₃

Die Spalte μ/M gestattet eine rasche Beurteilung der Kompensationsdichte. Die linke Spalte F zeigt, daß 80% der Kompensationsbelegung sich unter der topographischen Masse befinden (bis $\gamma_m = 5^0$) und 20% weiter seitlich verteilt sind. Beachtet man, daß auf der Erde wesentlich größere topographische Massen vorkommen, besonders in Ozeangebieten erheblich mächtigere Belegungen, so sieht man aus der letzten Spalte, daß die an den üblichen isostatischen Reduktionen anzubringenden Verbesserungen $\delta g - \delta G$ nicht immer klein sein werden.

Topographische Flächenbelegungen in den Hayfordschen Zonen. Für die Praxis der isostatischen Reduktionen ist es besonders wichtig, den Fall zu untersuchen, daß die ganzen Hayfordschen Zonen mit topographischen Massen belegt sind.

Es wurde also angenommen, daß eine topographische Flächenbelegung vom Betrage $M = 2.7 \cdot 10^4 \text{ g/cm}^2$ in 1 km Höhe über dem Meeresniveau jede der Zonen $A-M$ (zusammengefaßt), $N, O, 18, 17, \dots, 2, 1$ bedeckt. Um bessere Ver-

gleiche mit den neueren isostatischen Tabellen zu ermöglichen, wurden die Werte von r , r , ρ dem internationalen Ellipsoid angepaßt:

$$\begin{aligned} r &= 6371.2 + 1.0 = 6372.2 \text{ km,} \\ r &= 6371.2 - 60.0 = 6311.2 \text{ km,} \\ \rho (= r) &= 6372.2 \text{ km.} \end{aligned}$$

Die Integration der Gleichungen (II), (III), (IV) über γ kann in geschlossener Form ohne Anwendung von Näherungsverfahren durchgeführt werden.

Man erhält:

$$\begin{aligned} \delta g &= 2 \pi k M \frac{r^2}{\rho^2} [\psi(\gamma_2) - \psi(\gamma_1)], \\ \delta G_t &= 2 \pi k M \frac{r^2}{\rho^2} [\Psi_t(\gamma_2) - \Psi_t(\gamma_1)], \\ \delta G &= 2 \pi k M \frac{r^2}{\rho^2} [\Psi(\gamma_2) - \Psi(\gamma_1)], \end{aligned}$$

wobei

$$\begin{aligned} \psi(\gamma_i) &= -\frac{r-r}{r} \cos \gamma_i + \frac{r^2 - r \rho \cos \gamma_i}{\sqrt{(r \rho)^2 + r^4 - 2 r \rho r^2 \cos \gamma_i}}, \\ \Psi_t(\gamma_i) &= \frac{r - \rho \cos \gamma_i}{\sqrt{\rho^2 + r^2 - 2 \rho r \cos \gamma_i}}, \\ \Psi(\gamma_i) &= \frac{r - \rho \cos \gamma_i}{\sqrt{\rho^2 + r^2 - 2 \rho r \cos \gamma_i}}. \end{aligned}$$

Die für praktische Vergleiche wichtigen Zahlen sind in Tabelle 3 zusammengestellt.

Will man abschätzen, wie groß der Unterschied zwischen einer bereits auf übliche Weise berechneten isostatischen Anomalie und der vollständig isostatischen Anomalie ist, so wird man am einfachsten den in Tabelle 3 angegebenen Wert von $\delta g - \delta G$ von Zone zu Zone mit dem Verhältnis $\frac{\text{Relieffhöhe mal Dichte}}{M = 2.7 \cdot 10^4 \text{ g/cm}^2}$ multiplizieren und aufaddieren. Es kann auch günstiger sein, wenn man in ähnlicher Weise die Schwerewirkung der topographischen Masse und den angegebenen Wert von δG_t oder die isostatische Reduktion und den angegebenen Wert von $\delta G - \delta G_t$ benutzt. Man kann zwischen diesen Möglichkeiten von Zone zu Zone wechseln.

