

Werk

Jahr: 1926

Kollektion: fid.geo

Signatur: 8 GEOGR PHYS 203:2

Digitalisiert: Niedersächsische Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen

Werk Id: PPN101433392X_0002

PURL: http://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?PPN101433392X_0002

LOG Id: LOG_0036

LOG Titel: Zur Verwertung der Schwerstörungen für die tektonische Geologie

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

Auf einem Erdglobus von 1 m Durchmesser würde also das Schollengebiet (50 bis 60 km) eine Dicke von 3.9 bis 4.7 mm haben, und die höchsten Gebirge würden nur $\frac{3}{4}$ mm über dieses Niveau hervorragten. Es stellt somit die Bruchzone nur eine dickere oberflächliche Haut der Erde dar, auf der sich die durch Polverschiebungen wacherufenen Spannungen auswirken. Sie werden dieselbe falten, zerreißen und umformen, es werden wiederholt Adaptionen eintreten und es gestaltet sich die Oberfläche je nach der Größe der Polverschiebung fortwährend bald im kleinen, bald im großen Ruck für Ruck um.

Zur Verwertung der Schwerestörungen für die tektonische Geologie.

Von R. Schwinner in Graz.

Die Anomalien $g'' - \gamma_0$, die man nach der Bouguerschen Reduktion erhält, sind für geologische Diskussion ohne Wert, sie geben in unebenem Terrain fast nur ein Negativ der Oberfläche, zudem stark durch Randstörungen gefälscht. Nötig ist die isostatische Reduktion, die aber nicht mechanisch durchgeführt werden darf, sondern unter Ägide der Geologie, das ist der Annahme, daß die tektonisch wohl definierten Schollen jede für sich im Gleichgewicht schwimmen. Schollen, die unterbelastet und daher säkular im Steigen sind, zeigen negative isostatische Anomalie, überbelastet sinkende positive. Dies wird auch bei der Berechnung von Normalschwere und Ausgleichstiefe zu berücksichtigen sein.

Daß die Schwerestörungen mit dem Gebirgsbau zusammenhängen, weiß man seit 200 Jahren, aber erst jetzt beginnt man diesen Beziehungen im einzelnen nachzugehen. Auf diesem Gebiet ist alles noch im Fluß, daher wird es vielleicht von Nutzen sein, einiges auch hier zur Besprechung zu stellen.

Die Reduktion der Schwermessungen muß — für geologische Zwecke — in erster Linie auf die Isostasie Rücksicht nehmen. Abgesehen von aller Hypothese ist das die Beobachtungstatsache, daß die Unregelmäßigkeiten der sichtbaren Massenverteilung an der Oberfläche durch andere etwa entgegengesetzte im Untergrund zum allergrößten Teile kompensiert werden. Schafft man nun — wie durch die sogenannte Bouguersche Reduktion geschieht — die Anziehung aller über dem Meeresspiegel gelegenen Massen weg, so ist damit wenig gewonnen, die g'' -Werte enthalten nunmehr, und zwar unkompensiert, die Störungen durch jene unterirdischen Massen, deren Betrag fürs erste allerdings nicht bestimmt werden kann. Aber wenn man Unwahrscheinlichkeiten meidet, muß man jedes Paar (+ und —) ziemlich nahe zusammenlegen, das ist unmittelbar unter eine Massenanhäufung der Oberfläche einen etwa gleich großen Massen-defekt im Untergrund, und umgekehrt. Daß derart jede plausible Hypothese der Isostasie zu der Annahme führt, daß in gewisser Tiefe unter der Erdoberfläche hydrostatisches Gleichgewicht herrscht, ist ein geophysikalisch höchst erwünschtes Nebenprodukt.

