Zeitschrift: Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft = Actes de la Société Helvétique des Sciences Naturelles = Atti della Società Elvetica di Scienze Naturali

Herausgeber: Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

Band: 91 (1908)

Artikel: Schwerebestimmungen der Schweizerischen Geodätischen Kommission

Autor: Niethammer, Th.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-90163

Schwerebestimmungen der Schweizerischen Geodätischen Kommission.

Von

Dr. *Th. Niethammer,*

Ingenieur der Schweizerischen Geodätischen Kommission.

Die Geologen sind eifrig bestrebt, den Aufbau der Gesteinsschichten an der Erdoberfläche zu erforschen und die Resultate ihrer Einzeluntersuchungen zu einem Gesamtbild zusammenzufassen. Natürlicherweise verlegen sie die Hauptarbeit auf diejenigen Gebiete, die uns am besten Aufschluss geben über die Aufeinanderfolge der Schichten in vertikaler Richtung, auf die Gebirgsgegenden. Aber wenn sich ihre Beobachtungen auch bis zu den höchsten Bergspitzen und bis in die Tiefen der Bergwerke erstrecken, so ist es doch nur ein geringer Teil, kaum $\frac{1}{1000}$, des Erdradius, der unserer Forschung direkt zugänglich ist; über das Fundament, auf dem wir stehen, können wir nur auf indirektem Wege zu Kenntnissen gelangen. Man hat in dieser Hinsicht, nicht ganz mit Unrecht, die Erde schon eine Terra incognita genannt. Was wir auf indirektem Weg über das Erdinnere erfahren haben, ist desshalb an sich nicht unsicherer als das Ergebnis direkter Beobachtung an der Oberfläche, im Gegenteil — es kann sogar als feststehende Tatsache gelten. So wissen wir z. B., dass die mittlere Dichte der Erde $5\frac{1}{2}$ mal grösser ist als die Dichte des Wassers, und wir schliessen daraus, dass der Erdkern aus Masse von noch höherer Dichte bestehen müsse, da sich an der Erdoberfläche nur Gesteinsmassen von der Dichte $2\frac{1}{2}$ bis 3 in grosser Ausdehnung vorfinden. Gewisse Beziehungen gestatten sogar, die Zunahme der Dichte nach dem Innern durch einen zahlenmässigen Ausdruck mit einiger Wahrscheinlichkeit darzustellen.

Den indirekten Methoden, das Erdinnere oder wenigstens die Erdkruste zu untersuchen, leistet unschätzbare Dienste ein Instrument, das gewissermassen die Eigenschaft hat, in die Erdrinde hineinzusehen: es ist das *schwingende Pendel.* Das Gesetz, das die Schwingungen eines Pendels beherrscht, sagt aus, dass die Dauer der Schwingung kleiner wird, wenn die bewegende Kraft, die Schwerebeschleunigung, zunimmt, und zwar so, dass die Schwingungsdauer auf die Hälfte sinkt, wenn die Schwere auf den 4fachen Betrag steigt. Mathematisch findet es seinen Ausdruck in der bekannten Formel, dass die Dauer s der *einfachen* Schwingung eines physischen Pendels gleich π mal der Quadratwurzel aus dem Quotienten der Grösse l durch die Schwerebeschleunigung g ist: $s = \pi \sqrt{\frac{l}{g}}$. Unter l versteht man die Länge des mathematischen Pendels, das mit dem physischen gleiche Schwingungsdauer hat.

Wichtig ist dieses Gesetz deshalb, weil es die Schwingungsdauer des Pendels mit der Schwerebeschleunigung verbindet; als Schwerebeschleunigung fassen wir auf die Resultante der Anziehungen sämtlicher Massenteile der Erde *und* der Zentrifugalbeschleunigung. Wäre die Erde eine ruhende Kugel und würden wir überall auf ihrer Oberfläche für unser Pendel *gleiche* Schwingungsdauer finden, so müssten wir daraus den Schluss ziehen, dass innerhalb der Beobachtungsgenauigkeit auch die Schwerebeschleunigungen überall gleich gross seien, und hieraus würde weiter folgen, dass die Masse der Erde aus homogenen Kugelschalen aufgebaut sei. In *erster Annäherung* folgt tatsächlich dieses Resultat aus Pendelversuchen, die über die ganze Erde verbreitet sind. Wie weit diese Annäherung geht, ersehen wir aus folgendem: Wählen wir 2 Stationen

