

Werk

Titel: Die Schwerebestimmung an der Erdoberfläche und ihre Bedeutung für die Ermittlung...

Autor: Hecker, O.

Ort: Berlin

Jahr: 1909

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?391365657_1909 | LOG_0142

Kontakt/Contact

[Digizeitschriften e.V.](#)
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

✉ info@digizeitschriften.de

Vorträge und Abhandlungen.

Die Schwerebestimmung an der Erdoberfläche und ihre Bedeutung für die Ermittlung der Massenverteilung in der Erdkruste.*

Von Professor Dr. O. Hecker in Potsdam.

(Hierzu Tafel 4—6.)

Wenn man die Fortschritte betrachtet, die in den verschiedenen Zweigen der Erdkunde in den letzten Jahrzehnten gemacht sind, so verdient besonders eine ihrer Disziplinen, die Geophysik, hervorgehoben zu werden. Aus kleinen Anfängen emporgeblüht, ist sie in der jüngsten Zeit zu einer selbständigen Wissenschaft erstarkt. Mit Stolz kann sie auf eine Reihe von wichtigen Forschungsergebnissen zurückblicken, die besonders das letzte Jahrzehnt gebracht hat. Es konnten in diesem Zeitraum Fragen gelöst werden, deren Beantwortung noch vor wenigen Jahren als völlig aussichtslos betrachtet werden mußte.

Eine der Fragen, die man als bereits in großen Zügen gelöst betrachten kann, betrifft das Gesetz, nach dem der Aufbau der Erdkruste aus Massen von zum Teil sehr verschiedener Dichte sich vollzogen hat. §

Ich möchte mir erlauben, §hierüber heute einiges zu sagen. Gestatten Sie mir hierbei, im Interesse einer einheitlichen Darstellung auch Tatsachen zu berühren und zu wiederholen, die man als allgemein bekannt betrachten kann.

Unser Erdkörper hat, wie bereits Newton und Huygens aus theoretischen Gründen schlossen, die Form eines Rotations-Ellipsoids. Aus den Breitengradmessungen leiteten Laplace und später Bessel die Größe der Abplattung §des Ellipsoids ab. Bessel erhielt für die Abplattung einen Wert, der noch jetzt als gute Annäherung gelten kann.

Von diesem Rotations-Ellipsoid weicht aber die mathematische Erdgestalt ab.

*) Vortrag, gehalten in der Fachsitzung vom 14. Dezember 1908.

Die äußere Rinde der Erde ist nämlich, soweit sie uns zugänglich ist, aus Massen von außerordentlich verschiedener Dichtigkeit aufgebaut, und diese Verschiedenartigkeit der Massen erstreckt sich noch ziemlich weit in die Tiefe, wie sich später ergeben wird. Die Richtung der Schwere an jedem Punkte ist aber ein Produkt der Gesamtwirkung aller dieser Unregelmäßigkeiten. Diejenige Fläche nun, welche überall die Richtung der Schwere senkrecht schneidet und von der die Oberfläche des Weltmeeres einen Teil ausmacht, ist das, was wir im geometrischen Sinne „Oberfläche der Erde“ nennen. Bessel hat die mathematische Erdgestalt definiert als diejenige Fläche, die die Oberfläche des Wassers eines mit dem Meere zusammenhängenden, die Erde bedeckenden Netzes von engen Kanälen bilden würde; hierbei ist aber vorausgesetzt, daß das Wasser sich in relativer Ruhe gegen den Erdkörper befindet, also ohne Störungen, wie die Einwirkung von Sonne und Mond (Ebbe und Flut) und der Winde, und unter unveränderlichem Luftdruck an der Meeresfläche.

Für diese Fläche wurde dann später von Listing der Name „Geoid“ eingeführt.

Trotz der gewaltigen Deformationen, welche die oberen Schichten der Erde während und nach der Erstarrung der Erdoberfläche erfuhren, sind die Abweichungen zwischen dem Rotations-Ellipsoid und dem Geoid im allgemeinen nicht erheblich. Die Hebungen und Senkungen kontinentalen Charakters, die das Geoid gegen das Ellipsoid aufweist, dürften sich innerhalb ± 100 m halten.

Ebenso ist der Richtungsunterschied der Lotrichtung des ideellen Ellipsoids und die wirklich beobachtete reelle Lotrichtung des Geoids, die Lotabweichung, im allgemeinen gering. Sie beträgt im Durchschnitt nur einige Bogensekunden. In der Nähe von Gebirgen und an Meeresküsten steigt sie aber leicht auf 10 Bogensekunden, an einzelnen Stellen sogar bis auf 100 Bogensekunden.

Zur Bestimmung der Unregelmäßigkeiten des Geoids oder der Niveauflächen dienen ganz besonders die Schwerekräftsmessungen, die uns gestatten, die Abstände des Geoids vom mittleren Rotations-Ellipsoid zu bestimmen.

Unter Schwerekräft verstehen wir bekanntlich die Kräft, welche das Fallen eines Körpers, dem man seine Unterlage fortgenommen hat, verursacht; ein Maß für ihre Größe gibt die Geschwindigkeit, welche ein an der Oberfläche der Erde frei fallender Körper nach der ersten Sekunde erlangt hat.

Durch Fallversuche aber die Intensität der Schwerekräft an verschiedenen Orten auf der Erde genau zu messen, ist nicht ausführbar.

Dafür besitzen wir aber in dem Pendel ein vorzügliches Instrument für die Schwerkraftmessung. Denn die Anzahl der Schwingungen, welche ein Pendel von gegebener Länge in einer bestimmten Zeit ausführt, hängt von der Intensität der Schwere ab. Vergleichen wir also die Anzahl der Schwingungen, die ein Pendel von unveränderlicher, einmal bestimmter Länge an verschiedenen Orten der Erdoberfläche macht, so erhalten wir ein Maß für die Schwerkraft an diesen verschiedenen Orten.

Beobachtungen dieser Art sind nun nicht so einfach, wie man denken könnte, sondern sie erfordern sehr komplizierte Apparate und eine genaue Berücksichtigung einer Reihe von Fehlerquellen, wie des Temperatur-Einflusses, der Luftdichte, der Bewegung des Stativs infolge des Schwingens des Pendels u. s. w.