Die Daten der Tabelle 3 können aus verschiedenen Gründen nur zu ersten Abschätzungen führen. Die Annahme von topographischen Flächenbelegungen ist mathematisch bequem, denn die Berücksichtigung der Höhenausdehnung der topographischen Massen führt zu elliptischen Integralen und verlangt Reihenentwicklungen oder andere Annäherungsverfahren. Dafür muß man damit rechnen, daß bei den Flächenbelegungen schwer kontrollierbare Randwirkungen in die Abschätzung eingehen. Mit den topographischen Flächenbelegungen ist es auch nicht möglich, zwischen Verbesserungen Prattscher und Airyscher Anomalien zu unterscheiden, so daß bei dieser ersten Abschätzung nur allgemein mit

einer „auf übliche Weise berechneten“ isostatischen Anomalie gerechnet werden kann. Man kann wohl durch Änderung der Annahme über die Höhenlage von topographischer Belegung und Kompensationsbelegung eine bessere Annäherung an die wirklichen Verhältnisse erreichen; trotzdem wird es notwendig bleiben, eine Methode der vollständig isostatischen Reduktion mit einwandfreier Berücksichtigung der topographischen Höhen zu schaffen. Hierbei treten neue, prinzipielle Schwierigkeiten auf, die im letzten Abschnitt angedeutet werden.

Tabelle 3. Topographische Flächenbelegung der Hayfordschen Zonen

Zone	γ_1	γ_2	δg_{mgal}	δG_{mgal}	$\delta G_t \text{ mgal}$	$\delta G - \delta G_t \text{ mgal}$	$\delta g - \delta G_{\text{mgal}}$
A-M	0	58.8 km = 0° 31' 44"	1.1246	3.1851	11.3619	- 8.1768	- 2.0606
N	58.8 km	99.0 km = 0° 53' 25"	1.4180	2.2468	0.0358	+ 2.2111	- 0.8288
O	99.0 km	1° 29' 58"	2.1434	2.1156	0.0601	+ 2.0554	+ 0.0278
18	1° 29' 58"	1° 41' 13"	0.5276	0.4090	0.0185	+ 0.3904	+ 0.1186
17	1° 41' 13"	1° 54' 52"	0.5623	0.4069	0.0224	+ 0.3844	+ 0.1554
16	1° 54' 52"	2° 11' 53"	0.5981	0.4071	0.0280	+ 0.3792	+ 0.1909
15	2° 11' 53"	2° 33' 46"	0.6338	0.4098	0.0360	+ 0.3738	+ 0.2241
14	2° 33' 46"	3° 03' 05"	0.6710	0.4169	0.0482	+ 0.3687	+ 0.2541
13	3° 03' 05"	4° 19' 13"	1.1662	0.7061	0.1252	+ 0.5809	+ 0.4602
12	4° 19' 13"	5° 46' 34"	0.8162	0.5019	0.1485	+ 0.3584	+ 0.3143
11	5° 46' 34"	7° 51' 30"	0.7516	0.4896	0.2051	+ 0.2845	+ 0.2620
10	7° 51' 30"	10° 44'	0.6968	0.4967	0.2828	+ 0.2129	+ 0.2011
9	10° 44'	14° 09'	0.6118	0.4767	0.3352	+ 0.1415	+ 0.1351
8	14° 09'	20° 41'	0.9151	0.7791	0.6373	+ 0.1418	+ 0.1360
7	20° 41'	26° 41'	0.7175	0.6497	0.5795	+ 0.0702	+ 0.0678
6	26° 41'	35° 58'	1.0094	0.9459	0.8820	+ 0.0639	+ 0.0635
5	35° 58'	51° 04'	1.5021	1.4399	1.3831	+ 0.0568	+ 0.0622
4	51° 04'	72° 13'	1.8925	1.8327	1.7901	+ 0.0426	+ 0.0598
3	72° 13'	105° 48'	2.4660	2.3910	2.3555	+ 0.0355	+ 0.0750
2	105° 48'	150° 56'	2.0164	1.9487	1.9274	+ 0.0213	+ 0.0677
1	150° 56'	180°	0.3791	0.3654	0.3619	+ 0.0036	+ 0.0137

Der Vergleich der berechneten Werte von $\delta G - \delta G_t$ mit den Reduktionen nach Pratt oder Airy ist nicht ganz korrekt. δG wurde unter der Annahme berechnet, daß bei der üblichen isostatischen Reduktion die ganze topographische Masse dm in P' (Fig. 4) angebracht, d. h. die Konvergenz der Erdradien nicht berücksichtigt wird. Diese Annahme gestattet sehr durchsichtige Vergleiche der verschiedenartigen Kompensationsmassen, stimmt aber nicht ganz mit Tatsachen überein; denn Hayford und Heiskanen führen nicht die Massengleichheit, sondern die Gleichheit der Produktsummen Dichte mal Dicke ein und berücksichtigen damit die Konvergenz der Radien. Hierbei wird nicht die Masse dm , sondern die kleinere Masse $dm \cdot r^2/r'^2$ in P' angebracht. Dementsprechend ist es richtiger, in allen Tabellen die Zahlen für δG zu verkleinern (mit $r^2/r'^2 = 0.9809$

zu multiplizieren) und die letzten Spalten danach zu ändern. Am Ergebnis ändert sich wenig. Bei Berechnung genauerer Tabellen ist auf die Massenverminderung bei Hayford und Heiskanen zu achten.