Eine augenfällige Demonstration, daß tatsächlich die Kompensation sozusagen an Ort und Stelle statthat, ergibt eine Karte eines einigermaßen gebirgigen Landes, in die man die Linien gleicher Bouguerscher Anomalie ($g''-\gamma_0$), die sogenannten Isogammen, eingetragen hat¹⁾. Wären die Isogammen als Höhenlinien anzusehen, so wäre dies Bild eine Art Negativ der Gebirgsoberfläche: wo das Gebirge am höchsten ansteigt, liegen die extremen Minuswerte von $g''-\gamma_0$, den Senken dagegen entsprechen größere Werte. (Auf der Karte der Schweiz ist z. B. das Knie der Isogammen über dem Genfer See so zu erklären.) Daß diese Oberfläche gegenüber der wirklichen stark geglättet und generalisiert ist, begründet sich in der geringen Dichte der Messungen (z. B. fällt selbst in der Schweiz, die das dichteste Netz hat, der Kettenjura durch das Netz durch — die von Heim aufgeworfene Frage nach seiner Wurzellosigkeit kann aus dem vorliegenden Material nicht entschieden werden) und darin, daß die Anziehung der tiefliegenden Kompensationsmassen nicht nur lotrecht aufwärts, sondern auch nach der Seite wirkt, wodurch eine gewisse Verwischung der Gegensätze eintritt. (Auf das führe ich zurück, daß die Rhein-Rhonefurche im Isogammenbild nicht erscheint und die Gebirgsmassen nördlich und südlich davon zusammenzufießen scheinen.)

Natürlich in Gegenden von geringem Relief ist dieser Einfluß weniger störend, aber die sind wieder für die geologische Auswertung ungünstiger. Auf den großen Aufschüttungsebenen ist trotz Bohrungen und dergleichen der Bau des Untergrundes schlecht bekannt. In den Rumpfgebirgen, an denen die natürliche Abtragung eine Art Bouguersche Reduktion in natura vorgenommen hat, sind währenddem auch die unterirdischen Kompensationsgebirge durch langsamen Ausgleich zerflossen, und die heutigen Anomalien haben wenig Beziehungen zur alten Struktur, eher zu jungen epirogenetischen Bewegungen, abgesehen von jenen Schwereanomalien, die in den Dichteunterschieden von — verhältnismäßig — kleinen und oberflächennahen Gesteinskörpern ihren Grund haben und fast ebenso kaleidoskopartig wechseln, wie die gleichartig zu begründenden Anomalien der Vulkangebiete²⁾. Ausgangspunkt für das Studium der Beziehung zwischen Schwereanomalien und Gebirgsbau können also nur die jungen orogenen Formen sein, bei denen Gebirgsbau, Oberflächenform und Massenverteilung im Untergrund nach gleichem Plan einheitlich gemodelt worden sind. Bei diesen ist natürlich das Relief hoch, das Bild der $g''-\gamma_0$ läßt wenig mehr als das Negativ der Oberfläche erkennen; denn die Massen, welche das sichtbare Gebirge kompensieren, sind so groß, daß Feinheiten des inneren Baues nicht erkannt werden können. Außerdem wird das Bild — und zwar gerade an den geologisch wichtigsten Stellen — durch die Randstörung gefälscht. Zur Ergänzung der allbekanntesten Deduktion³⁾ ein konkretes Beispiel: In den Schweizer Alpen erreichen die $g''-\gamma_0$ im Süden des Aarmassivs ihre kleinsten Werte (etwa $-0,130 \text{ cm sec}^{-2}$) und nehmen vom Gneiswall der Jungfrauette über das Molassemittelland gegen Norden fast gleichmäßig zu, um am Fuße des Schwarzwaldes ± 0 zu erreichen. Aus diesem Bilde, das übrigens für den Nordalpenrand typisch ist, hat Kossmat⁴⁾ geschlossen: die Randsenken sind ein bei der Faltung (sc. passiv) hinabgezogener Teil der starren Einfassung der Faltungs-

region und zeigen Massendefizit. Aber in der isostatischen Reduktion, von der Niethammer⁵⁾ ein vorläufiges Bild gegeben hat, zeigt das Hochgebirge einen schmalen Streifen negativer Anomalie ($g - \gamma_i < \theta$), die Randsenke hat aber fast überall Überschwere ($g - \gamma_i > \theta$), mit einem deutlichen sekundären Maximum auf der Linie Simmental-Grindelwald. Die Ziffern sind — besonders dem Absolutwert nach — sehr vom Rechnungsvorgang abhängig, bei einer anderen Reduktion als der von Niethammer gewählten (s. später) würden sie sich einigermaßen ändern, aber wie man die betreffende Arbeitshypothese wählen mag, unter die ungeheure Bergmasse des Berner Oberlandes wird man eine starke negative Kompensationsmasse legen müssen, bzw. unter die tiefe Furche der Vorlandseen eine positive (je nach dem gewählten Null), und wenn man die von diesen tiefliegenden Massen seitlich ausgeübte Anziehung von den Bouguerschen Werten abrechnet, wird das Bild immer ähnlich ausfallen wie bei Niethammer. Übrigens, daß die Überschwere in der Randtiefe nicht ein bloß fiktives Rechnungsergebnis, sondern real ist, dafür spricht das Bild der Lotabweichungen, die nördlich vom Mittelland sämtlich nach Süden, im Süden vom Mittelland — am Alpenrand! — nach Norden zielen⁶⁾, und die geomorphologische Tatsache, daß dies eine Zone jüngster Einsenkungen, die der Randseen ist. Der Schluß, den man nach Kenntnis der isostatischen Reduktionswerte ziehen muß, ist somit genau das Gegenteil dessen, den man aus dem Bilde der Bouguerschen Anomalien ziehen würde, nämlich: die Randsenke hat nicht Schweredefizit, sondern Überschwere; sie ist nicht passiv durch das auflastende Gewicht des Alpenkörpers herabgedrückt worden, sondern ist ein Kraftzentrum der aktiven Senkung⁷⁾.