Die Messungen mit den älteren Apparaten waren sehr mühevoll und zeitraubend, da die Methoden der Messung der Schwingungsdauer und die Konstruktion der Pendelapparate selbst noch wenig entwickelt waren. Mit solchen Pendeln älterer Konstruktion wurden besonders von den Franzosen und Engländern in den ersten Dezennien des vorigen Jahrhunderts eine Reihe von Messungen auf dem Festlande, auf Inseln und an Meeresküsten ausgeführt. Dann wurde aber die Ausführung von Pendelbeobachtungen ganz vernachlässigt, da sich das allgemeine Interesse mehr den Gradmessungen zuwandte.

Erst mit der Einführung kurzer, leichter Pendel durch v. Sterneck, die für Reisebeobachtungen sehr bequem sind und außerdem sehr genaue Messungen ermöglichen, nahmen die Schwerebestimmungen einen neuen Aufschwung.

Die zu Schwerkraftsbestimmungen erforderlichen Instrumente zeigt Tafel 4. Links von der Mitte des Bildes haben wir den Pendel-Apparat, der auf einem Kupferkonus als Stativ aufgestellt ist. Die Pendel hängen an vorspringenden Konsolen, die mit Achatlagern versehen sind, und schwingen in kleinen Kammern. Bei dem abgebildeten Pendelapparat können drei Pendel zur Verwendung kommen, in der vierten Kammer ist ein Thermometer aufgestellt, das ebenfalls die Form eines Pendels hat. Die Temperatur der Pendel muß sehr genau bestimmt werden, da sie einen großen Einfluß auf die Schwingungsdauer der Pendel hat.

Die Pendel selbst sind aus Messing, Phosphorbronze oder in neuerer Zeit auch aus einer Sorte von Nickelstahl, dessen Ausdehnungskoeffizient durch die Wärme sehr gering ist, angefertigt. Die Form der Pendel ist aus der Abbildung ersichtlich. Die Pendelstange trägt ein Gewicht in der Form eines abgestumpften Doppelkonus. Diese Form ist

gewählt, weil bei ihr der Einfluß des Luftwiderstandes beim Schwingen des Pendels gering ist. In die obere Fassung ist eine Achatschneide eingesetzt, mit der das Pendel auf seinem Lager ruht. Außerdem ist am Kopf des Pendels noch ein Spiegel befestigt; mit Hilfe des Fernrohres des Koinzidenz-Apparats werden dann die Schwingungen des Pendels beobachtet und nach der Koinzidenzmethode mit einer astronomischen Pendeluhr, die auf der Abbildung links zu sehen ist, verglichen. Der Gang dieser Pendeluhr wird durch astronomische Zeitbestimmungen kontrolliert.

An die Unveränderlichkeit des Pendels werden sehr große Ansprüche gestellt. Schon eine Längenänderung des Pendels von einigen zehntausendstel Millimetern ist bei mehrfacher Wiederholung der Beobachtungen sicher wahrnehmbar und bewirkt einen merkbaren Messungsfehler.

Die Prismen und Spiegeleinrichtung am Kopfe der Säule dient dazu, zu ermöglichen, daß man alle Pendel von einem Stande aus beobachten kann.

Um den Einfluß der Temperaturschwankung möglichst zu beseitigen, wird während der Beobachtungen auf dem vorspringenden Rand der Fußplatte des Apparats eine schwere, doppelwandige Metallglocke aufgesetzt, die mit den entsprechenden Fenstern für die Ablesungen versehen ist. Sie steht auf der Abbildung rechts auf dem Boden.

Pendelapparate dieser Art werden jetzt fast überall für die Schwerkraftmessungen verwandt; die älteren Formen werden kaum mehr gebraucht.

Mit einem solchen Apparat macht man relative Schweremessungen, d. h. man beobachtet zunächst auf einer Hauptstation, für die der absolute Wert der Schwerkraft bekannt ist, und dann an dem Orte, dessen Schwerkraft bestimmt werden soll. Die Beobachtungsmethoden sind gegenwärtig so ausgebildet, daß man innerhalb einer halben Stunde die Schwingungsdauer eines Pendels bis auf einige Zehnmillionstel der Zeitsekunde bestimmen kann.

Wie sehr die Ausführung von Schwerkraftbestimmungen durch die Einführung dieses Apparats belebt wurde, ergibt sich aus dem folgenden.

Für die Bestimmung des Abhängigkeitsverhältnisses der Schwerkraft von der geographischen Breite konnte Helmert im Jahre 1884 Messungen auf 122 Stationen verwenden.

Im Jahre 1891 war die Zahl der Stationen, an denen Schwerkraftmessungen ausgeführt waren, auf 350, im Jahre 1895 auf 860 und im

Jahre 1901 bereits auf 1395 angewachsen. Diese Messungen, die sich auf alle Länder der Erde verteilen, erhielten durch ihre Verbindung mit den europäischen Hauptstationen einen festen Zusammenhang, sodafs Helmert¹⁾ aus ihnen einen genaueren mathematischen Ausdruck für den theoretischen Wert der Schwerkraft in den verschiedenen Breiten ableiten konnte. In den letzten Jahren sind wiederum eine grössere Anzahl von Pendelbeobachtungen ausgeführt, sodafs wir jetzt die Schwere an mehr als 2000 über den ganzen Erdball verteilten Stationen kennen. Über die Resultate dieser Schwerebestimmungen wird fortlaufend in den Veröffentlichungen der Internationalen Erdmessung berichtet.

In welcher Weise können wir nun die Resultate der Schwerkraftmessungen zur Ermittlung der Massenverteilung in der Erdkruste verwerten?

Haben wir die Schwerkraft an einem Orte bestimmt und berechnen nun nach der Helmerischen Formel die Normalschwerkraft, so gibt uns die Differenz die Schwerestörung. Liegt der Beobachtungsort nicht im Meeresniveau, so können wir den Normalwert in doppelter Weise auf den Ort reduzieren, nämlich zunächst, indem wir die zwischen dem Meeresniveau und der Station gelagerten Massen unberücksichtigt lassen — die Differenz zwischen dem so gewonnenen Normalwert und dem Beobachtungswert nennen wir die totale Schwerestörung — oder indem wir auch die Anziehung der zwischengelagerten Masse noch berücksichtigen; wir nennen die Differenz dann die ideelle Schwerestörung.

Diese Störungen sind es nun, welche uns über die Massenverteilung in der Erdrinde Aufschluß geben. Ist nämlich der durch die Beobachtung ermittelte Wert der Schwerkraft grösser als der Normalwert, so ist die Dichte der Massen, aus denen die Erdkruste an dieser Stelle aufgebaut ist, grösser als die durchschnittliche Dichte der Masse der Erdkruste und umgekehrt.

