

Werk

Jahr: 1927

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:3

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0003

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0003

LOG Id: LOG_0045

LOG Titel: Die Erdkrustendicke nach den Schwereanomalien

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

Die Erdkrustendicke nach den Schwereanomalien.

Von W. Heiskanen.

Früher hat der Verfasser mittels der Schwereanomalien die Erdkrustendicke bestimmt. In diesem Aufsatz wird die Aufgabe gewissermaßen umgekehrt, und wird berechnet, wie gut die Schwerebeobachtungen in U. S. A. mit den Werten der Erdkrustendicke im Einklang stehen, die mittels der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen Wellen erhalten werden.

In meinen Abhandlungen¹⁾ habe ich auf Grund der Airyschen isostatischen Annahme versucht, die Erdkrustendicke mittels der Schwereanomalien zu bestimmen und habe folgende Werte erhalten. Im Kaukasus 77. bis 104 km, in den Alpen 41 km, im Norwegen 37 km und in U. S. A. 50 bis 60 km. Weil nach der Airyschen Annahme die Erdkruste um so dicker ist, je höher die Landschaft ist, so leuchtet es ohne weiteres ein, daß die Erdkruste unter den Ozeanen — wenn die Airysche Annahme richtig ist — dünner als unter den erwähnten Gebirgen ist. Diese Werte der Erdkrustendicke sind diejenigen, die die nach der Reduktion übrigbleibenden Schwereanomalien am geringsten machen, so daß also die systematischen Anomalien verschwinden, d. h. daß der Mittelwert der Schwereanomalien im Gebirge demjenigen der Umgebung möglichst gleich wird.

Nun ist es sehr wichtig, daß man auch auf eine ganz andere Weise, nämlich mittels der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen Oberflächenwellen zu einem ähnlichen Resultat gekommen ist. Man hat nämlich dadurch festgestellt, daß die Erdkruste — die Sialschicht — unter Eurasien etwa 55 bis 60 km, unter Amerika etwa 50 km, unter dem Atlantik und unter den arktischen Gebieten etwa 25 km und unter dem Großen Ozean 0 bis 5 km dick ist²⁾. Unter dieser Schicht beginnt die dichtere Simaschicht, deren Dichte nach verschiedenen Autoren um 0.2 bis 1.0 km größer als die der Sialschicht ist. Auf diese Weise sprechen also die seismischen Beobachtungen für die Airysche isostatische Annahme.

Die von mir benutzte Methode zur Bestimmung der Erdkrustendicke ist jedoch nur als eine erste Annäherung zu betrachten, denn meine Methode setzt zuerst voraus, daß die Dichte der Sialschicht wie auch die der Simaschicht in allen Tiefen gleich ist, was in Wirklichkeit nicht der Fall ist. Es nimmt vielmehr sowohl die Dichte der Sial- als auch die der Simaschicht mit der Tiefe zu, und zwar nach den seismischen Untersuchungen die der Sialschicht rascher als die der Simaschicht²⁾.

H. S. Washington³⁾ ist auf Grund sehr sorgfältiger Untersuchungen zu dem Resultat gekommen, daß die mittlere Dichte des Erdbodens in den Gebirgen am geringsten und unter den Ozeanen am größten ist, und dieser Befund ist in meinen früheren Untersuchungen auch nicht berücksichtigt worden.

Und endlich kann auch eingewandt werden, daß die Schwereanomalien nach der isostatischen Reduktion in den Gebirgen nicht mit denjenigen in der Umgebung gleich zu sein brauchen. Z. B. in Skandinavien muß wahrscheinlich der Mittelwert der Schwereanomalien wegen der Landhebung negativ sein.

Andererseits muß man aber sagen, daß es keinen anderen Ausweg gibt, wenn man nur mittels der geodätischen Beobachtungstatsachen die Erdkrustendicke bestimmen will, denn erstens muß die den Tabellenberechnungen zugrunde liegende Annahme möglichst einfach sein und außerdem weiß man nicht, um wieviel Einheiten die Schwereanomalien z. B. in Skandinavien negativ sein sollen, und kann dies bei der Bestimmung der Erdkrustendicke nicht berücksichtigen.