Was die Methode betrifft, nach der die isostatische Reduktion berechnet werden sollte, so ist die Geodäsie bis jetzt nicht auf dem richtigen Wege gewesen. Es tut nicht eine formale Rechenvorschrift not, es sind vielmehr die Schollen, aus denen sich die Kruste aufbaut, in ihrer geologisch gegebenen Form und Begrenzung in Rechnung zu stellen, so wie sie sich einzeln im idealen Falle ins hydrostatische Gleichgewicht einstellen würden. Die Durchschnittsgröße der Schollen, denen man die Fähigkeit selbständiger isostatischer Einstellung zuschreiben muß, und die daher einzeln in Rechnung zu ziehen sind, hat man vielleicht früher überschätzt. Im Faltengebirge mag die Stationsdichte der Schweiz — das dichteste Vermessungsnetz, das existiert — gerade noch langen; selbst da verschmilzt das Innerschweizer Hochgebirge zu einer fast ungegliederten Masse⁸⁾. Trotzdem müßte man hier Aar-, Gotthard-, Tessiner Massiv als getrennte, einzeln für sich ausbalancierte Schollen in Rechnung ziehen, ja man sollte versuchen, die schmale Rhein-Rhonesenke als selbständiges tektonisches Element einzuführen. Weitere Schollen wären: der Untergrund der nördlichen Saumtiefe (östliche und westliche Hälfte), die Kalkalpenketten, das Mittelland, die Innensenke im Unterengadin (sogenanntes „Fenster“) usw. Im ganzen zerfiel die Schweiz derart in etwa ein Dutzend Schollen, deren Abgrenzung nur an wenigen Stellen schwierig oder strittig wäre. (Bedenklicher ist der Umstand, daß in den Längstalfuchten die Grenzen meist verdeckt sind; dadurch kommt in die Reduktion der Stationen, die dort ohne-

dem recht unglücklich auf der Kante der Schollen liegen, eine beträchtliche Unsicherheit; leider liegen gerade dort, an den Verkehrswegen, ziemlich viel Stationen.)

Außerhalb der Faltengebirge scheinen die isostatischen Einheiten größer zu sein, sowohl der kanadische als der skandinavische Schild sind z. B. im Quartär als Ganzes recht einheitlich bewegt worden. Aber bei der Weitmachigkeit des Beobachtungsnetzes muß man mit dem Urteil noch zurückhalten. Vielleicht ist die ungleichmäßige Emporwölbung Skandinaviens in Bewegungen getrennter Schollen aufzulösen? Ein einheitlicher Schild ist diese Landmasse nicht; die Bruchregion Mittelschweden—Finnischer Busen ist nicht nur in der Tektonik ausgezeichnet, sie weicht auch in den Schwerewerten ab und hat in der Geschichte der quartären Krustenbewegungen eine eigenartige Rolle gespielt. Die Angabe der skandinavischen Geologen, daß die Isanabasen dieses Senkungsgebiet ganz ungebrochen durchlaufen sollen, hat mich immer gewundert