Schon die älteren Messungen der Schwerkraft, die um die Mitte des vorigen Jahrhunderts in Indien und in den Gebieten des Himalaya ausgeführt wurden, brachten in Verbindung mit den dort gewonnenen Gradmessungsergebnissen ein bedeutsames Resultat. Die Beobachtungen an den Gebirgsstationen ergaben nämlich, dafs die beobachtete Schwerkraft im Vergleich zu der auf die entsprechende Höhe reduzierten

¹⁾ Helmert, F. R., Der normale Teil der Schwerkraft im Meeresniveau. Sitzungsberichte der Königl. Preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin. XIV, 1901.

Normalschwerkraft sehr viel zu klein war. Diese Tatsache brachte den Engländer Pratt¹⁾ auf den Gedanken, daß die sichtbar über den Meereshorizont emporragenden Massen der Gebirge durch unterirdische Defekte kompensiert werden, daß also die Erdkruste unterhalb der Gebirge aus einem weniger dichten Material bestehe.

Er nahm an, daß sich die Erdrinde bei ihrer Erstarrung aus einem flüssigen oder halbflüssigen Zustande in ungleichmäßiger Weise zusammengezogen habe, und daß sich dabei die weniger dichten Massen emporhoben und zu Gebirgen und Kontinenten wurden, während die dichten Massen hinabsanken und den Boden der Meere bildeten.

Diese berühmte Hypothese von der isostatischen Lagerung der Massen der Erdkruste wurde später von Helmert²⁾ eingehend auf ihre Berechtigung geprüft. Nachdem er zunächst die grundlegenden mathematischen Entwicklungen für die Behandlung solcher Probleme aufgestellt hatte, untersuchte er 1890 die Schwerkraftsverhältnisse in drei Hochgebirgen, dem Himalaya, dem Kaukasus und den Tiroler Alpen, für welche Schwerkraftsmessungen vorlagen³⁾.

Für den Himalaya, der allerdings nur wenige Messungen aufwies, ergab sich folgendes. Unterhalb der 4700 m hoch gelegenen Station Moré findet sich ein ideeller Massendefekt, der den größten Teil der über dem Meeresniveau befindlichen Massen kompensiert. Der Defekt entspricht einer auf das Meeresniveau kondensiert gedachten Schicht von 4000 m Dicke und einer Dichte von $-2,4$. Die Messungen, welche in den letzten Jahren von englischen Offizieren in dem Gebiete des Himalaya ausgeführt sind, ergänzen und bestätigen die früheren Ergebnisse.

Die Untersuchung der Schwerkraftsverhältnisse im Kaukasus ergab, daß auch hier im allgemeinen die Massen über dem Meereshorizonte durch unterirdische Defekte kompensiert sind. Es scheint aber, als fänden die Massen des Kaukasus ihre Kompensation durch Defekte, die nicht gleichmäßig nördlich und südlich vom Kamm des Gebirges verteilt sind, sondern mehr nach Süden hin liegen.

Für die Tiroler Alpen lag ein sehr reiches Material von

¹⁾ Pratt, J. H., On the Variation of Gravity at Kaliana, Kalianpoor and Damargida, produced by the irregularities of the Earth's crust. Dehra 1869.

²⁾ Helmert, R., Mathem. u. physik. Theorien der höheren Geodäsie. Band II, Leipzig 1884.

³⁾ Helmert, R., Die Schwerkraft im Hochgebirge. Veröffentl. des Kgl. Preufs. Geodätischen Institutes. 1890.

Schwerkraftsbestimmungen in den Messungen von v. Sternecks¹⁾ vor. Die Diskussion dieser Messungen führten Helmert zu dem Schluß, daß unterhalb der Tiroler Alpen zwischen Innsbruck, Landeck, Stilfser Joch und Bozen ein relativer Massendefekt in der Erdkruste vorhanden sei, der einer Schicht von 1200 m Dicke und $-2,4$ Dichtigkeit entspreche. Hiernach ist dieser Teil der Alpen nicht vollständig kompensiert, was vielleicht daher rührt, daß die Massendefekte sich in größerer Tiefe vorfinden. Bei den Alpen fällt übrigens nach den neueren Messungen²⁾ ebenfalls das Maximum des Defektes nicht mit der höchsten Erhebung zusammen, sondern ist etwas nach Norden verschoben. Nach Süden nimmt er dagegen rasch ab. In der Gegend des Garda-Sees ist sogar ein Massenüberschuß vorhanden, was auf die Art der Entstehung der Alpen durch von Süden nach Norden wirkende Schubkräfte hindeutet.

Die Untersuchung Helmersts führt also zu dem Resultat, daß bei edem der drei untersuchten Hochgebirge unterirdische Massendefekte durch die Schweremessungen ermittelt wurden, welche die Anziehung der Gebirgsmassen über dem Meereshorizont, wenn auch nicht immer vollständig, so doch angenähert kompensieren.

Die Prattische Hypothese hatte sich also für diese Gebirge als im allgemeinen richtig erwiesen.

Es ist hier noch hinzuzufügen, daß die einzelnen Gebirgsstöcke für sich allein nicht kompensiert sind, sondern nur das Gebirge im ganzen.

Man darf sich nun diese Massendefekte nicht als große Hohlräume denken, da sich diese in solcher Größe nicht würden halten können, selbst wenn sie mit Wasser oder hochgespannten Gasen angefüllt wären, sondern es genügt zur Erklärung der Defekte bereits die Annahme von Dichtigkeitsverminderungen im Betrage von wenigen Prozenten, dergestalt also, daß die Kontinente unterhalb der Hochgebirge ein etwas geringeres spezifisches Gewicht haben, als unterhalb der Niederungen.

Wir wollen uns nun zu den Schwerkraftsverhältnissen in Nord-Deutschland wenden. Wir verfügen hier hauptsächlich durch die Schwerkraftsmessungen des Kgl. Geodätischen Institutes zu Potsdam über ein reiches Material, aus dem sich interessante Schlüsse über den Aufbau

¹⁾ Sterneck, R. v., Untersuchungen über die Schwere auf der Erde. Mitteil. des K. K. Militär-Geogr. Instituts zu Wien. 1884 u. f.

