

## 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](http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0014)

**LOG Id:** LOG\_0037

**LOG Titel:** Beziehung zwischen Meereshöhe und Schwere in gestörten Gebieten

**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](mailto:gdz@sub.uni-goettingen.de)

## Beziehung zwischen Meereshöhe und Schwere in gestörten Gebieten

Von G. Angenheister, Göttingen. — (Mit 10 Abbildungen)

Am W-Rande des Pritzwalker Massivs und am NW-Rande der unterirdischen Fortsetzung des Flechtinger Höhenzuges besteht in bestimmten Profilen eine enge Beziehung zwischen Meereshöhe  $h$  der Oberfläche und Störungsbetrag  $\Delta g''_0$  der Schwere. Die störenden Massen, die sich hier in der Meereshöhe der Oberfläche abbilden, liegen wenige Kilometer tief.  $\Delta g''_0/h$  beträgt rund  $1/2$  mgal/m.

$h$  = Meereshöhe,  $g$  = Schwerebeschleunigung an der Feldstation,  $g_0 = g$  reduziert auf Meeresniveau,  $g_0 = g + 0.0003086 h$ ,  $g''_0 = g_0$  reduziert auf Anziehung der Gesteinsplatte zwischen Station und Meeresniveau,  $\gamma_0$  = normaler Teil der Schwerkraft im Meeresniveau nach Helmert.

Bei der Erklärung der Reduktion von Schweremessungen\*) konnte ich zeigen, daß nach Reduktion auf Meeresniveau und nach Abzug der anziehenden Wirkung der zwischen Beobachtungsort und

Meeresniveau liegenden Gesteinsplatte (nach Bouguer) in bestimmten Meßgebieten (z. B. Pritzwalker Massiv) noch eine lineare Beziehung zwischen  $\Delta g''_0$  und der Meereshöhe  $h$  zurückbleibt (Fig. 1).  $\Delta g''_0$  steigt im Mittel um 0.67 mgal pro Meter Erhebung; das ist fast das Siebenfache der Bouguer'schen Reduktion und mehr als das Doppelte der Höhenreduktion, die beide schon angebracht sind, und wie die Tabelle der angezogenen Veröffentlichung [1] zeigt, auch im richtigen Sinne und Betrage. (Man braucht dazu nur Stationen gleicher Breite zu vergleichen.)

Bei näherer Verfolgung dieser Beziehung zeigte sich in bestimmten Profilen eine derart nahe Beziehung zwischen  $h$  und  $\Delta g''_0$ , daß ein enger Zusammenhang besonderer Art zwischen Störungsmasse und Oberflächenform bestehen muß. Es macht hierbei nur geringen Unterschied, ob  $\Delta g''_0 = g''_0 - \gamma_0$  oder  $\Delta g_0 = g_0 - \gamma_0$  als Funktion von  $h$  dargestellt wird. Benutzt man die unreduzierten Werte  $g$ , so ergibt sich für  $g - \gamma_0$  nur 0.47 mgal Zunahme für 1 m Höhenzunahme,

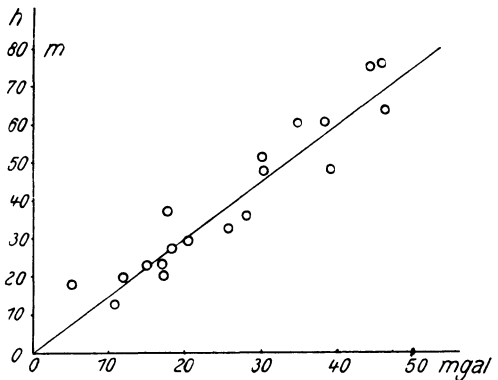


Fig. 1.  $\Delta g''_0 = g''_0 - \gamma_0$  als Funktion der Meereshöhe  $h$  für alle Stationen zwischen  $\varphi = 52^\circ 56'.1$  und  $53^\circ 14'.8$ ,  $\lambda = 10^\circ 52'$  und  $12^\circ 38'$  (Pritzwalker Massiv)

\*) Vorlesung W.-S. 1936/37.

denn  $g''_0 - g = 0.2h$  mgal. Bei anderen Profilen ist dieser Zusammenhang nur streckenweise deutlich oder fehlt ganz.

Bei den Eisdickenmessungen des Göttinger Geophysikalischen Instituts mit Hilfe des *seismischen* Reflexionsverfahrens ergab sich, daß sich in der Oberfläche des Eises die Unebenheiten des Gletscherbettes abbilden, selbst bei 300 m Eisdicke und mehr [2].

H. Reich [3] konnte an der *magnetischen Anomalie* in der Prignitz zeigen, daß die Verbreitung und Lagerungsform der tertiären Schichten, die Anordnung der Endmoränen und Seen glazialen Ursprungs und auch die Richtung eines Seenzuges und fließender Gewässer in irgendeiner Beziehung zu den magnetisch nachgewiesenen Körpern stehen müssen. Nach seismischen Messungen von O. Barsch und H. Reich [5] liegt die Kreideoberkante in diesem Störungsgebiet schon bei 215 bis 234 m Tiefe, während nach Bohrungen 40 km westlich und 70 km östlich das Tertiär tiefer als 600 bzw. 545 m reicht.

Im folgenden soll gezeigt werden, wie sich in bestimmten Fällen die Störungskörper des *Schwerfeldes* in der Meereshöhe der Erdoberfläche über ihnen abbilden. Dabei wird versucht, aus den Schweremessungen die Tiefenlage des Störungskörpers angenähert zu berechnen.