Die Dichte kann man in einer solchen Scholle wohl als konstant annehmen, auch in den tiefsten Grundgebirgsaufschlüssen sieht man Granit, Gneis, basische Gesteine usw. wie an der Oberfläche; eine regelmäßige Dichtezunahme ist bis zu diesen Tiefen nicht nachweisbar. Die Einstellung der Schollen aufs isostatische Gleichgewicht erfolgt durch mehr oder weniger tiefes Eintauchen. Das würde also der Airyschen Annahme besser entsprechen als der Hayfordschen, welche letztere die Kompensationsmasse gleichmäßig auf die ganze Säule von 120 km aufteilt. Wie bekannt, führt die Airysche Annahme zu geringerer Tiefe der Ausgleichsfläche als die Hayfordsche. Mit Rücksicht auf die neuen Ergebnisse von Gutenberg⁹⁾ kann das als sehr erwünscht bezeichnet werden. Danach wäre der Tiefgang der Schollen mit 50 bis 60 km zu veranschlagen, doch wird man bei der Dürftigkeit des Beobachtungsmaterials sich besser noch nicht endgültig auf die Ziffer festlegen.

Jede Rechenregel der isostatischen Reduktion muß annehmen, daß störende Masse oben, und kompensierende unten auf dem gleichen Lote liegen: das ist die einzige allgemein eindeutige Zuordnung. In der geologischen Wirklichkeit braucht das nicht zutreffen, die Bedingung hydrostatischen Gleichgewichtes führt nicht zu solcher punktweisen Zuordnung. Eine Scholle kann unregelmäßig begrenzt sein, Partien von abnormer Dichte einschließen; sie stellt sich beim Schwimmen so ein, daß Last und Auftrieb in Summe sich die Wage halten. In einzelnen nach dem Lote herausgegriffenen Säulen wird kaum je Gleichgewicht herrschen, es ist die Festigkeit der Scholle, welche alles zu einem Gleichgewichtssystem zusammenfaßt. Auch benachbarte Schollen werden einander in gewissem Maße mechanisch beeinflussen, die Reibung kann starke Impulse übertragen, gelegentlich (in Faltengebirgen z. B.) sind die Schollen nicht bloß aneinander, sondern übereinander gepreßt, wie bei einer Eispressung. Bei der Reduktionsrechnung wird man all das nur im größten in Rechnung ziehen können; schon das tektonische Bild wird Unsicherheiten enthalten, ganz unbekannt ist aber, wie die betreffenden mechanischen Beziehungen in Rechnung zu stellen wären (Reibung, Elastizität, Festigkeit usw.).

Den Rechnungsvorgang zur Ermittlung der isostatischen Anomalie ($g-\gamma_i$) stelle ich mir folgendermaßen vor: die reduzierte Normal-schwere ist

$$\gamma_i = \gamma_0 + \Delta_h + (\Delta_n + \Delta_f) + \Delta_i,$$

darin ist Δ_h die gewöhnliche Höhenreduktion, $(\Delta_n + \Delta_f)$ sei die Vertikal-komponente der Attraktion der an der Oberfläche bekannten störenden Massen. Dazu gehören alle Massen über dem Meeresniveau und Störungen unter demselben, die genau bekannt sind: Hohlformen der Meere und dergleichen (den Magnetitquarzit von Kursk z. B. müßte man da gleich in Rechnung stellen), und zwar rührt Δ_n von der Anziehung der stationsnahen Gebirgs-teile her. Deren Masse ist wie bei der topographischen Reduktion gebräuchlich, aus der Höhenschichtenkarte — mit Berücksichtigung der aus der geologischen Karte zu entnehmenden Gesteinsdichte — zu ermitteln, die Attraktion nach der bekannten Formel für Zylindersektoren zu berechnen. Außerhalb eines Kreises, dessen Radius mit höherem Relief größer zu wählen ist, kann man das Terrain mehr generalisieren. Die Berechnung der Anziehung dieser fernen Massen Δ_f kann man mit der von Δ_i zu einer Operation vereinigen. Für unsere Zwecke unterläßt man das besser, um eine reinliche Abtrennung der von Hypothese freien Δ_h , Δ_n , Δ_f , und klare Übersicht des Einflusses verschiedener Annahmen auf Δ_i zu erhalten.