²⁾ Messerschmitt, J. B., Relative Schwerebestimmungen. Das schweizerische Dreiecksnetz. Band 7, Zürich 1897.

der Erdkruste ziehen lassen. Das Wichtigste soll im Folgenden ganz kurz wiedergegeben werden.

Die ersten Serien der Schwerkraftsbestimmungen erfolgten in drei verschiedenen Meridianen.

Zunächst wurden auf 22 Stationen von der Ostsee bei Kolberg bis zur Schneekoppe¹⁾ Pendelbeobachtungen ausgeführt. Diese Beobachtungen (vergl. die graphische Darstellung auf Tafel 5, die, ebenso wie die folgenden, den Veröffentlichungen des Geodätischen Institutes entnommen ist) ergeben zunächst einen starken, etwa bei Ludwigsdorf im Riesengebirge beginnenden Überschufs, der sein Maximum bei Wolfersdorf in Nieder-Schlesien erreicht. Der Massenüberschufs ist hier gleich einer ideellen störenden Schicht von 430 m. Dieser Überschufs dehnt sich etwa bis zur Oder gleichmäfsig aus, nimmt dann ab und geht im Warthe- und Netze-Tal in einen Massendefekt über, der bis in den Kreis Regenwalde über Arnswalde hinaus anhält. Dann tritt wiederum ein Massenüberschufs ein, der rasch wächst und von Klorberg nördlich von Schivelbein an bis Kolberg ungefähr den gleichen Betrag von etwas über 200 m im Mittel hat.

Nach Deecke²⁾, der sich mit der geologischen Deutung der Schwerstörungen eingehend beschäftigt hat und dessen Angaben ich im folgenden wiederhole, stimmt dieses launenhafte Verhalten in ganzen und großen sehr gut mit den geologischen Vorstellungen über dieses Gebiet. Denn auf das Riesengebirge folgt gegen Norden ein abgesunkenes Gebirgsstück, die Fortsetzung der alten Gesteine des Erzgebirges. Dafs sich umgekehrt die skandinavischen uralten Massen bis in die nördliche deutsche Tiefebene unterirdisch fortziehen, ist ebenfalls mehrfach behauptet und höchst wahrscheinlich. Das erste pommersche Schweremaximum am Klorberge bei Schivelbein fällt zusammen mit der Entfaltung der oberen Kreide.

Die zweite Reihe von Beobachtungsstationen im Meridian Arkona-Elsterwerda³⁾ führt zu ähnlichen Ergebnissen. Zunächst haben wir auf Rügen von Arkona bis Bergen einen unterirdischen Massenüberschufs, der in Bergen sein Maximum erreicht hat und sich dann

¹⁾ Bestimmung der Polhöhe und der Intensität der Schwerkraft auf 22 Stationen von der Ostsee bei Kolberg bis zur Schneekoppe. Veröffentl. des Kgl. Preufs. Geodätischen Institutes. Berlin 1896.

²⁾ In: Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie-Beilage. Band XXII, Stuttgart 1906.

³⁾ Bestimmung der Polhöhe und der Intensität der Schwerkraft in der Nähe des Berliner Meridians von Arkona bis Elsterwerda. Veröffentl. des Kgl. Preufs. Geodätischen Institutes. N. F. 9, Berlin 1902.

bis zum Stralsund erheblich vermindert. Rügen ist ein altes Schollenland, dessen Störungen bis in das jüngste Quartär hinaufreichen und dessen Sedimente durch das von NO kommende Inlandeis stark komprimiert wurden.

Das Gebiet von Stralsund bis Demmin nennt Deecke ein wohl im großen und ganzen stark denudiertes Schollenland von annähernd gleichartiger Zusammensetzung. Infolge der Zusammenpressung resultiert ein Plus, aber in gleichmäßigerer Verteilung. In Neustrelitz tritt dann ein Maximum ein, für das eine geologische Erklärung nicht gegeben werden kann. Von da ab bis Berlin sinkt dann die Größe der Schwerkraft wieder, das seitlich gelegene Potsdam fällt aus der Kurve heraus. In Mittenwalde, in der Nähe der Gipsmassen und der Salzstöcke von Sperenberg, haben wir dann wieder eine Verminderung der Schwere. Von da ab aber tritt eine starke Zunahme ein. Es ist die Gegend der versunkenen erzgebirgischen Vorlandsketten, das Gebiet der gewaltigen subhercynischen Braunkohlenlager, also ein Landstrich, der Nieder-Schlesien geologisch entspricht. Nach Elsterwerda zu zeigt sich wieder eine Abnahme der Schwere.

Im Meridian von Hadersleben bis Koburg¹⁾ haben wir zunächst bei Hadersleben ein starkes Maximum, das allmählich abnimmt bis zu dem Solquellenzuge des südlichen Holsteins bei Oldesloe.

Nach vorübergehender Zunahme im alten Elbtalgraben tritt eine zweite Abnahme bei Lüneburg ein, also auch in einer durch das Vorkommen von Gips und Salz ausgezeichneten Gegend.

Die Lüneburger Heide besitzt ziemlich gleichmäßige Schwere. Differenzen zeigen sich im Schollenlande Hannover und im nördlichen Vorlande des Harzes. Im Gegensatz zum Riesengebirge hat aber der Harz einen beträchtlichen Massenüberschuß, er ist also nicht kompensiert. Wir werden gleich darauf zurückkommen.

Die Schwerkraftsverhältnisse im Thüringer Wald dagegen zeigen, daß fast unterhalb des ganzen Gebietes Massendefekte vorhanden sind.

Die Schwerkraftsverhältnisse im Harz und in seiner Umgebung²⁾ sind von seiten des Geodätischen Institutes besonders eingehend untersucht. Haasemann, der hier die Messungen ausführte, bestimmte an 66 Orten die Schwerkraft. Die Resultate sind von Haasemann in den

¹⁾ Haasemann, L., Bestimmung der Intensität der Schwerkraft auf 55 Stationen von Hadersleben bis Koburg und in der Umgebung von Göttingen. Veröffentl. des Kgl. Preufs. Geodätischen Institutes. Berlin 1899.

²⁾ Haasemann, L., Bestimmung der Schwerkraft auf 66 Stationen im Harz und seiner Umgebung. Veröffentl. des Kgl. Preufs. Geodätischen Institutes. N. F. Nr. 19, Berlin 1905.

beiden Karten auf Tafel 6 gegeben, die die ideellen störenden Schichten im Meeresniveau und die totalen Störungen der Schwerkraft für das Harzgebiet darstellen und in denen die eingezeichneten Linien Orte gleicher Schwerkraft anzeigen. Die Karten, in die auch die bei der Schwerebestimmung Hadersleben—Koburg in das Harzgebiet fallenden Stationen aufgenommen sind, sind ohne weiteres verständlich; es soll daher nur auf einige Punkte besonders hingewiesen werden.