## 1. Zusammenhang zwischen Meereshöhe und Schwerewerten

Die Störungen des Schwerfeldes werden angegeben in  $\Delta g''_0 = g''_0 - \gamma_0$ . Die Werte sind den angezogenen Veröffentlichungen entnommen. Dasselbe gilt für die Meereshöhe  $h$  des Meßortes; wo diese in den Veröffentlichungen fehlen, sind sie den Karten 1 : 100000 oder den Meßtischblättern 1 : 25000 entnommen. Da die Meßorte nicht immer genügend genau angegeben waren, können hierdurch geringe Fehler in  $h$  unterlaufen sein.

Es wurden folgende Profile untersucht: Zur Ermittlung des Zusammenhanges zwischen  $h$  und  $\Delta g''_0$  die Profile I bis V; zur Berechnung der Tiefe des Störungskörpers waren nicht alle Profile I bis V geeignet. Hierzu wurde Profil Ia, Ib, IIa, und IIIa benutzt.

**1. Pritzwalker Massiv (Prignitz)** (Fig. 2). Die Daten sind entnommen: Lit. [1], S. 87, Profile I und II. Länge von  $\lambda = 10^1/2$  bis  $13^1/2^0$ .

*Profil I, Nordrand* (Fig. 3), mittlere Breite etwa  $53^0 17'$ . Benutzt wurden die Stationen Nr. 82, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 90, 91, 92, 93, 94, die Station 89 lag zu weit westlich. Das Profil wurde noch für  $\Delta g''_0$  bis  $\lambda = 13^0 20'$  nach Osten verlängert auf Grund der Isogammen der Karte der Bouguerschen Schwereanomalien in der angezogenen Veröffentlichung.

*Profil Ia* liegt NW-SO, es soll die Isogammen senkrecht schneiden und auch die Längserstreckung des Störungskörpers, soweit bei ihm eine Längserstreckung vorliegt. Benutzt wurden Nr. 105, 98, 94, 84, 78. Das Profil ist über diese Stationen für  $\Delta g''_0$  nach SO verlängert bis zur Isogamme  $\Delta g''_0 = 20$  mgal.

*Profil Ib* (Fig. 9), von WNW nach OSO. Benutzt wurde Nr. 82, 79, 75, 81, 80, 76, 78.

*Profil II* Südrand (Fig. 4), mittlere Breite etwa  $53^{\circ} 5'$ . Benutzt wurden die Stationen Nr. 61, 62, 63, 65, 66, 67, 68, 69, 70. Die Station Nr. 64 lag zu weit westlich. Das Profil wurde ebenso wie Profil I für  $\Delta g''_0$  bis  $\lambda = 13^{\circ} 20'$  nach Osten verlängert.

Zu *Profil IIa* (Fig. 9) wurden nur Stationen von sehr nahe gleicher Breite  $\lambda = 53^{\circ} 3'.4$  bis  $5'.6$  verwendet, Nr. 72, 66, 67, 70, 68, 69.

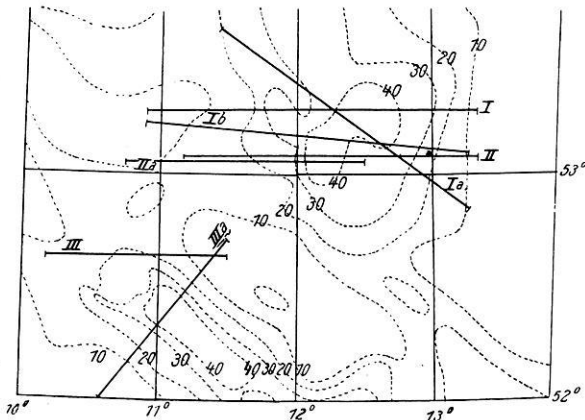


Fig. 2. Linien gleicher Schwerestörung  $\Delta g''_0$  von 10 zu 10 mgal für  $\lambda = 10^{\circ}$  bis  $14^{\circ}$  und  $\varphi = 52^{\circ}$  bis  $54^{\circ}$ . (Prignitz und Flechtinger Höhenzug)

**2. Flechtinger Höhenzug.** Die Daten stammen aus Lit. [1]. *Profil III* (Fig. 5) am Nordrand des Flechtinger Höhenzuges von W nach O. Benutzt wurden die Stationen Nr. 40, 43, 46, 47, 48, 49, 51.

*Profil IIIa* (Fig. 10) von SW nach NO senkrecht zu den Isogammen. Benutzt wurden Nr. 1, 6, 23, 30. Das Profil wurde nach SW bis Schladen, nach NO bis zur Isogamme  $\Delta g''_0 = 10$  mgal verlängert.

Beim *Profil IV* (Fig. 7) sind die Werte von  $\Delta g''_0$  dem Propagandaheft der Seismos Hannover entnommen (S. 47). Sie beruhen auf Messungen, die mit dem Thyssen-Gravimeter ausgeführt worden sind. Die zugehörigen Meereshöhen sind der Karte 1 : 100000 entnommen.

**3. Salzhorste von Volkens—Kalbe.** *Profil V* (Fig. 8). Die Werte für  $\Delta g''_0$  und die Meereshöhe wurden wie bei Profil IV entnommen.