Bei Berechnung von Δ_i schlage ich für den ersten Schritt eine starke Vereinfachung vor: man grenze auf der Karte die tektonisch gegebenen Schollen ab, bestimme für jede die mittlere Meereshöhe (mit entsprechender Korrektur, wenn Massen von abnormer Dichte darin bekannt sind) und berechne die dieser entsprechende mittlere Tauchungstiefe, wobei fürs erste (nach Gutenberg, diese Zeitschrift 1, 107) bei Kontinentalschollen genommen werde: als normale Tauchungstiefe bei Meereshöhe θ : $T = 60$ km und als Verhältnis der Dichten

unten und oben $\tau = \frac{2.8}{3.2} = \frac{7}{8}$. Was die Scholle über T taucht, ist negative

Störungsmasse von der Dichte $3.2 - 2.8 = 0.4$, was sie hinter T zurückbleibt, positive, und wird wieder nach der Formel der Zylindersektoren in Rechnung gestellt. Auch hier ist ein engerer Kreis abzugrenzen, der nach der Detailtektonik zu bearbeiten ist, und ein weiterer, für den Berücksichtigung der Großformen genügt. Hier ist die vorgeschlagene Rechnungsweise einfacher als die bisherige. Man braucht für Δ_i nicht mehr jeden Zylindersektor in der topographischen Karte einzeln zu planieren; fällt er als Ganzes innerhalb von Schollengrenzen, so liest man die Tauchungstiefe aus der geologischen Schollenkarte einfach ab, sonst bestimmt man sie schnell nach der Regel detri (etwa: ein Viertel auf Scholle mit 60 km, drei Viertel auf Scholle mit 61 km, gibt mittlere Tauchungstiefe 60.75, womit man in die Tabelle geht), was kürzer als bisher ist. Das fällt ins Gewicht, weil man Δ_i nach verschiedenen Annahmen wird rechnen müssen, verschieden nicht nur nach T und τ , was ja nur den Nebeneinandergebrauch von mehreren Tabellen verlangen würde, sondern auch in bezug auf die geologische Gliederung.

Welchen Nutzen verspricht das vorgeschlagene Verfahren? Bei Beantwortung dieser Frage müssen wir ziemlich weit ausholen. Die Theorie

der Isostasie verknüpft zwei recht heterogene Begriffe: Attraktion und hydrostatischen Auftrieb, zwischen denen eine Beziehung nur dadurch vermittelt wird, daß beide von der Massenverteilung in der Erdkruste abhängen. Daher können drei Probleme gestellt werden:

1. Gegeben ist die Massenverteilung: dann ist Attraktion und Auftrieb eindeutig bestimmt und leicht zu rechnen.

2. Gegeben ist der Auftrieb: mit Hilfe der geologischen Daten kann man daraus die Massenverteilung ableiten, was auch gleich die Attraktion gibt.

3. Gegeben ist die an der Erdoberfläche gemessene Attraktion: dann gibt es noch unendlich viele Massenverteilungen im Erdinnern, die der Angabe gleich gut genügen. Die Aufgabe wäre erst bestimmt, wenn wir eine weitere Funktionsbeziehung angeben könnten. An Stelle einer solchen müssen wir geophysikalische und geologische Postulate benutzen, und ausprobieren, welche Massenverteilung diesen entspricht und gleichzeitig die gemessenen Schwerewerte gibt. Wir werden unsere Annahmen über Massenverteilung so formulieren, daß sie jenen Bedingungen genügen. Die daraus berechneten γ stimmen nicht mit den gemessenen g , es bleiben „Anomalien“. Nun formulieren wir ein zusätzliches Massensystem, das die Anomalien erster Ordnung erklärt und ebenfalls von vornherein jenen Bedingungen genügend gewählt wird; ebenso weiter mit den nunmehr verbleibenden Anomalien zweiter Ordnung usf. Gelingt es, diese Rechnung so zu führen, daß die sukzessiven Zusatzglieder immer kleiner werden, so kann das als Surrogat einer konvergenten Reihenentwicklung gelten.

Die erste Bedingung, der wir genügen wollen, ist geophysikalisch, nämlich, daß die Erdkruste soweit als möglich im hydrostatischen Gleichgewicht sein soll. Erster Schritt: es wird für die ganze Erde ein γ_0 festgelegt, das einer möglichen Gleichgewichtsfigur¹⁰⁾ entspricht; das rechtfertigt sich durch die Beobachtung von Hecker-Helmert, daß die verbleibenden Anomalien erster Ordnung sich über Meer und Land gleichmäßig verteilen. Der zweite Schritt ist die Hypothese der Isostasie. Auch sie rechtfertigt sich dadurch, daß sie die verbleibenden Anomalien zweiter Ordnung stark herabdrückt. Diese, die isostatischen Anomalien, sind geologisch zu erklären, darum muß man die Rechnung so anlegen, daß die Geologie hier anschließen kann!