Zunächst zeigt besonders die zweite Karte sehr augenfällig, daß der Harz nicht durch unterirdische Massendefekte kompensiert ist, sondern daß er einen gewaltigen Massenüberschuß in der Erdkruste darstellt. Im Gebiet des Brockens entspricht der Überschuß der ganzen über der Meereshöhe emporragenden Gebirgsmasse.

Auffallend ist der starke Abfall der Schwerkraft vom Brocken nach Harzburg. Ungestörte Gebiete sind das Leine-Tal, dann die an den Nord- und Westrand des Harzes sich anschließenden Gebiete. Starke Störungen zeigen dagegen besonders einige Gebiete im Elb-Tal, dann auf engbegrenztem Raume die Stationen in der Nähe von Stafsfurt.

Der Verlauf der Schwerestörungen läßt sich nun nach Deecke in folgender Weise geologisch erklären.

Der Harz ist ein stark zusammengedrückter Horst, was die zahlreichen Druckklüfte, Erzgangssysteme, die Ruscheln und Druckschieferung beweisen. Dazu kommen in diesen Fällen erhebliche Massen spezifisch schwererer, basischer Gesteine, wie die Gabbros und die zahlreichen devonischen Diabase. Es ist hervorzuheben, daß die größte Schwere in das völlig zerrüttete Andreasberger Gebiet fällt, ferner daß sich die Schwerekurven dem Umriss des Harzes und keineswegs dem Schichtenstreichen anpassen, dann daß die Schwere nach aufsenhin abnimmt und in dem ruhigeren Lande zu beiden Seiten fast normal wird (bei Blankenburg sogar absolut).

Die starken Überschüsse nördlich vom Harz im Elbtal zwischen Zerbst und Dessau und bei Hohendodeleben, dann auch in der südöstlichen Verlängerung des Harzes geben eine hercynische Orientierung deutlich kund.

Genau dieselbe Verteilung zeigt sich südlich vom Harz.

Der Thüringer Wald ist ein alter Horst, von dem die Verwerfungen wegfallen, während z. B. im Harz die nördliche Randverwerfung unter die stehengebliebene Scholle einschiefert. Die Folgen sind hier eine Vermehrung, dort eine Verminderung der Schwere.

Wie in Nord-Deutschland, so steht uns auch in Süd-Deutschland, sowie in der Schweiz ein reiches Material von Schwerebestimmungen

zur Verfügung; die Zeit gestattet jedoch nicht, näher auf diese Untersuchungen einzugehen. —

Wir haben im Vorhergehenden gesehen, daß innerhalb der Kontinente die über dem Meereshorizonte heraustretenden Massen im allgemeinen kompensiert sind, daß also eine isostatische Lagerung der Massen vorhanden ist.

Wie verhalten sich nun aber Kontinente und Ozeane, in welcher Beziehung stehen sie zu einander? Ist vielleicht auch hier eine isostatische Massenlagerung vorhanden, sind also die Kontinente kompensiert, sodaß auch unter ihnen wie bei den Gebirgen Massendefekte, Auflockerungen der Erdkruste anzunehmen sind und sie somit keine wirklichen Massenanhäufungen in der Erdkruste darstellen?

Diese Frage ist von einer Reihe von Forschern behandelt.

Von den älteren Arbeiten sind hier besonders die Untersuchungen von Ph. Fischer und Listing zu nennen. Sie führten zur Aufstellung der Hypothese von der Depression der Ozeane im Vergleich zu einer mittleren ausgleichenden Ellipsoidfläche. Die Wassermassen der Ozeane sollten also durch die Kontinente angezogen werden und an den Küsten sich aufstauen.

Als Beweis dafür, daß eine solche Depression der Ozeane vorhanden sei, wurde angeführt, daß auf den kleinen ozeanischen Inseln die Schwerkraft größer sei als unter der gleichen geographischen Breite auf den Kontinenten.

Als Größe der Depression berechnete Listing hauptsächlich aus den Schweremessungen den Betrag zu rund 1000 m. Listing betrachtete die Hypothese von der Depression als so sicher gestützt, daß er die für die Berechnung des Erd-Ellipsoids beobachteten astronomischen Längen und Breiten wegen der Anziehung der Kontinentalmassen korrigiert wissen wollte.

Auf Grund eingehender theoretischer Erwägungen gelangte dagegen Helmert¹⁾ im Jahre 1884 zu der Ansicht, daß die Anschauungen Listings nicht zutreffend seien, sondern daß es sehr wahrscheinlich sei, daß die Kontinentalmassen keine Massenanhäufungen in der Erdkruste darstellen; denn wenn keine generelle Kompensation der Kontinentalmassen durch unterirdische Massendefekte vorhanden sei, so müsse die Schwerkraft auf den Kontinenten viel größer sein als auf den Ozeanen.

Die Messungen der Schwerkraft auf den kleinen ozeanischen Inseln ergaben aber nicht, wie zu erwarten war, einen Fehlbetrag,

¹⁾ Helmert, Fr. R., Theorien. Bd. II.

sondern, wenn man mit Faye¹⁾ die beobachtete Schwerkraft um die Anziehung des Inselfeilers verminderte, im allgemeinen eine Übereinstimmung der Schwerkraft mit der auf den Kontinenten. Helmert nahm daher mit Faye als wahrscheinlich an, daß die Kontinente im ganzen und großen überhaupt keine Störungsmassen sind, sondern, daß die Hypothese der isostatischen Lagerung der Massen auch für Ozeane und Kontinente in ihrer Beziehung zu einander Geltung habe.

Eine Entscheidung darüber, ob diese Anschauung völlig zutreffend sei, eine Antwort auf die für die Erdmessung so wichtige Frage: was bringt der Gegensatz von Festland und Meer für eine Wirkung auf die Meeresfläche hervor, konnte nur durch Schwerkraftsmessungen auf dem Ozean entschieden werden. War die Schwerkraft auf dem Ozean ebenso groß wie auf dem Kontinent, so war damit der Beweis für die Richtigkeit der erwähnten Hypothese gegeben.