**Zu Profil I—V, Fig. 3—8.**

Im Profil I ist der Zusammenhang zwischen  $h$  und  $\Delta g''_0$  nur in großen Zügen vorhanden, rund 0.45 mgal Zunahme in  $\Delta g''_0$  für 1 m Höhenzunahme. In Einzelheiten ist der Verlauf mehrfach entgegengesetzt. Im Profil II und III ist der Zusammenhang dagegen auch in Einzelheiten fast immer vorhanden. Wie genau

dies tatsächlich erfüllt ist, zeigt Fig. 6, die für das Profil III  $\Delta g_0''$  als Funktion von  $h$  darstellt. Die Funktion ist linear. Aus dieser Geraden können für dies Profil über 46 km weit die Werte von  $\Delta g_0''$  aus den Werten von  $h$  mit einem maximalen

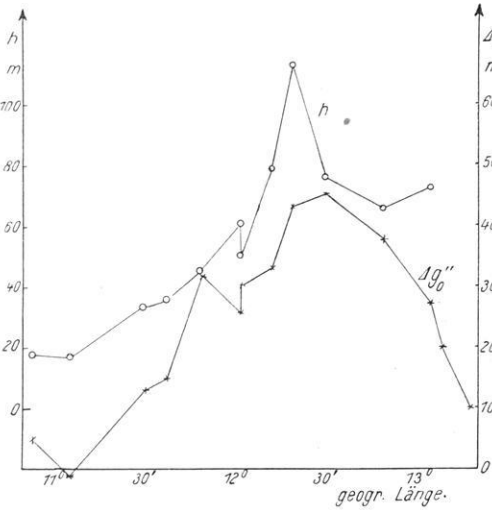


Fig. 3.  $\Delta g_0''$  und  $h$  im Profil I am Nordrand des Pritzwalker Massivs. Mittlere Breite  $53^{\circ} 17'$

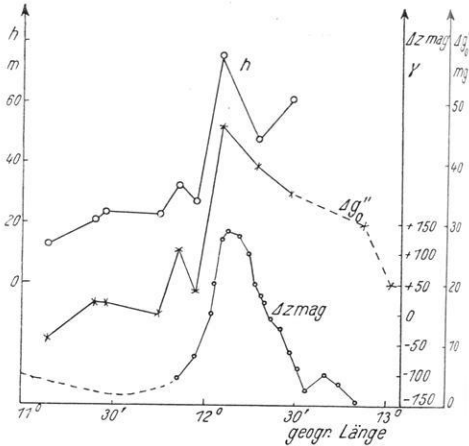


Fig. 4.  $\Delta Z$  (magn.),  $\Delta g_0''$  und  $h$  im Profil II am Südrand des Pritzwalker Massivs. Mittlere Breite  $53^{\circ} 5'$

Fehler von nur  $\pm 2$  mgal und einem mittleren Fehler von weniger  $\pm 1$  mgal entnommen werden.  $\Delta g_0''$  wächst pro Meter Höhenzunahme um 0.43 mgal. Im Profil II beträgt die Zunahme von  $\Delta g_0''$  rund 0.55 mgal pro Meter Höhenzunahme. Im Profil IV ist der Gang von  $\Delta g_0''$  und  $h$  in der ersten Hälfte des Profils (1 — 11)

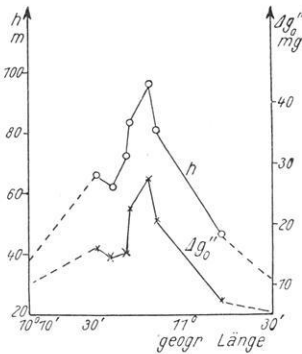


Fig. 5.  $\Delta g_0''$  und  $h$  im Profil III am Nordrand des Flechtinger Höhenzuges. Mittlere Breite  $52^{\circ} 38'.5$

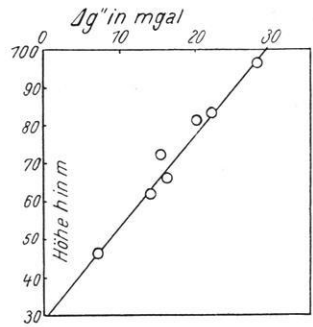


Fig. 6.  $\Delta g_0''$  als Funktion von  $h$  im Profil III. (Flechtinger Höhenzug)

angenähert parallel und beträgt im Mittel 0.6 mgal Zunahme pro Meter Höhenzunahme. In der zweiten Hälfte des Profils ist der Gang (11 — 15) zunächst entgegengesetzt. Ungefähr in der Mitte des Profils findet eine Senkung des Geländes statt, mitten über der Schwererstörung, in offensichtlichem Zusammenhang mit

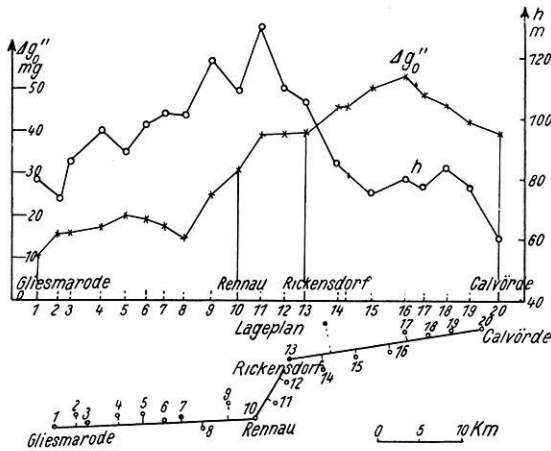


Fig. 7.  $\Delta g_0''$  und  $h$  in Profil IV durch den Flechtinger Höhenzug. Mittlere Breite  $52^{\circ} 20'$

dem schnellen Wechsel der geologischen Schichten von der Trias zum Diluvium. Die Mulde in  $h$  bei Station 15 entspricht der Geländesenkung durch Auslaugung des Salzes unter dem Allertalgraben; das Wiederansteigen in  $h$  bei 16 und der Höchstwert von  $\Delta g_0''$  dort dem Hochkommen des Rotliegenden. Im Profil V