Wir können aber die Schwereanomalien anders behandeln. Wir nehmen die mittels der seismischen Beobachtungen gewonnenen Werte der Erdkrustendicke als Tatsache an und berechnen mittels dieser Werte die Reduktion der Schwereanomalien. Die nach der Reduktion übrigbleibenden Schwereanomalien müssen dann geologisch und geophysikalisch erklärt werden. Auch die Zunahme der Dichte mit der Tiefe und den Befund von Washington können wir dann berücksichtigen.

Dies habe ich in einer Arbeit getan, die bald veröffentlicht wird.

Die benutzten Annahmen sind folgende:

1. Die dem Meeresniveau entsprechende Dicke der Sialschicht beträgt 50 km.
2. Die Dichte ist um so geringer, je größer die Höhe ist und zwar so, daß folgende Werte einander entsprechen: Höhe (h) 0, 1, 2, 3 km, Dichte (d) 2.76, 2.74, 2.72 und 2.70.
3. Unter den Atlanten ist $d = 2.83$ und unter dem Großen Ozean 2.40 (Sedimenten).
4. Die Dichte nimmt mit der Tiefe zu, so daß, wenn die Tiefe 50 km beträgt, die Dichte der Sialschicht um 0.2 größer geworden ist, also 2.96, 2.94, 2.92 und 2.90.
5. Die Dichte der Simaschicht wächst langsamer. In der Tiefe 10 km (unter dem Großen Ozean) beträgt sie 3.06 und z. B. in der Tiefe 50 km 3.14.

Diese Werte genügen folgenden Bedingungen:

1. Die mittlere Erdkrustendicke unter Eurasien (mittlere Höhe 0.9 km) beträgt 58 km, unter Nordamerika (mittlere Höhe 0.8 km) 57 km, unter den Atlanten 25 km und unter dem Großen Ozean 5 km, kommt also dem durch die seismischen Beobachtungen erhaltenen Werte ganz nahe.
2. Der Befund von Washington ist wenigstens annähernd berücksichtigt worden, und die Dichtenzunahme mit der Tiefe ist den seismischen Untersuchungen entnommen.
3. Die isostatische Bedingung ist erfüllt, d. h. in einer bestimmten Tiefe ist jede Flächeneinheit unter gleichem Drucke.

Diese isostatische Annahme liegt zwischen der Prattischen und der Airyschen Annahme in dem Sinne, daß ein Teil (0.37) vom Gewicht der Gebirge zwischen der Tiefe 0 und 50 km und ein anderer Teil (0.63) unterhalb dieser Grenze kompensiert wird.

Bei der Berechnung der isostatischen Reduktionstabellen müssen natürlich beide Teile berücksichtigt werden. Ich habe dies in der Weise getan, daß ich Korrekturen berechnet habe, die zu den Hayfordschen der Ausgleichsfläche 113.7 km entsprechenden Reduktionsgrößen von Zone zu Zone zu addieren sind, um die unserer Annahme entsprechenden zu erhalten. Auch zur topographischen Reduktion muß eine Korrektur beigefügt werden, denn Hayford hat die Dichte 2.67 und ich habe die Dichte 2.70 bis 2.76 benutzt.

Weil in U. S. A. in den mir zur Verfügung stehenden Untersuchungen bereits beinahe 300 Schwerestationen nach der Hayfordschen Annahme, Ausgleichstiefe 113.7 km, reduziert worden sind, lag es nahe, gerade diese Stationen nach unserer Annahme zu reduzieren.

Ohne näher auf die Arbeit einzugehen, gebe ich hier kurz die Resultate in zwei Tabellen wieder. In der Tabelle 1 sind 216 Schwerestationen in

Tabelle 1. Die Gruppenmittelwerte der Schwereanomalien in U. S. A. nach verschiedenen Annahmen*). (Einheit 0.001 cm/sec².)