Für die Bestimmung der Schwerkraft auf dem Meere ist die Benutzung eines Pendelapparats im allgemeinen natürlich ausgeschlossen, denn ein solcher erfordert eine sehr stabile Aufstellung. Allerdings hat die Polarfahrt Nansens einen wichtigen Beitrag zur Lösung dieser Frage über die Schwerkraftsverhältnisse auf dem Meere geliefert, die mit Hilfe von Pendelbeobachtungen auf festgefrorenem Schiff ermittelt wurden. Aber diese Methode ist natürlich nur für den kleinen Teil des Meeres, der zufriert, anwendbar.

Es gelang mir aber, auf einen anderen Wege zum Ziele zu kommen, den ich im folgenden kurz angeben will.

Bekanntlich läßt sich die Größe des Luftdruckes in verschiedener Weise bestimmen, wie z. B. durch Quecksilberbarometer, durch Aneroidbarometer oder auch durch Siedethermometer. Das Aneroidbarometer müssen wir aber für exakte Bestimmungen des Luftdruckes ausschalten, da es oft sprungweise seinen Stand ändert.

Die genaue Bestimmung des Luftdruckes geschieht gewöhnlich durch das Quecksilberbarometer. Aber auch mittelst des Siedethermometers kann man sehr genaue Luftdruckbestimmungen machen. Vergleicht man nun ein Quecksilberbarometer und ein Siedethermometer, geht dann an einen andern Ort, an dem die Schwerkraft verschieden ist und vergleicht wieder, so wird man eine Differenz zwischen den beiden Angaben finden. Die Differenz rührt daher, daß die Luftdruckmessungen des Quecksilberbarometers von der Schwerkraft beeinflusst werden, die des Siedethermometers aber nicht. Ist die Schwerkraft größer, so wird die Quecksilbersäule des Barometers stärker nach

¹⁾ Faye, Comptes Rendus 1880, Bd. 90 und 1883, Bd. 96.

unten gezogen, das Barometer zeigt bei demselben Luftdruck einen tieferen Stand. Bei geringerer Schwerkraft ist es umgekehrt. Diese Differenzen sind aber nicht erheblich. Am Pol, der das Maximum der Schwerkraft aufweist, zeigt das Barometer einen etwa 2 mm tieferen, am Äquator, wo die Schwerkraft am kleinsten ist, einen 2 mm höheren Stand als das Siedethermometer, wenn man von der Normalschwere unter 45° geographischer Breite ausgeht.

In dieser Weise hat zuerst Mohn¹⁾ eine Reihe von Schwerkraftsbestimmungen am Lande ausgeführt und die Methode selbst eingehend untersucht. Er erhielt dabei eine für meteorologische Zwecke völlig hinreichende Genauigkeit.

Es gelang mir nun, die Methode der Schwerkraftsbestimmung durch Vergleich von Siedethermometer und Quecksilberbarometer so auszuarbeiten, daß sie sich auch für Messungen auf dem bewegten Schiffe eignete. Um möglichst exakte Messungen zu erzielen und die Genauigkeit der Beobachtungen an den Siedethermometern und Quecksilberbarometern zu erhöhen, waren zunächst die Siedeapparate und ihre Behandlung weiter auszubilden, und es war ferner die Konstanz der Thermometer zu untersuchen.

Die größte Schwierigkeit lag in der Konstruktion des Quecksilberbarometers. Von besonders großer Bedeutung und eingehend zu untersuchen war der Einfluß der Schiffsbewegung auf das Barometer und die Frage, wie die Größe des „Pumpens“ des Barometers, das ja stets infolge der Auf- und Niederbewegung des Schiffes auftritt, beschränkt werden konnte, ohne eine Einbuße der Messungsgenauigkeit zu bewirken.

Durch einen besonderen Apparat, der die durch die Meeresdünung hervorgerufene Schiffsbewegung in der Vertikalen nachahmte, konnte das Barometer ähnlichen Bewegungen unterworfen werden, wie sie auf dem Meere zu erwarten waren. Es zeigte sich hierbei, daß das gebräuchliche Marinebarometer (nach dem Kew-Modell) den Anforderungen nicht entsprach.

Das Resultat aller dieser Untersuchungen war schließlich ein Quecksilberbarometer, das fortlaufend photographisch registrierte. Besonders die Einführung der Photographie ist von größter Bedeutung geworden und hat die Methode eigentlich erst für das Meer brauchbar gemacht. Denn es läßt sich so die Quecksilberhöhe selbst auf stark schwankendem Schiff mit einer Genauigkeit von $\pm \frac{1}{100}$ bestimmen,

¹⁾ Mohn, H., Das Hypsometer als Luftdruckmesser und seine Anwendung zur Bestimmung der Schwerekorrektion. Vid. Selsk. Skrifter. I. Math.-nat. Kl. 1899.

was sich bei Beobachtungen mit dem Auge an den pumpenden Barometern natürlich nicht annähernd erzielen läßt.

Auf Tafel 4 rechts befindet sich ein Bild des von mir zuletzt benutzten Barometer-Apparats. Eine Magnesiumplatte, die kardanisch in vier Kugellagern aufgehängt ist, trägt fünf Barometer, die bis auf einen feinen Längsspalt abgedeckt sind. Das Licht der Lampe fällt zunächst auf fünf Spiegel, die es auf die zugehörigen Beleuchtungslinsen werfen. Hierdurch wird die Beleuchtung der Barometer bewirkt. An der gegenüberliegenden Seite befinden sich fünf photographische Objektive, von denen jedes ein Bild des Spaltes des zugehörigen Barometers auf die mit einem Film bespannte Registriertrommel wirft. Dieses Spaltbild wird einerseits begrenzt durch einen festen Schirm, andererseits durch die Oberfläche des Quecksilbers in den Barometerrohren. Das Spaltbild wird unterbrochen von einer feinen Teilung, die sich auf dem Glasrohre des Barometers befindet. Dreht sich nun die Trommel, so erhält man ein von der Teilung durchzogenes Band auf dem Film, dessen Breite sich vergrößert oder verringert, je nachdem das Barometer fällt oder steigt.

Den Barometerstand erhält man durch Messung der Entfernung der von der Quecksilberoberfläche herrührenden Begrenzung des Bandes von dem nächsten Teilstrich.

Unten auf der Tafel 4 ist ein Stück eines solchen registrierten Bandes wiedergegeben; die wellenförmige Begrenzung der unteren Seite zeigt das Pumpen der Barometer, wie es durch das Auf- und Abgehen des Schiffes verursacht wird.