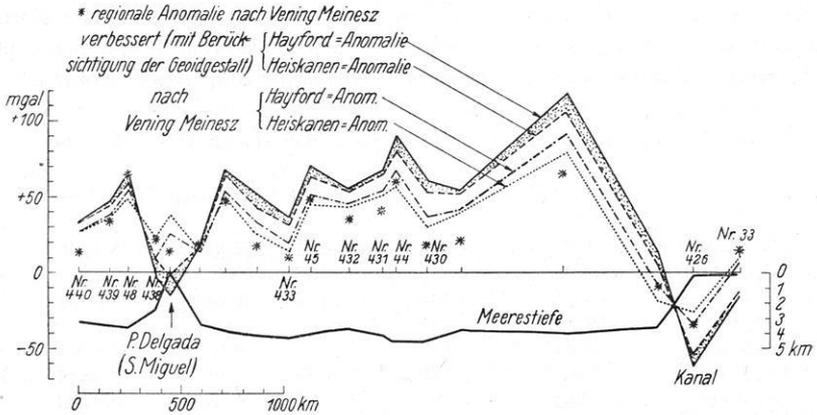


Fig. 5 a. Profil Kanal—Azoren

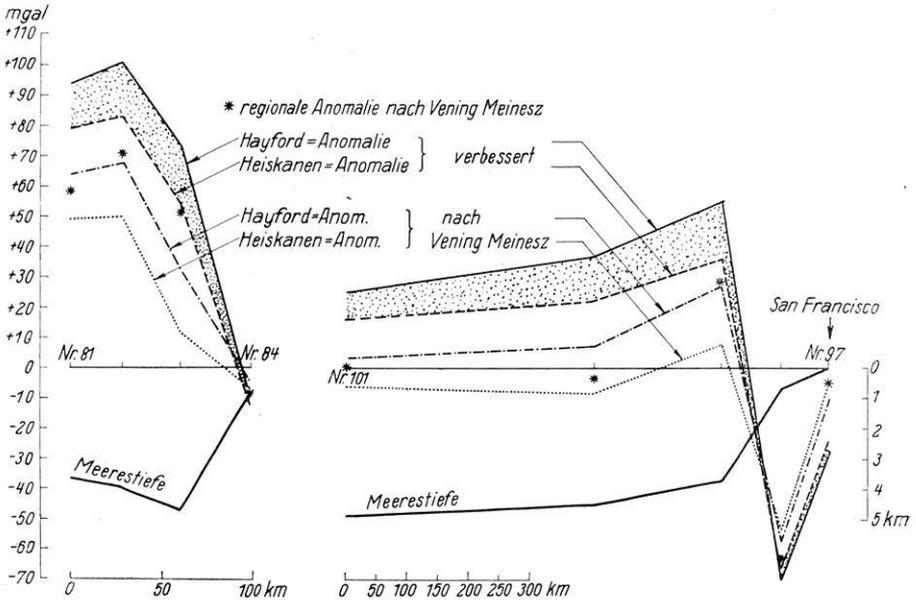


Fig. 5 b. Profile zwischen Panama und San Francisco

Abschätzung der vollständig isostatischen Anomalien einiger Profile von Vening Meinesz. Mit Hilfe der Tabelle 3 wurden für einige Profile von Vening Meinesz)*

*) Gravity expeditions at sea 1923—1932, Bd. II. Delft 1934.

die Unterschiede zwischen üblicher isostatischer Reduktion und vollständig isostatischer Reduktion abgeschätzt und als Korrektur an den Anomalien nach Pratt-Hayford und Airy-Heiskanen angebracht. Die Ergebnisse sind in Fig. 5a—f dargestellt.