	Hayford			Heiskanen	Airy	
	85.3 km	113.7 km	127.9 km		40 km	60 km
27 Küstenstationen	- 6	- 7	- 8	- 1	- 2	- 2
36 Gebirgsstationen unterhalb der Um- gebung	0	- 1	- 1	+ 5	+ 5	+ 5
20 Gebirgsstationen	+ 9	+ 3	+ 1	+ 6	+ 5	+ 4
46 Stationen nahe der Küste	+ 1	+ 1	+ 1	+ 5	+ 5	+ 7
87 Flachlandstationen	- 1	+ 1	+ 1	+ 4	+ 4	+ 6
216 Schwankung der Mittelwerte	15	10	9	7	7	9
die " Küstenstationen "	ohne					
	10	4	2	2	1	3

fünf Gruppen eingeteilt und die Gruppenmittelwerte der Anomalien zuerst nach drei Hayfordschen Annahmen berechnet, dann die nach meiner Annahme und endlich die nach zwei Airyschen Annahmen. Die Ausgleichstiefen nach Hayford sind 85.3, 113.7 und 127.9 km und die dem Meeresniveau entsprechende Erdkrustendicke (Airysche Annahme) beträgt 40 und 60 km.

Wie man sieht, schwanken die verschiedenen Gruppenmittelwerte nach jeder Annahme erheblich, jedoch so, daß die Schwankung nach meiner und nach der Airyschen Annahme am geringsten (7) ist. Ohne die Küstenstationen ist die Schwankung nach der letzten Hayfordschen, nach meiner und der ersten Airyschen Annahme beinahe gleich (2 oder 1).

*) Die Mittelwerte sind so gegeben, daß die Summe der einzelnen Anomalien nach jeder Annahme gleich Null wird.

Weil die Schwereanomalien in der Nähe des Großen Ozeans stark negativ sind, habe ich sie getrennt behandelt und deswegen noch eine Tabelle 2 gegeben, in der außerdem mehrere Stationen — 294 — berücksichtigt worden sind. Hier habe ich nur eine Hayfordsche (Ausgleichstiefe 113.7 km) berücksichtigt. Zieht man alle Stationen in Betracht, so beträgt die Schwankung der Gruppenmittelwerte nach Hayford 32, nach Heiskanen 27 und nach Airy in beiden Fällen 29. Ohne die Stationen an und nahe dem Großen Ozean beträgt die Schwankung der Reihe nach 14, 12, 12, 11.

Tabelle 2. Die Gruppenmittelwerte der Schwereanomalien in U. S. A. nach verschiedenen Annahmen*). (Einheit 0.001 cm/sec².)

	Hayford	Heiskanen	Airy	
	113.7 km		40 km	60 km
23 Stationen an der Küste des Großen Ozeans	— 20	— 15	— 18	— 20
25 " nahe " " " " " " "	— 20	— 16	— 16	— 19
24 Gebirgsstationen	+ 12	+ 11	+ 11	+ 9
37 " unterhalb der Umgebung	+ 3	+ 3	+ 4	+ 4
32 Stationen an der Küste der Atlanten	— 2	— 1	— 1	— 2
53 " nahe " " " " " " "	+ 2	+ 2	+ 2	+ 4
100 Flachlandstationen	+ 5	+ 3	+ 3	+ 6
294 Schwankung der Mittelwerte	32	27	29	29
an " " " ohne die Station				
an und nahe der Küste des Großen Ozeans	14	12	12	11

Benutzt man das Kriterium, daß die Annahme die beste ist, nach der die Schwankung der Gruppenmittelwerte die geringste ist, so bemerkt man, daß unsere Annahme erheblich besser als die Hayfordsche und ebenso gut oder etwas besser als die Airysche ist.