Das auf der Abbildung neben dem Barometerapparat stehende Schutzgehäuse, in das der schwingende Teil des Apparats zum Schutz gegen Wärmestrahlung eingeschlossen wird, trägt oben einen kleinen Apparat besonderer Konstruktion, einen Schwingungsmesser, der die Schwingungen, die die Barometer unter dem Einfluß der Schiffsbewegung machen, fortlaufend aufzeichnet und eine rechnerische Berücksichtigung ihres Einflusses gestattet.

Die ersten Schwerkraftsbestimmungen machte ich auf einer Reise nach Süd-Amerika¹⁾ und zurück im Auftrage der Internationalen Erdmessung, dieser großen Vereinigung, der fast alle zivilisierten Staaten der Welt angehören, und deren Zentralbureau mit dem Geodätischen Institut in Potsdam verbunden ist.

Die Messungen gelangen sowohl auf der Ausreise wie auch auf

¹⁾ Hecker, O., Bestimmung der Schwerkraft auf dem Atlantischen Ozean. Veröffentl. des Kgl. Preufs. Geodätischen Institutes. N. F. No 11. Berlin 1903.

der Heimreise; sie ergaben als Resultat, dafs auf dem Atlantischen Ozean zwischen Lissabon und Bahia die Intensität der Schwerkraft annähernd normal ist.

Hiermit bestätigte sich für den durchfahrenen Teil des Atlantischen Ozeans die Hypothese von Pratt von der isostatischen Lagerung der Massen der Erdkruste.

Es war nun zu untersuchen, ob die Prattsche Hypothese auch für die anderen Ozeane Geltung habe und also ein allgemein gültiges Gesetz darstellt. Ich machte daher in den Jahren 1904 und 1905 zur Ausführung von Schwerkraftsbestimmungen auf dem Meere eine Reise¹⁾, die zunächst von Bremerhaven durch das Mittelmeer und den Suezkanal nach Sydney und von dort über Neu-Seeland, Tutuila und die Sandwich-Inseln nach San Franzisko ging. Von San Franzisko fuhr ich dann nach Japan, wobei ich wiederum die Sandwich-Inseln berührte.

Sowohl auf dem Indischen Ozean, sowie bei der zweimaligen Durchkreuzung des Grofsen Ozeans gelangen die Schwerkraftsbestimmungen, ebenso die später auf der Rückreise von Japan nach Europa, sowohl in Japan als auch in China, Siam, Birma und Indien angestellten Schwerkraftsbestimmungen mit Hilfe des Pendelapparats.

Was die Schwerkraftsbestimmungen auf dem Grofsen und Indischen Ozean anlangt, so bestätigen die Messungen ebenfalls die Richtigkeit der Hypothese von Pratt. Es mufs also, wie die äufseren Kontinentalmassen annähernd durch Massendefekte, geringere Dichtigkeit der Erdkruste unter den Kontinenten kompensiert sind, ebenfalls auf der Tiefsee eine Kompensation durch die gröfsere Dichte des Meeresbodens stattfinden.

Da sich die Prattsche Hypothese von der isostatischen Lagerung der Massen sowohl auf den Kontinenten, als auch auf den drei Ozeanen als richtig erwiesen hat, so können wir sie jetzt als ein, abgesehen von gewissen Störungen, für den Aufbau der Erdkruste allgemein gültiges Gesetz betrachten.

Auch die Ozeane haben Stellen, wo die Kompensation unvollkommen ist. Das ist z. B. der Fall in der Nähe der Nordspitze von Neu-Seeland, wo ein grofses Massenüberschufs vorhanden ist; ein ge-

¹⁾ Hecker, O., Bestimmung der Schwerkraft auf dem Indischen und Grofsen Ozean und an deren Küsten. Zentralbureau der Internationalen Erdmessung. N. F. d. Veröff. No. 16. Berlin 1908.

waltiger Massendefekt dagegen zeigt sich bei der Tonga-Rinne, bekanntlich einer der tiefsten Stellen des Weltmeeres — ihre Tiefe beträgt etwa 9800 m —; einen sehr großen Massenüberschuß wiederum finden wir auf und in der Nähe der Sandwich-Insel Oahu.

Besondere Verhältnisse herrschen bei den Übergängen von den Kontinenten zur Tiefsee. Helmert leitete aus den Schwerkräftenbeobachtungen ab, daß die Schwerkraft an den Küsten etwas größer ist als normal. Schiötz¹⁾ hat dann auf Grund theoretischer Überlegung geschlossen, daß die Störung sich noch eine Strecke weiter in die Flachsee fortsetzen muß, dann abnimmt, unter den normalen Wert sinkt und vermutlich etwas außerhalb des Fußes der Kontinente sein Minimum erreicht, worauf sie wieder zunimmt und bei weiterer Entfernung von der Küste auf der Tiefsee wieder bis zum normalen Wert anwächst. Wie er ferner zeigte, bestätigen meine Messungen auf dem Atlantischen Ozean seine Ansicht völlig. Wir können also die Erdoberfläche nach ihren Schwerkräftenverhältnissen in vier verschiedene Gebiete teilen, nämlich die folgenden:

1. Das Innere der Kontinente: Schwerkraft normal.
2. Küsten und Flachsee: „ größer als normal.
3. Beginn der Tiefsee: „ kleiner als normal.
4. Tiefsee: „ normal.²⁾

Nachdem die Frage über die Schwerkräftenverhältnisse auf den Ozeanen generell gelöst ist, wird jetzt mit dem Detailstudium der Schwereverteilung begonnen werden. Zunächst werden die Beobachtungen auf dem Schwarzen Meere ausgeführt werden und zwar werden sie bereits in Kürze beginnen²⁾).

Wir wollen uns nun der Frage zuwenden, bis zu welcher Tiefe sich die Kompensation vollzieht.

Für die Tiroler Alpen nimmt Helmert als wahrscheinlich an,

¹⁾ Schiötz, O.E., Results of the Pendulum Observations and some Remarks of the Constitution of the Earth's crust. (The Norwegian North Polar Expedition 1893—1896, VIII, 1900 und: Die Schwerkraft auf dem Meere längs dem Abfall der Kontinente gegen die Tiefe von Christiania 1907.)