A. Die Ursache der verbliebenen Unstimmigkeit sei, daß die wirkliche Massenverteilung von jenem vereinfachten Bilde abweicht, das der isostatischen Reduktionsrechnung zugrunde gelegt war; aus dem Vergleich des letzteren mit dem geologischen wären also die kompensierenden Massen zu ermitteln. Wollte man von dem durch die bisherigen Methoden nach Hayford, Niethammer u. a. definierten Massenverteilungen zu dem geologischen Bilde der schwimmenden Schollen übergehen, so würde das eine mühsame Umrechnung bedingen. Daher schlage ich vor, gleich den Ansatz der isostatischen Reduktion auf ein vereinfachtes geologisches Bild zu begründen; dann ist es leicht, aus den geologischen Daten jene Zusatzkompensationsmassen zu ermitteln, welche die isostatischen Anomalien erklären sollen.

B. Daß nach der isostatischen Reduktion noch Anomalien verbleiben, kann aber auch daran liegen, daß die Grundbedingung (hydrostatisches Gleichgewicht) nicht erfüllt war. Das führt zu jener Aufgabe, die oben unter 2 angegeben war (Auftrieb gegeben). In einem Schollenmosaik, das völlig im Gleichgewicht schwimmt, müßte nach isostatischer Reduktion (abgesehen von kleinen Lokalunregelmäßigkeiten) die Schwereanomalie überall verschwinden. Überwiegt bei einer (großen) Scholle der Auftrieb, d. h. ist sie für ihre Lage zu leicht, so wird über ihr nach der isostatischen Reduktion eine negative Anomalie erscheinen; ebenso bei überwiegender Last eine positive. Wir dürfen also zwar nicht aus negativer Anomalie auf Überwiegen des Auftriebes schließen, wohl aber umgekehrt. Das paßt recht gut zu den Beobachtungen. Wir dürfen wohl annehmen, daß die in säkularer Hebung begriffenen Gebiete (kanadischer, fennoskandischer Schild usf.) eben durch den isostatischen Auftrieb gehoben werden. Das sind alles auch Gebiete mit negativer Anomalie, gerade wo die Senke anschließt (Neuenglandküste, Lofoten), erscheint positive Anomalie¹¹).

Es ist nicht zu leugnen, daß durch die Konkurrenz der zwei Ursachen A und B eine gewisse Unsicherheit in das weitere Verfahren gebracht wird. Ich glaube, daß nach der isostatischen Reduktion zuerst B in Rechnung gestellt werden soll, wenigstens bei großen Massen wie z. B. Skandinavien; denn die Massendefekte, die solche heben können, dürften weit größer sein als die Störungen der Lokaltektonek. Ebenso müssen aber auch die von ihnen herrührenden fiktiven Anomalien (Randstörungen) größer sein und sollten daher zuerst aus dem Bilde der Schwereverteilung eliminiert werden. Die Rechnung wäre so durchzuführen, daß man zuerst feststellt, welche Teile der Erde in säkularer Hebung, welche in Senkung sich befinden — und dabei die verhältnismäßigen Geschwindigkeiten zu schätzen versucht. Wo geodätische Daten fehlen (das ist meistens), muß die Morphologie aushelfen. Mittelwertbildung über die einzelnen Areale für sich, und Vergleichung derselben untereinander würde die lokalen Unregelmäßigkeiten zurücktreten lassen, ein Kompromiß zwischen Geschwindigkeitsschätzung und Mittelwert der isostatischen Anomalie ergäbe eine ungefähre Ziffer für den Massendefekt (-überschuß), der das Steigen (Sinken) verursacht. Diesen legt man wie früher als störende Masse von der Dichte 0.4 an die Unterseite der betreffenden Scholle und rechnet daraus die Korrektur, die an γ ; deswegen angebracht werden muß ($\Delta\delta$). Wegen Unsicherheit der Grundlagen wird man das für verschiedene Annahmen rechnen müssen und dann diskutieren, welches Ergebnis den geologischen Beobachtungen am besten zu entsprechen scheint. Die Anomalien, die nach dieser Korrektur noch verbleiben, müssen aus den lokalen geologischen Verhältnissen erklärt werden (wie oben unter A angegeben).