Dies alles sagt an und für sich nicht viel, insbesondere weil die Schwankung der Mittelwerte nach jeder Annahme groß ist, wenn man aber bedenkt, daß die Hayfordsche und Airysche Annahme lauter Arbeitshypothesen sind, während unsere Annahme auf den geophysikalischen und geologischen Beobachtungen beruht, so bedeutet das oben erwähnte Resultat viel mehr. Es sagt, daß die aus den seismischen Beobachtungen erhaltene Dicke der Erdkruste und die Dichtenverhältnisse der Sial- und Simaschicht mit den Schwerebeobachtungen sehr gut im Einklang stehen.

Auf diese Weise haben wir die Isostasiefrage auf festen Grund gebracht, und wir können nun, indem wir davon ausgehen, weiter aufbauen und z. B. bestimmen, um wieviel Einheiten die Schwerkraft in verschiedenen Gebirgen nach der Reduktion positiv oder negativ ist.

Schon aus meiner zweiten Tabelle leuchtet es z. B. ohne weiteres ein, daß die Schwereanomalien am Großen Ozean und in Kalifornien nach jeder Reduktionsart erheblich negativ sind, so daß dort Massendefekt vorhanden sein

*) Die Mittelwerte sind so gegeben, daß die Summe der einzelnen Anomalien nach jeder Annahme gleich Null wird.

muß. Die positiven Anomalien in den Gebirgen deuten weiter darauf hin, daß entweder dort die Kompensation nicht vollständig ist, oder daß regionale Kompensation herrscht. Wahrscheinlich wirken beide Gründe zusammen.

Nach dieser neuen Annahme habe ich auch die Stationen in Norwegen, im Kaukasus und in den Alpen geprüft und habe bemerkt, daß die Schwerkraft überall wenigstens gleich gut oder etwas besser mit den Beobachtungen übereinstimmt, wie nach irgend einer anderen bis jetzt benutzten Annahme.

Literatur.

1) W. Heiskanen: Untersuchungen über Schwerkraft und Isostasie. Veröffentl. d. finn. Geod. Instituts, Nr. 4 (1924). — Derselbe: Schwerkraft und isostatische Kompensation in Norwegen. Ebenda, Nr. 5 (1926).

2) B. Gutenberg: Der Aufbau der Erdkruste auf Grund geophysikalischer Beobachtungen. Zeitschr. f. Geophys., 1. Jahrg., Heft 3, S. 100—106 (1925).

3) H. S. Washington: Isostasy and rock density. Bull. geolog. soc. Amer. 33, 375 (1922).

Über den Zusammenhang der Erdbeben mit den Polhöenschwankungen.

Von T. P. Kravetz. — (Mit einer Abbildung.)

Die diesbezüglichen Berechnungen Spitalers werden beanstandet; die seismische Wirkung der Polhöenschwankungen scheint verschwindend klein zu sein, was mittels einer anderen Berechnungsmethode des Verfassers bestätigt wird.

Diese Notiz ist durch mehrere Abhandlungen von Spitaler^{1), 2), 3) und 4)} veranlaßt. In diesen sucht der Verfasser den erwähnten Zusammenhang theoretisch zu begründen, indem er rechnerisch die Änderungen verfolgt, welche die Zentrifugalkräfte bei einer Verschiebung der Polarachse im Erdkörper erleiden.

Es ist die auf einen Punkt wirkende Zentrifugalkraft

$$f = m \cdot \frac{4\pi^2}{T^2} a \cos \varphi$$

(a der Abstand vom Erdzentrum, φ die Breite des Punktes). Bei einer Breitenänderung $\Delta\varphi$ ist nach Spitaler die Kräfteänderung

$$\Delta f = -m \cdot \frac{4\pi^2}{T^2} a \sin \varphi \Delta\varphi \dots \dots \dots (1)$$

Diesen Ausdruck wählte Spitaler zu seinem Ausgangspunkt; die Kraft Δf ist sehr klein; die von ihr dem Punkte erteilte Beschleunigung könnte (bei $\Delta\varphi = 0.3''$) im Maximum den Wert $0.5 \cdot 10^{-5}$ cm/sec² erreichen. Die weiteren Rechnungen Spitalers führen ihn aber zu einem Endresultat, nach welchem sich für die in der Erdoberfläche liegenden Punkte (für denselben Wert von