²⁾ Die Untersuchungen sind inzwischen von mir ausgeführt worden. Von dem Kaiserlich Russischen Marine-Ministerium war mir für diese Zwecke einer der großen Dampfer der Flotte des Schwarzen Meeres, die „Pruth“, (5500 Reg.-Tons) zur Verfügung gestellt. Während eines mehrwöchentlichen Aufenthaltes an Bord dieses Dampfers konnte ich ein reiches Beobachtungsmaterial sammeln, das nicht nur die geotektonischen Verhältnisse des Schwarzen Meeres betrifft, sondern hoffentlich auch noch zur Klärung verschiedener anderer Fragen beitragen wird.

dafs die Kompensation der Massen sich bis zu etwa 100 km Tiefe vollzogen hat.

Ein Wert, der hiermit gut übereinstimmt, wurde von Tittmann und Hayford für den Nordamerikanischen Kontinent ermittelt. Diese Berechnungen gründen sich nicht auf Schweremessungen, sondern auf ein sehr reichhaltiges Material von Lotabweichungen. Das Resultat dieser umfangreichen Arbeit ist, dafs sich in Nord-Amerika die Kompensation der Massen im Durchschnitt bis zu einer Tiefe von 114 km vollzogen hat. Es ist als sicher anzunehmen, dafs die Tiefe nicht weniger als 80 km und nicht mehr als 160 km beträgt. Dabei ist die Differenz zwischen der vollkommenen und der vorhandenen Kompensation nur etwa ein Zehntel.

Übrigens kann man nicht annehmen, dafs die Kompensation sich an allen Stellen in der Erdkruste bis zu genau derselben Tiefe erstreckt, sondern es werden auch hierbei gröfsere oder geringere lokale Abweichungen vorhanden sein.

Wir sahen im Vorhergehenden, dafs die Massenverteilung in der Erdkruste nicht immer genau der Hypothese von Pratt entspricht, sondern dafs sich Unvollkommenheiten im Gleichgewichtszustande der Erdkruste finden. Ein Beispiel für eine solche Störung hatten wir schon im Harz, der garnicht kompensiert ist. Die Erdkruste hat hier also ein gewaltiges Gewicht zu tragen; der Harz müfste versinken, falls die Erdkruste unter ihm nicht eine sehr grofse Festigkeit hätte. Da aber das Gebiet des Harzes nur eine geringe Ausdehnung hat, so ist die elastische Beanspruchung der Erdkruste nicht so grofs, dafs sie dem Drucke nachgeben müfste. Es treten vor allem keine erheblichen seitlichen Drucke auf. Ganz anders ist es, aber bei den Störungsgebieten von grofser Ausdehnung. So haben wir ein Störungsgebiet zwischen England und dem Ural, ein Gebiet, das eine Länge von mehr als 4000 km und eine Breite von mindestens 1000 km Ausdehnung hat. Der Massenüberschufs entspricht einer Schicht von rund 500 m. „Obgleich diese Dicke“, so führt Helmert¹⁾ aus, „im Vergleich zur Stärke der Erdkruste, welche Wiechert nach seismologischen Untersuchungen ungefähr zu 30 km annimmt, sehr gering (kaum 2 Prozent) ist, so wird doch bei der Gröfse der Flächen, über die sich die Störung erstreckt, die elastische Beanspruchung der oberen Erdschichten wohl eine recht bedeutende sein. Es wird zu untersuchen sein, ob

¹⁾ Helmert, F. R., Unvollkommenheiten im Gleichgewichtszustande der Erdkruste. Sitzungsberichte der Königl. Preussischen Akademie der Wissenschaften. XLIV, Berlin 1908.

zur Herstellung des Gleichgewichts die Annahme einer 30-km starken Kruste, die auf einer sehr nachgiebigen Magmaschicht ruht, ausreicht, oder ob nicht entweder eine weit stärkere Kruste anzunehmen ist, oder auch für die Magmaschicht elastischer Widerstand vorauszusetzen ist, der nur im Laufe vielhundertjähriger Beanspruchung zum Weichen gebracht wird. Das letztere dürfte wohl das Richtige sein. Eine Niveaufläche mit überall gleichem Drucke würde sich dann überhaupt nur näherungsweise in einiger Tiefe unter der Kruste vorfinden“.

Wie schon die tektonischen Erdbeben beweisen, sucht die Erdkruste fortdauernd die in ihr vorhandenen Spannungen auszugleichen. Naturgemäß werden diese Ausgleichungen hauptsächlich an denjenigen Stellen erfolgen, an denen die Erdkruste die geringste Festigkeit besitzt, also an den Rändern der Schollen, aus denen man sich die Erdkruste zusammengesetzt denken kann. Unter sonst gleichen Verhältnissen wird aber eine besonders große Tendenz zu solchen Ausgleichungen vorhanden sein an den Orten, wo die isostatische Lagerung der Erdkruste nicht erfüllt ist und größere Störungen aufweist. Eine solche Stelle ist zum Beispiel die Tonga-Rinne.

Ich konnte hier, wie schon oben bemerkt, eine große Störung in der isostatischen Lagerung der Massen der Erdkruste feststellen. Der Massendefekt entspricht einer auf das Meeresniveau kondensierten Schicht von mehr als 2000 Metern. Wie die neueren Erdbebenbeobachtungen ergeben haben, bildet nun die Tonga-Rinne den Sitz einer der gewaltigsten Erdbebenherde, die sich auf der Erde vorfinden. Das Streben der Massen, eine der Isostasie entsprechende Lage einzunehmen, zeigt sich hier somit in bemerkenswerter Weise.

Es muß aber besonders hervorgehoben werden, daß durchaus nicht alle tektonischen Beben durch Unvollkommenheiten der Isostasie veranlaßt werden, sondern ihr Auftreten wird noch durch andere Ursachen bedingt, die zum Teil wenig bekannt sind.

Die mehr oder weniger plötzlich sich vollziehenden Lagenänderungen der Massen sind leicht durch Messung festzustellen. Erheblich schwerer ist der Nachweis der sich über lange Zeiträume — Jahrhunderte — erstreckenden Änderungen in der Massenordnung, hervorgerufen durch das Streben nach isostatischer Lagerung. Da sich solche Ausgleichungen auch an der Erdoberfläche durch Senkungen und Hebungen kennzeichnen müssen, so haben wir ein geeignetes Mittel für solche Untersuchungen in dem Präzisionsnivellement: auch sehr kleine Höhenänderungen innerhalb der Kontinente können hierdurch mit großer Genauigkeit ermittelt werden.