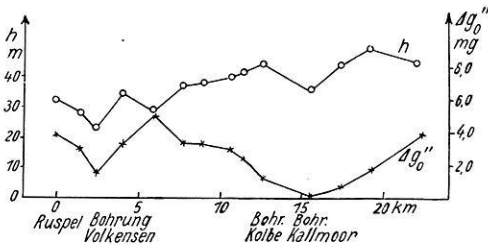


Fig. 8.  $\Delta g_0''$  und  $h$  im Profil V Volkensén—Kalbe

über den Salzhorsten von Volkensén—Kalbe scheint der Gang von  $\Delta g_0''$  und  $h$  im ganzen eher spiegelbildlich zu sein. Es entspricht im Mittel einer Abnahme von  $\frac{1}{4}$  mgal eine Zunahme der Höhe um 1 m. Im einzelnen ist jedoch der Wert von  $\Delta h$  über der Mitte der Salzhorste niedriger als in der Umgebung, gerade als ob der Boden über der Mitte der Salzhorste abgesackt sei, in Fig. 8 bei 2.5 und 15 km etwa durch Auslaugung oder Pressung infolge nachträglicher, z. B. eiszeitlicher Belastung..

## 2. Tiefe der Störungskörper

Zum besseren Verständnis des deutlich ausgesprochenen Zusammenhanges zwischen  $h$  und  $\Delta g''_0$  im Profil II und III ist eine auch nur angenäherte Angabe über die Tiefenlage der Störungskörper der Schwereanomalie schon recht wichtig. Auf Grund der mir vorliegenden Beobachtungsdaten sind solche Angaben jedoch nur recht unsicher möglich. Immerhin soll eine angenäherte Bestimmung der Tiefenlage versucht werden. Zu diesem Zwecke sind die zusätzlichen Profile von  $\Delta g''_0$  gezeichnet worden, von denen Ia und IIIa möglichst senkrecht zu den Isogammen verlaufen und die Anomalie als Ganzes schneiden. Auch ist der Verlauf der Gradienten abgeleitet, und aus ihm ist dann angenähert die Tiefenlage des Störungskörpers bestimmt.

Im Profil Ia steigt  $\Delta g''_0$  sowohl von der NW- wie von der SO-Seite kommend um einen pro km sehr nahe konstanten Betrag an. Der NW-Seite würde dem ein konstanter Gradient  $G$  von rund  $4 \cdot 10^{-9} \text{ sec}^{-2} = 4 E$  entsprechen, der SO-Seite ein Gradient von  $6 E$ . Der Böschungswinkel einer schiefen Stufe kann aus  $G$  berechnet werden. Er beträgt für die NW-Seite fast  $2^\circ$ , für die SO-Seite  $3^\circ$ .

Die Anomalie erhebt sich aus einem Niveau von 10 mgal bis zu 45 mgal auf einer Strecke im NW von rund 100 km, im SO von 50 km. Dem Bild des Verlaufes von  $\Delta g''_0$  entspricht roh angenähert eine sehr flache Antiklinale, die von NW unter  $2^\circ$ , von SO unter  $3^\circ$  ansteigt und eine Höhe von im Mittel 3 km erreicht. Der Maximalwert von  $\Delta g''_0 = 45$  mgal über einem Niveau von 10 mgal führt für eine ebene horizontale Platte von der Dichtedifferenz 0.3 gegenüber dem Nachbargestein im gleichen Niveau zu einer Plattendicke von gleichfalls rund 3 km. Über die Tiefe der Oberkante der Antiklinale läßt sich aus diesem Bild kaum etwas einigermaßen Sicheres aussagen.

Profil Ib (Fig. 9) ist von WNW nach OSO möglichst genau durch die Stationen Nr. 82, 79, 75, 81, 80, 76, 78 gelegt und bis  $\lambda = 19^\circ 20'$  verlängert. Es schneidet die Isogammen zwar nicht genau senkrecht, besonders am Westrand nicht. Doch ist ihr Verlauf dort unsicher und stark bewegt. Der Fehler, der dadurch in der Ableitung des Gradienten entsteht, kann bei der allgemeinen Unsicherheit des Verfahrens wohl vernachlässigt werden. Wichtiger für die Auswahl des Profils ist wohl, möglichst viele vermessene Stationen im Profil zu vereinigen. Der Verlauf von  $\Delta g''_0$  und  $G$  in diesem Profil Ib entspricht in roher Annäherung dem Verlauf über einer schwach geneigten, ebenen Platte, die von Westen nach Osten ansteigt, oder einem flachen Keil, dessen Spitze im Westen liegt. Nimmt man an, daß die Anomalie und damit die Platte bzw. der Keil sich NS etwa doppelt soweit erstreckt wie WO, so kann man ohne allzu große Fehler diese Störungskörper als zweidimensional ansehen. Bei Verwendung des logarithmischen Potentials kommt man dann zu einfachen Formeln für die Tiefe [4]. Doch muß bei schiefer Platte und Keil Gradient und Krümmungsgröße gegeben sein. Da hier nur der Gradient aus den Messungen folgt, muß man sich mit der Annäherung

durch eine horizontal liegende Platte begnügen. Der Fehler beträgt bei schwacher Neigung wenige Prozent [4].