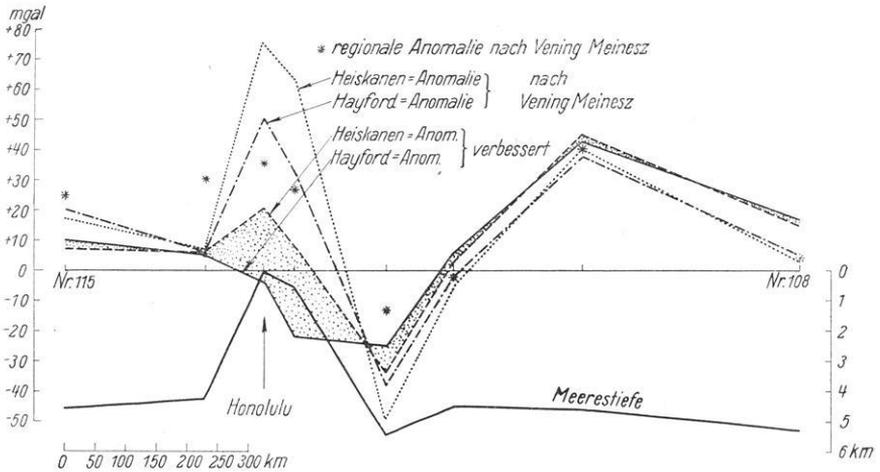


Fig. 5c. Profil über Honolulu

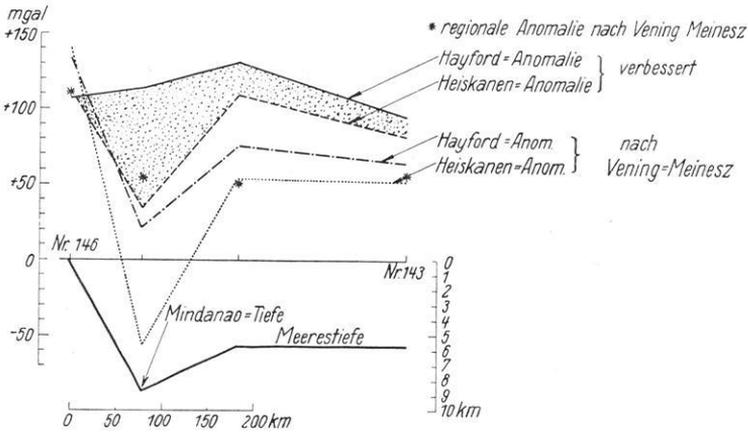


Fig. 5d. Profil über die Mindanao-Tiefe

Hierbei wurde zunächst durch Stichproben an Hand der Tafeln von Cassinis, Dore und Ballarin*) geprüft, auf welche Weise man in den nahen Zonen die zuverlässigsten Abschätzungen erhält. Der Einfluß der fernen Zonen 18—1 konnte nur aus der gesamten isostatischen Reduktion bestimmt werden, da die

*) Fundamental tables for reducing gravity observed values. Pavia 1937.

Werte der Relieffhöhe und der topographischen Wirkung für diese Zonen nicht veröffentlicht sind. Für die Zone A—M (zusammengefaßt) erwies sich die topographische Reduktion mit δG_t am zweckmäßigsten, in den Zonen N und O wurde