Bisher haben wir die der isostatischen Reduktion zugrunde liegenden Werte T und τ als gegeben angesehen (etwa von den Seismologen übernommen). Diese grundlegenden Ziffern müssen aber aus dem Material der Schweremessung selbst nachgeprüft werden. Auch hier ist wieder festzustellen, daß die Geodäten nicht ganz auf dem rechten Wege waren, wenn sie derartige Ausgleichsrechnungen daraufhin anlegten, daß jene Annahme als die beste zu gelten hätte, bei der „die übrig bleibenden Schwereanomalien kleiner sind als bei irgend einer

anderen“¹²⁾). Ein Gebiet säkularer Hebung z. B. soll negative Anomalie haben! Auch wird man den Wert von T besser nicht aus Schweremessungen in einem jungen Hochgebirge¹³⁾ ableiten; denn dort dürften die negativen Anomalien überwiegen, andere Teile [Randseenzone¹⁴⁾ z. B.] können mit Fug und Recht positive beanspruchen; es ist gar nicht zu übersehen, wie diese Extremwerte das Mittel beeinflussen werden. Von rein lokalen Unregelmäßigkeiten kann man hoffen, daß sie sich im Mittel wegheben, die $\Delta\sigma$ aber haben regionalen, das ist systematischen Charakter und müssen daher unbedingt eliminiert sein, bevor man an die Untersuchung geht, welche Werte von T und τ das plausibelste System der Δ_i geben.

Es ist nicht einmal auszuschließen, daß systematische Fehler aus dieser Quelle sogar bei Bestimmung der Normalschwere γ_0 zu fürchten sind. Das vorliegende Material an Schweremessungen dürfte in den hohen Nordbreiten wegen Überwiegen von Hebungsgebieten (kanadischer, skandinavischer Schild) durchschnittlich zu kleine g -Werte haben, in mittleren Nordbreiten überwiegen die Senken, das sind die Alluvialebenen der Kulturländer mit der Überzahl der Schwerestationen, in exotischen Ländern dagegen die Küstenstationen, die auch der Senkung verdächtig sind. Ein Übersehen hier kann gerade Sorgfalt zum Schaden ausschlagen lassen; wenn Berroth¹⁵⁾ einen besonders guten Wert von γ_0 dadurch erzielen will, daß er Stationen mit kleinem isostatischen Reduktionsbetrag auswählte, so ist zu vermuten, daß das meist Orte auf sinkendem Boden waren (Liste ist leider nicht dabei) und daß also dieser γ_0 -Wert gerade wegen der Sorgfalt zu groß ausgefallen sein wird. Es ist dies der zweite Grund, warum ich gegen die Mode bin, höhere Glieder der Kugelfunktionsentwicklung in γ_0 mitzunehmen; gerade bei diesen können die angezogenen systematischen Fehler zum Ausdruck kommen, während sie in der alten kurzen Formel für γ_0 sich so ziemlich herausheben müssen.

Literatur.

¹⁾ Für die Schweiz, auf die noch mehrmals zurückzukommen sein wird, findet man dies: in Astronomisch-geodätische Arbeiten in der Schweiz (herausgegeben von der Schweiz. geodätischen Kommission), Bd. XVI, Bern 1921; in Alb. Heims Publ.: Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges., Zürich 1915, Jahrb. Schweiz. Alpenklubs 1919, Geologie der Schweiz, Bd. II, S. 52, Taf. I und bei Th. Niethammer: Verh. Schweiz. Naturf. Ges. (102. Jahresvers.) 1921; für die Vereinigten Staaten in G. K. Gilbert: Interpretation of anomalies of gravity, U. S. geol. survey, Prof. Paper 85—c, 1913.

²⁾ Vgl. dazu R. v. Sterneck in: Resultate d. wissensch. Unters. des Balaton Bd. I, I. Teil, Geophys. Anhang I.

³⁾ Vgl. F. R. Helmert: Die Tiefe der Ausgleichsfläche bei der Prattischen Hypothese für das Gleichgewicht der Erdkruste usw. Sitzber. Akad. Berlin 1909, S. 1192. Es ist leicht einzusehen, daß eine andere Hypothese wohl andere Ziffern geben würde, daß aber der Sinn der Störung am Steilrand im Wesen der Isostasie begründet ist.

⁴⁾ Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustand der Erdrinde. Abh. Sächs. Akad. d. Wiss., math.-phys. Kl., 88, Nr. 11, Leipzig 1921.