Um nun doch ein Urteil über die Neigung der Platte zu erhalten, soll ihre West- und Ostseite getrennt, jede als senkrechte Stufe behandelt werden.

Zulässig sind diese Vereinfachungen, wenn die Länge und Breite der Platte etwa das Zehnfache der Dicke und Dreifache der Tiefe beträgt. Dies ist hier wohl angenähert erfüllt.

Es sei:  $T$  und  $t$  = Tiefe der Unter- und Oberkante der senkrechten Stufe.  $T - t$  = Höhe der Stufe.  $G_m$  = Höchst- oder Tiefstwert des Gradienten; sie liegen über den beiden lotrechten Kanten der Stufe.  $x_{1/2}$  = Abstand der Stelle, an der der Gradient den halben Wert seines Höchstwertes bzw. Tiefstwertes annimmt, vom Abfall der Stufe gerechnet.  $\Delta \rho$  = Dichteunterschied der Platte gegen das umgebende Gestein.  $k$  = Gravitationskonstante.  $\Delta g$  = Schwereunterschied zweier weit von dem Kantenabfall entfernter Stationen im selben Profil ( $\Delta g''_{0 \max} - \Delta g''_{0 \min}$ ).

$$T - t = \frac{\Delta g}{2k\pi \Delta \rho} \dots \dots \dots (1)$$

$$\ln \frac{T}{t} = \frac{G_m}{2k \Delta \rho} \dots \dots \dots (2)$$

$$(x_{1/2})^2 = t T \dots \dots \dots (3)$$

Westseite:  $\Delta g = 41.5$  mgal;  $G_m = 7.4 \cdot 10^{-9} \text{ sec}^{-2}$ ;  $x_{1/2} = 23$  km,  
 Ostseite:  $\Delta g = 41.5$  mgal;  $G_m = 12.5 \cdot 10^{-9} \text{ sec}^{-2}$ ;  $x_{1/2} = 13$  km.

$\Delta \rho$  wurde = 0.3 angenommen.

Da die Lage des Halbwertes von  $G_m$  recht unsicher ist, wurde Gleichung (1) und (2) zur Bestimmung von  $T$  und  $t$  und Gleichung (3) zur Kontrolle verwendet.

	Aus (1) und (2)			Aus (2) und (3)		
	$T-t$	$T$	$t$	$T-t$	$T$	$t$
Ostseite:	3.3	12.3	9.0	3.2	15.2	11
Westseite:	3.3	19.6	16.3	4	25	21

Die Platte liegt danach im Osten bei  $\lambda = 13^\circ$  etwa 9 km tief, im Westen bei  $\lambda = 11^\circ 45'$  etwa 16 km tief. Ihre Dicke beträgt  $3\frac{1}{2}$  km. Die Tiefe erscheint recht groß. Sie steigt von Westen nach Osten auf 70 km um 7 km unter einem Böschungswinkel von  $7^\circ$  an. Die Annäherung an die wirklichen Verhältnisse ist natürlich recht grob. Eine flache Antiklinale mit geringem Böschungswinkel von einigen Graden im Westen und Steilabfall im Osten mit einer Sprunghöhe von 3 bis 4 km wird den tatsächlichen Verhältnissen näherkommen. Die Erstreckung  $\lambda = 11^\circ \frac{3}{4}$  bis  $13^\circ$  scheint jedoch sicher zu sein. Bemerkenswert ist, daß nahe an diesem steilen Abfall im Osten die Westgrenze der eiszeitlichen Endmoräne liegt.



Um die Rechnung zu ermöglichen, mußte angenommen werden, daß die Anomalie durch eine einzige Platte abweichender Dichte (z. B.  $\Delta \rho = 0.3$ ) verursacht ist. Tatsächlich aber sind unter der Anomalie nicht nur altes Gestein, vielleicht kristalline Blöcke in Hochlage, sondern auch die darüberliegenden Gesteine jüngerer Schichten sind hochgelegen und tragen zur Schwereanomalie bei, z. B. wie seismische Messungen [5] zeigen, die Kreide. Der hier dargestellte