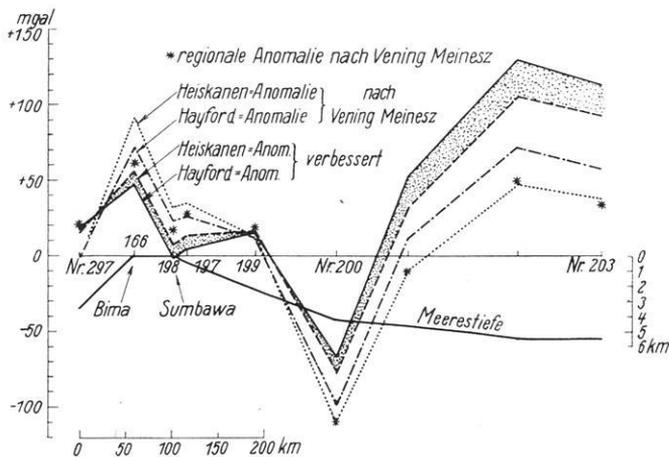


Fig. 5 e. Profil Bima—Indischer Ozean

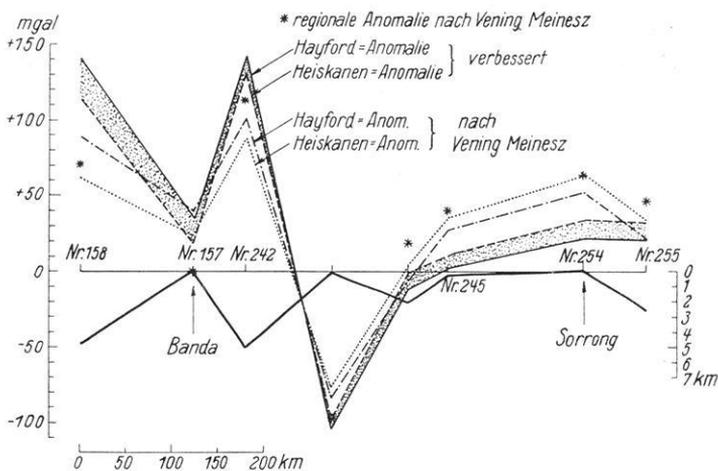


Fig. 5 f. Profil Banda—Sorrong

mit dem Verhältnis $H/100$ m multipliziert. Auf dem Profil Kanal—Azoren (Fig. 5 a) konnte die Wirkung der Geoidgestalt nach den Zahlen von Hirvonen abgeschätzt werden. Sie macht von Station 33 bis Station 492 etwa + 7 mgal, von Station 492 bis 440 etwa - 2 mgal aus. Sie ist in den Kurven berücksichtigt.

VII. Geht man von Flächenbelegungen zu den wirklichen, räumlich verteilten Massen über, so treten neue Fragen auf. Erstreckt sich die topographische Masse vom Meeresniveau bis zur Höhe H und verteilt man sie bei der Reduktion in den Tiefen zwischen T_1 und T_2 , so ist es nicht einerlei, welche Höhen und Tiefen man einander entsprechen läßt ($0 \leftrightarrow T_1$, $H \leftrightarrow T_2$ oder umgekehrt); die seitliche Verteilung der Kompensationsmassen ist in den verschiedenen Fällen nicht dieselbe. Sehr groß wird der Unterschied nicht sein, bei einer Massenverteilung ähnlich Airy geringer als bei einer Massenverteilung ähnlich Pratt. Es muß untersucht werden, wie weit eine Vernachlässigung dieser Erscheinung die Reduktionen beeinflussen kann. Gegebenenfalls hat man sich für die geologisch verständlichste Annahme zu entscheiden.

Schwieriger ist die Lösung eines anderen Problems, das die physikalisch-geologischen Grundannahmen betrifft und auch bei der Annäherung durch Flächenbelegungen beachtet werden muß. Während bei der Herausbildung des Erdreliefs aus einem Normalzustand der Unterschied zwischen Anfangs- und Endzustand nach der üblichen Vorstellung allein die emporgewachsene oder eingetauchte Scholle und ihre Unterlage betrifft, wird bei Hebungen und Senkungen unter Wahrung des vollständigen Schwimmgleichgewichtes jedesmal die ganze Erdkruste beteiligt, die Nachbarschaft des Bewegungszentrums sogar ziemlich stark.

Hier sind zwei Vorstellungen möglich. Man kann annehmen, wie es in dieser Arbeit bisher stillschweigend geschehen ist, daß die isostatische Heraushebung einer Scholle die Oberflächenlage der Nachbarschollen nicht beeinflußt und sich nur in einer seitlich erstreckten, mit dem Abstand vom Zentrum abnehmenden Dichteabnahme in der Tiefe kundgibt. Geologisch könnte man diesen Fall so deuten, daß die Airysche Gebirgswurzel gegen das seitlich gelegene subkrustale Material nicht scharf abgesetzt ist, sondern beim Faltungsvorgang eine derartige Verknüpfung und Vermengung am Wurzelrand entsteht, daß sie sich im Endergebnis ähnlich wie die theoretisch geforderte Dichteabnahme auswirkt. Sehr befriedigend ist diese Vorstellung nicht.