⁵⁾ l. c., S. 54, Taf. 11.

⁶⁾ Siehe Riggensbach: Astronomisch-geodät. Arb. in der Schweiz, Bd. X, 1908.

⁷⁾ Dies habe ich aus theoretischen Gründen schon lange vermutet. Siehe Vulkanismus und Gebirgsbildung. Zeitschr. f. Vulkanol., Bd. V, 1920. Da die Bouguerschen Anomalien derart ein völlig verkehrtes Bild geben können, ist die Auffassung von

Ansel (diese Zeitschr. 1, 167), der ihre Verwertung „praktisch“ findet, wenn sie auch „nicht völlig streng“ seien, einigermaßen verfehlt.

8) In gewissem Grade mag das in dem Rechnungsvorgang begründet sein, den Niethammer angewendet hat. Siehe: Zur Theorie der isostatischen Reduktion der Schwerebestimmung, Verh. Naturf. Ges. Basel 28, II. Teil, 206 (1917). Es muß hervorgehoben werden, daß Niethammers Methode trotzdem einen wesentlichen Fortschritt darstellt.

9) Siehe Gutenberg: Der Aufbau der Erdkruste auf Grund geophysikalischer Beobachtungen, diese Zeitschr. 1, 94.

10) Darum bin ich gegen die Mode des Längengliedes nach 2λ als sinnwidrig. Die Bemerkungen Ansel's (diese Zeitschr. 1, 37, 167) zeigen übrigens, daß damit nur Mißverständnisse hervorgerufen werden.

11) Als ich gelegentlich einem Geophysiker gegenüber meiner Befriedigung Ausdruck gab über diese Bestätigung der Theorie, bekam ich die erstaunte Antwort: „Aber das ist ja selbstverständlich!“ Was zur Beleuchtung der verschiedenen Standpunkte mitgeteilt wird. Für die beobachtende (induktive) Naturwissenschaft muß eine Deduktion „selbstverständlich“ durch direkte Beobachtung verifiziert werden.

12) Vgl. Heiskanen: Diese Zeitschr. 1, 226.

13) Niethammer, Verh. Schweiz. Naturf. Ges., 102. Jahrg., S. 62, (1921).

14) Deswegen ist es unrichtig, wenn Heiskanen (Veröffentl. d. Finnischen geodät. Inst., Nr. 4, Helsingfors 1924) sich bemüht, diese Überschwere der Randsenke durch superlativische Annahmen bei der isostatischen Reduktion wegzuschaffen.

15) A. Berroth: Gerlands Beitr. z. Geophys. 14, Heft 3 u. 4 (1916—1918).

Die gleichmäßig gedrehte Drehwage.

Von **Karl Kilchling** in Freiburg i. B. — (Mit einer Abbildung.)

Kurzer Bericht über das Prinzip einer gleichmäßig gedrehten Drehwage; an einer berechneten Kurve der Ablenkungen über den ganzen Azimutbereich von 0 bis 360° ist gezeigt, wie die Auswertung der Aufnahme sich gestaltet.

Die gleichmäßig gedrehte Drehwage besteht aus einer Eötvös-*wage*, welche durch ein Uhrwerk in kontinuierliche, langsame, erschütterungsfreie, gleichmäßige Drehung versetzt wird. Während der Drehung kann die Ablenkung des Gehänges entweder okular oder photographisch beobachtet werden. Bei der photographischen Registrierung entsteht, sofern die Beleuchtung des Spiegels dauernd erfolgt, eine zusammenhängende Kurve. Die ursprünglich vorhandenen Schwierigkeiten bei der Erzeugung einer gleichförmigen Drehbewegung können jetzt als überwunden gelten ¹⁾.

Unter dem Einfluß des Schwerfeldes wird das Gehänge gegenüber dem Gehäuse vorlaufen oder zurückbleiben. Gemessen wird also die Winkelgeschwindigkeit des Gehänges oder besser der Zuwachs dieser Geschwindigkeit, die Winkelbeschleunigung. Im letzteren Falle ist die zu jedem Azimut gehörige Beschleunigung direkt gleich dem Winkel ϑ , um welchen die Stellung des Gehänges gegen die des Gehäuses in der Zeiteinheit differiert.

Um die Theorie in den Grundzügen klarzumachen, ist im folgenden eine Diskussion einer durch eine gewöhnliche Eötvös-*wage* aufgenommenen Messung