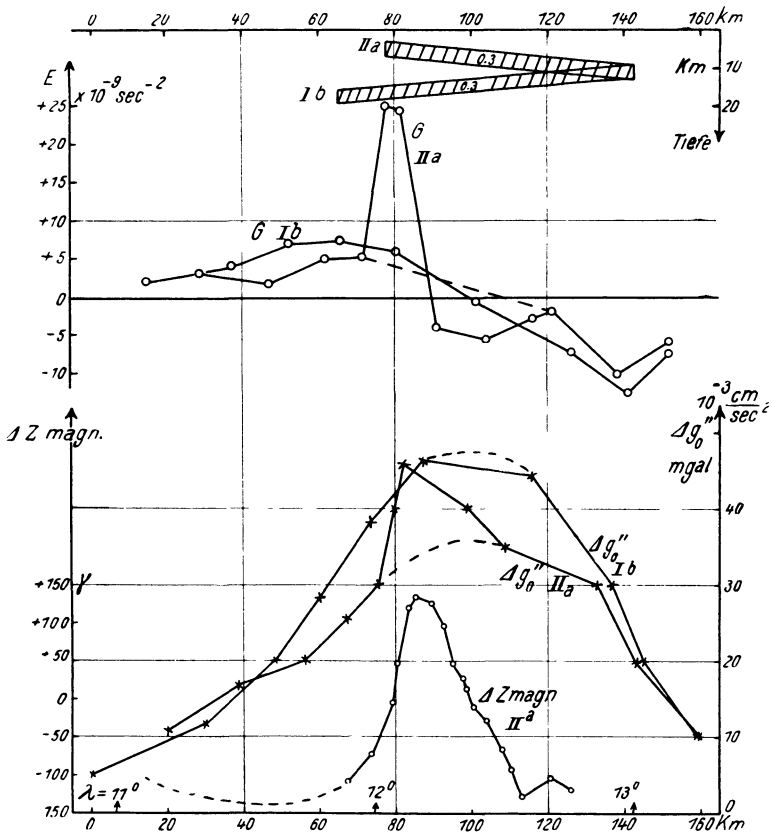


Fig. 9.  $\Delta g_0''$  und  $G$  im Profil Ib und IIa (Pritzwalker Massiv); unten  $\Delta g_0''$  und für IIa  $\Delta Z$ ; oben Störungskörper für  $\Delta \rho = 0.3$  und  $G$

Zusammenhang zwischen  $h$  und  $\Delta g_0''$  zeigt, daß an dieser Aufwölbung der Schichten unter der Anomalie noch die Oberfläche teilnimmt.

Dabei sind die höher gelegenen Schichten offenbar weniger aufgewölbt wie die tieferen, die Kreide immerhin noch über 300 m. Die oberflächennahen Schichten noch über 50 m. Die Flächen gleicher Dichte sind also nach oben ausgebeult. Der Betrag der Ausbeulung nimmt mit der Tiefe zu, ebenso wohl auch  $\Delta \rho$ . Eine Berücksichtigung solcher Verhältnisse bei der Rechnung soll später versucht werden.

*Profil II a* (Fig. 9) schließt sehr nahe an Profil II an. Es enthält die Stationen Nr. 66, 67, 70, 68, 69. Das Profil schneidet die Isogammen sehr nahe senkrecht. Diese Schnittpunkte sind auch verwendet. Das Gradientenbild würde wieder am besten einem Keil oder einer schiefen Platte entsprechen. Diesmal liegt das spitze Ende des Keils oder das tiefere Ende der schiefen Platte im Osten. Gerechnet wurde in derselben Weise wie bei Profil Ib; das West- und Ostende der Platte wurde getrennt, jedes als senkrechte Stufe behandelt.  $\Delta \rho$  wurde wieder zu 0.3 angenommen.

Westseite:  $\Delta g = 36 \text{ mgal}$ ;  $G_m = 25 E$ ;  $x_{1/2} = 4.5 \text{ km}$ ,  
 Ostseite:  $\Delta g = 36 \text{ mgal}$ ;  $G_m = 10.0 E$ ;  $x_{1/2} = \text{unsicher}$ .

	$T-t$	$T$	$t$	$tT$	$(x_{1/2})^2$
Westseite:	2.85	6.1	3.3	20.1 km <sup>2</sup>	20.4 km <sup>2</sup>
Ostseite:	2.85	12.6	9.8	124 km <sup>2</sup>	

Die Platte liegt danach im Westen bei  $\lambda = 120^\circ 5'$ , etwa 3.3 km tief; im Osten bei  $\lambda = 130^\circ$ , etwa 10 km tief. Sie steigt also gegen Westen an, unter einem Böschungswinkel von  $6^\circ$ . Ihre Dicke beträgt 2.8 km.

Eine solche Platte könnte für  $\Delta \rho = 0.3$  den Verlauf von  $\Delta g$  und  $G$  im Profil II a erklären. Zu beachten ist, daß die Osthälfte des Profils II a sehr nahe dieselbe obere und untere Kantentiefe (9.8 und 12.6 km) hat wie die Osthälfte im Profil Ib (9.0 und 12.3 km). Auch liegt das Ostende in beiden Profilen bei  $\lambda = 130^\circ$ . Dort sind also die Verhältnisse in beiden Profilen dieselben. Ganz anders im Westen. Hier ist der Gradient im Profil II a steil ( $x_{1/2} = 4.5 \text{ km}$ ) und hoch ( $G_m = 25 E$ ) gegenüber dem im Profil I ( $x_{1/2} = 23 \text{ km}$ ;  $G_m = 7.4 E$ ). Dementsprechend liegt die Tiefe der störenden Platte im Profil II a nur 3.3 km tief gegenüber 16.3 km im Profil Ib. Die Dicke der Platte ist in beiden Fällen, Profil Ib und II a, gleich.

Im Gebiet der Pritzwalker Schwerestörung befindet sich auch eine erdmagnetische Anomalie, die sich jedoch nur auf das SW-Gebiet der Schwerestörung erstreckt [3]. Dies kann nur zum geringen Teile durch die Inklinationsrichtung des erdmagnetischen Feldes bedingt sein. Es muß vielmehr angenommen werden, daß nur der SW-Teil der Störungsmassen, die das Schwerfeld veranlassen, magnetisiert sind. In Fig. 9 sind für Profil II a die erdmagnetischen Störungswerte  $\Delta Z$  der Vertikalintensität eingetragen. Die magnetische Anomalie tritt nur im Profil II auf und nicht im Profil I, und zwar im Profil II nur unter dem steilen Gradienten der Westseite. Die Maxima von  $G$  und  $\Delta Z$  liegen dort nur 3 km gegeneinander verschoben. Es hat sogar den Anschein, daß selbst das kleine sekundäre Maximum von  $\Delta Z$  bei  $\lambda = 120^\circ 40'$  auch im Gradientenverlauf abgebildet ist. Der ähnliche Verlauf von  $G$  und  $\Delta Z$  ist dadurch bedingt, daß beide zu  $1/r^3$  proportional sind.  $r$  ist der Radiusvektor vom Aufpunkt zum Element derselben Störungsmasse für  $G$  und  $\Delta Z$ .