Man kann aber auch annehmen, daß keine Materialvermengung eintritt. Da sich nur ein Teil der Kompensationsmasse unter der topographischen Masse befindet, reicht in einer Hochflächenscholle die Wurzel nicht so tief wie bei der üblichen Annahme, und es muß bei der Heraushebung subkrustale Masse von der Seite zugeströmt sein. Diese Vorstellung an sich ist nichts Neues; sie ist von der Beschreibung der Ausgleichsbewegungen belasteter oder entlasteter Schollen bekannt. Während aber nach der bisherigen Vorstellung die von der Isostasie-störung nicht direkt betroffenen Schollen im Endergebnis nur eine kleine, für alle diese Schollen gleiche Senkung oder Hebung durchgemacht haben, tritt nach der Vorstellung von der vollständigen Isostasie eine Niveaüänderung auf der ganzen Erdkruste auf, die sich proportional der Funktion $\mu(\gamma)$ vom Zentrum nach außen verliert. Es ist also die Höhenlage einer Erdkrustenscholle nicht mehr allein eine Funktion ihrer Dicke und Dichte, sondern bei ihrer Herausbildung

wirkt die Lage aller anderen Erdkrustenschollen mehr oder weniger mit. Die isostatischen Rechnungen werden bei dieser Vorstellung schwierig. Man darf nicht mehr die wirklichen Reliefhöhen in die Rechnung einsetzen, sondern muß zunächst untersuchen, welcher Teil des sichtbaren Reliefs von Dichte und Dicke der Scholle selbst verursacht ist, und welcher Teil als Folge der Einstellung anderer Erdkrustenschollen gedeutet werden muß. Mathematisch gesprochen ist das Relief der Erdoberfläche vor Ausführung der Reduktionen quellenmäßig mit Hilfe der Belegungsfunktion μ zu erfassen. Geologisch wird das Problem der Randsenken berührt: Sie können unter Wahrung vollständigen Schwimmgleichgewichtes entstehen, brauchen kein Anzeichen für erzwungene Senkung zu sein und brauchen keine isostatische Hebungstendenz zu haben.

Potsdam, Geodätisches Institut, März 1938.

Referate und Mitteilungen

Theodor Stocks: *Grundkarte der ozeanischen Lotungen 1 : 5 Millionen. Blatt S II 2* mit durchsichtigem Deckblatt nebst einem vorläufigen Begleitwort. Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff „Meteor“ 1925 bis 1927, Bd. III. — Erster Teil, Vierte Lieferung (1). Berlin und Leipzig 1937. Verlag von Walter de Gruyter & Co.

Die zur Zeit neueste Darstellung der Tiefenverhältnisse des Atlantischen Ozeans ist die 1935 im Meteorwerk veröffentlichte Karte im Maßstabe 1 : 20000000, sie umfaßt den offenen Atlantischen Ozean unter Ausschluß der Nebenmeere (vgl. diese Zeitschr. 1936, S. 126/127). Für ihre Bearbeitung wurden nicht nur die Lotungen der „Meteor“-Expedition herangezogen, sondern auch die sämtlicher älteren Fahrten nach kritischer Sichtung und Prüfung des zum Teil schwer zugänglichen Materials. Um diese sehr mühevollen und zeitraubende Arbeit bei künftigen Neubearbeitungen von Tiefenkarten des Atlantischen Ozeans zu ersparen, wurde die nun im ersten Blatt vorliegende Grundkarte der ozeanischen Lotungen geschaffen. Die vollständige Karte im Maßstabe 1 : 5 Millionen wird aus 14 Blättern bestehen und das Europäische und Amerikanische Mittelmeer einschließen. Die Benennung der einzelnen Blätter wurde durch Unterscheidung der nord- von den südhemisphärischen Blättern vorgenommen (N- und S-); für Nord- und Südbreite werden bis 80° Breite je zwei Zonen unterschieden, deren Grenzen den Hauptmeridian (30° W) in 35° Breite schneiden und die mit I (0 bis 35° Br.) und II (35 bis 80° Br.) bezeichnet sind. Innerhalb dieser Zonen geschieht die Zählung von Ost nach West durch Hinzufügen von arabischen Ziffern. Veröffentlicht ist bis jetzt das Blatt S II 2; die Blattgröße beträgt 654,9 · 871,7 mm (Innenrand). Die Karten sollen möglichst sämtliche bekanntgewordenen und einer kritischen Prüfungsstandhaltenden Lotzahlen enthalten. Bei jeder Tiefenzahl ist der Name des betr. Schiffes angegeben. Außerdem ist durch Unterschiede in der Druckart eine Unterscheidung von Draht- und Echolotungen, von beschiekten und unbeschiekten Lotungen usw. durchgeführt; auch die Güte der Position ist in geeigneter Weise bezeichnet. Um den Charakter dieser Karte als Quellenkarte nicht zu verwischen, sind