Die Schweranomalie als Ganzes ist durch unmagnetisches Tiefengestein veranlaßt. Das störende Gestein steigt als Ganzes von Westen her an. Im Profil II aber wird diese Ordnung dadurch unterbrochen, daß magnetisches Tiefengestein im engeren Raum bei  $\lambda = 12^{\circ} 10'$  und  $\varphi = 53^{\circ} 5'$  aufsteigt. Der Schwerpunkt der störenden Massen, die  $\Delta g$  veranlassen, wird dadurch in der Westhälfte von Profil II stark emporgeschoben, während die unmagnetische Osthälfte ungestört bleibt.

Sehr bemerkenswert ist nun, daß die Meereshöhe der Oberfläche gerade im Gebiet des steilen Gradienten von Profil II (von  $\lambda = 11$  bis  $12^{\circ}$ ), also auch im Gebiet der magnetischen Anomalie, recht genau den Werten von  $\Delta g''_0$  folgt. Dort, wo das Hochkommen magnetischen Tiefengesteins die Schwerewerte, insbesondere das Gradientenbild, verändert hat, bildet das Relief der Oberfläche dieses Aufragen schwerer Gesteine im Untergrund noch in Einzelheiten ab.

Wenn man im Profil IIa von der Spitze der  $\Delta g''_0$ - und  $G$ -Werte über der magnetischen Anomalie ( $12^{\circ} 10'$ ) absieht (punktierter Verlauf), so lehrt der Vergleich beider Profile Ib und IIa in Fig. 9, daß  $\Delta g''_0$  und  $G$  in beiden Profilen sehr ähnlich verläuft. Diesem ähnlichen Verlauf ist eben in Profil IIa durch die magnetischen Massen diese Spitze aufgesetzt.

Um den Einfluß von  $\Delta \varrho$  zu zeigen, sind  $T$  und  $t$  für den Westrand von Profil IIa für drei verschiedene Werte 0.1, 0.2, 0.3 zusammengestellt:

	$\Delta \varrho$	$T-t$	$T$	$t$
Westseite	0,1	8.6	10.2	1.6 km
	0.2	4.3	7.0	2.8
	0.3	2.8	6.1	3.3

Bei kleinerem  $\Delta \varrho$  rückt die Platte höher herauf, wird aber entsprechend mächtiger.

Für den Ostrand wird für  $\Delta \varrho = 0.1, 0.2, 0.3$  der Wert von  $t = 7.7, 9.5, 9.8$  km.

Das Profil IIIa (Fig. 10) verläuft von SW nach NO, also senkrecht zur Verlängerung des Flechtinger Höhenzuges und quer zur NW-Verlängerung der Belsdorfer Verwerfung. Es enthält ungefähr die Stationen 1, 6, 12, 23. Es schneidet die Isogammen sehr nahe senkrecht. Die Schnittpunkte sind auch verwendet worden. Das Profil IIIa ist recht geeignet zur Berechnung der Tiefe der störenden Masse, es zeigt aber nicht die Beziehung zwischen  $h$  und  $\Delta g''_0$ , die in Profil III so deutlich hervortritt.

Das Gradientenbild entspricht angenähert dem einer horizontalen Platte.

Südwestseite:  $\Delta g = 42$  mgal;  $G = 28.5 E$ ;  $x_{1/2} = 4.5$  km,  
 Nordostseite:  $\Delta g = 42$  mgal;  $G = 25 E$ ;  $x_{1/2} = 7$  km.

	$\Delta \varrho$	$T-t$	$T$	$t$	$t T$	$(x_{1/2})^2$ km <sup>2</sup>
Südwest	0.1	9.9	11.2	1.3	15	} 20.4
	0.3	3.3	6.5	3.2	21	
	0.5	2.0	5.9	3.9	23	
Nordost	0.1	9.9	11.7	1.8	21	} 49
	0.3	3.3	7.0	3.7	26	
	0.5	2.0	6.0	4.0	24	

Die Platte liegt an beiden Seiten sehr nahe gleich hoch. Die steilen Gradienten deuten auf eine nicht sehr große Tiefe der störenden Masse als Ganzes, für  $\Delta g = 0.3$  wird  $t = 3$  km. Der Vergleich von  $(x_{1,2})^2$  und  $t T$  stimmt an der SW-Seite recht gut, am besten für  $\Delta \rho = 0.3$ .

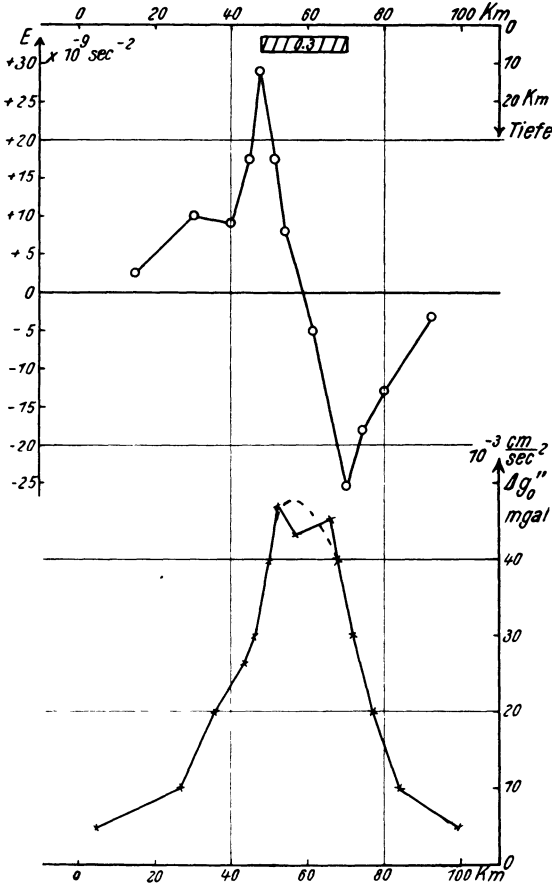


Fig. 10.  $\Delta g''$  und  $h$  im Profil IIIa von SW nach NO durch den Flechtinger Höhenzug

*Zusammenfassend* läßt sich sagen, daß in Gebieten, in denen  $\Delta g''$  noch in Einzelheiten den Änderungen von  $h$  folgt, die Störungsmassen in den verhältnismäßig geringen Tiefen von  $1\frac{1}{2}$  bis 3 km liegen können, je nach Annahme von  $\Delta \rho = 0.1$  bis 0.3. Doch läßt sich keineswegs verallgemeinern, daß dort, wo die Störungsmassen in diesen Tiefen liegen, die Meereshöhe dem Wert von  $\Delta g''$  folgt. Störungsmassen in großen Tiefen (5 bis 10 km) bilden sich in  $h$ , wenn überhaupt, so nur in großen Zügen, nicht in Einzelheiten ab.

Die Abbildung der Störungsmasse des Schwerefeldes durch die Meereshöhe scheint am N- und NW-Rand der beiden Anomalien (Prignitz und Flechting) besser ausgebildet als am O- und S-Rand. Es hat den Anschein, daß ein jüngerer Faltungsdruck aus W und NW jüngere Schichten gegen die als Widerstand wirkenden alten Massenpfeiler gepreßt und aufgerichtet hat. Dadurch ist der Verlauf von  $\Delta g''_0$  an der W- und N-Seite unruhiger und noch in der Meereshöhe der oberflächennahen Schichten abgebildet, während der Ostabhang ruhiger verlaufend im Schatten der Faltung liegt.

### Literatur

- [1] Nach A. v. Flotow, A. Berroth, H. Schmehl: Relative Bestimmung der Schwerkraft auf 115 Stationen in Norddeutschland. Veröffentl. d. Preuß. Geodät. Inst. Nr. 106, 1931.
- [2] B. Brockamp, H. Mothes: Zeitschr. f. Geophys. **6**, 500 (1930); siehe auch B. Brockamp: *Ergebn. d. Deutsch. Grönlandexped.* **2**, 99.
- [3] H. Reich: Fortschritte der Geologie und Paläontologie, Heft 34, XI, S. 111.
- [4] K. Jung: Göttinger Dissertation 1927, auch Zeitschr. f. Geophys. 1927, S. 257; 1929, S. 238; 1937, S. 45. H. Mader: Gerlands Beitr. z. Geophys. XLIII, S. 156.
- [5] O. Barsch, H. Reich: Gerlands Beitr. z. Geophys., Ergänzungshefte I, S. 165. Göttingen, Geophysikalisches Institut, August 1938.

## Potsdamer erdmagnetische Kennziffern

### 2. Mitteilung

Von **J. Bartels**, Potsdam

Im Anschluß an die erste Mitteilung (S. 68—78) werden die Tabellen bis Ende Juli fortgesetzt.

Tabelle 1. Potsdamer erdmagnetische Kennziffern, 16. Mai bis 31. Juli 1938

<b>Mai 1938</b>	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
0—3 <sup>h</sup>	21	32	21	11	10	12	11	11	01	42	12	11	11	22	21	11
3—6	32	31	32	11	11	21	12	12	12	33	22	12	12	31	12	11
6—9	22	22	22	11	01	22	12	12	01	12	11	12	43	32	21	12
9—12	22	35	22	11	01	22	12	11	33	23	22	12	32	33	21	21
12—15	22	22	12	11	11	22	21	11	46	22	22	11	33	55	31	11
15—18	31	31	11	35	11	22	45	11	57	21	21	31	43	57	11	11
18—21	35	35	11	25	11	01	21	11	32	21	01	35	32	21	35	25
21—24	21	21	12	11	22	11	21	01	45	35	01	21	23	46	11	11
<b>Juni 1938</b>	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
0—3 <sup>h</sup>	12	22	42	12	22	23	12	42	22	12	32	42	42	31	12	
3—6	11	11	11	25	12	02	11	42	33	22	32	42	53	11	11	
6—9	11	11	11	01	22	02	01	42	33	23	21	32	43	21	01	
9—12	21	22	21	11	32	02	11	43	12	33	32	22	43	01	01	
12—15	11	32	11	02	21	35	21	43	32	32	32	22	43	11	01	
15—18	11	42	01	11	21	32	21	53	32	32	32	53	32	01	11	
18—21	22	42	12	01	21	35	11	56	23	21	32	46	32	01	12	
21—24	11	55	22	01	01	11	5s	43	22	21	45	4s	31	12	12	