der Schweiz, deren Schwerewerte vermutlich sehr verschieden sind, nämlich Basel (im Norden und in der Tiefe) und den Grossen St. Bernhard (im Süden und in der Höhe) und bestimmen an ihnen die Schwingungszeit eines Pendels mit einer guten Uhr in der Hand, so werden wir finden, dass die Schwingungszeit an beiden Orten bis auf die tausendtel Sekunde gleich gross ist, nämlich etwa $0\overset{s}{,}507$. Die Differenz der Schwere ist also jedenfalls nicht so gross, dass die Schwingungsdauer um $\frac{1}{1000}$ Sekunde geändert wird. Wir können aber die Schwingungsdauer leicht noch genauer bestimmen, indem wir das Pendel längere Zeit, etwa $\frac{1}{2}$ Stunde lang, schwingen lassen. Da das Pendel während dieser Zeit etwa 4000 Schwingungen ausführt und wir die verstrichene Zeitdauer an der Uhr auf eine $\frac{1}{2}$ Sekunde genau ablesen können, so erhalten wir die Schwingungsdauer schon auf $\frac{1}{10000}$ Sekunde genau, und wir finden dann als Schwingungszeit unseres Pendels in Basel $0\overset{s}{,}5076$
und auf dem Grossen St. Bernhard 0,5078.

Die Schwereänderung hat also eine Änderung der Schwingungsdauer um $\frac{2}{10000}$ Sek. zur Folge gehabt. Fragen wir umgekehrt, wie genau müssen wir die Änderung der Schwingungszeit bestimmen, um daraus eine Änderung der Schwere von bestimmtem Betrag verbürgen zu können. Unsere Pendelformel gibt uns hierauf Antwort; das Resultat dieser einfachen Rechnung ist:

Ändert sich die Schwere um:	so ändert sich die Schwingungsdauer eines Halbsekundenpendels um:
1 cm	$0\overset{s}{,}000\,26$
1 mm	0,000 026

und wollen wir eine Schwereänderung von $\frac{1}{100}$ mm konstatieren — das ist die angestrebte Genauigkeit — so muss die Schwingungsdauer auf wenige zehnmilliontel Sekunden — Einh. der 7. Dezimalstelle — genau bestimmt werden.

Wir sind vielleicht auf diese Zahlen hin geneigt zu urteilen, es sei das Pendel als ein ungeeignetes Instrument für die Untersuchung der Schwereänderung und der Massenlagerung in der Erdrinde anzusehen, — ungeeignet, weil es dafür, was es anzeigen soll, sehr *un*empfindlich zu sein scheint. Diese Ansicht würde zutreffen, wenn wir die Schwingungszeit des Pendels nur auf etwa *zehn*tausendtel Sekunden, also 4. Dezimalstelle, bestimmen könnten. Allein es stehen uns Mittel zu Gebote, die die Schwingungszeit bis auf 1 milliontel Sekunde, im Mittel aus einer längeren Beobachtungsreihe sogar auf wenige *zehn*milliontel Sekunden, also Einheiten der 7. Dezimalstelle — genau liefern; d. h. wir können beobachtete Schwereänderungen mit einer Sicherheit von 1 bis 2 hundertel Millimetern verbürgen.

In erster Linie verdanken wir diese Genauigkeit der Koinzidenzmethode zur Bestimmung der Schwingungszeit. Das Prinzip dieser Methode lässt sich kurz folgendermassen erläutern. Die einfache Schwingungsdauer des Pendels wird absichtlich etwas grösser gehalten als $\frac{1}{2}^s$, die Dauer der ganzen Schwingung ist also auch nur wenig grösser als 1^s. Lassen wir das Pendel die Schwingungen im Moment beginnen, wo unsere Beobachtungsuhr genau die Sekunde *null* schlägt. Bei der Sekunde 1 wird dann das Pendel seine erste Schwingung noch nicht ganz vollendet haben; bei der Sekunde 2 wird es noch mehr zurückgeblieben sein und so fort, mit jeder weitern Sekunde vermehrt sich die Verspätung um gleich viel und schliesslich wird einmal ein Moment eintreten, wo die Summe dieser Verspätungen gerade 1^s ausmacht und wo also das Pendel wieder mit dem Sekundenschlag seine Schwingung vollendet hat. Es soll dieser Moment nach 60^s eingetreten sein; dann hat aber das Pendel eine Schwingung weniger gemacht, nämlich 59 und die Dauer einer ganzen Pendelschwingung ist folglich

$$\frac{60^s}{59}$$

Nehmen wir nun an, wir hätten uns beim Abzählen der Sekunden geirrt und fälschlicherweise 61 Sekunden als Koinzidenzintervall erhalten; dann sagen wir, das Pendel habe währenddessen 60 Schwingungen vollführt und die Schwingungsdauer sei

$$\frac{61^s}{60}$$

Der Fehler beträgt also

richtiger — falscher Wert

$$\left(\frac{60}{59} - \frac{61}{60}\right) = \frac{1}{59.60} = \text{rund } \frac{1}{60^2} \text{ sek.}$$

und nicht, wie man zu vermuten geneigt ist:

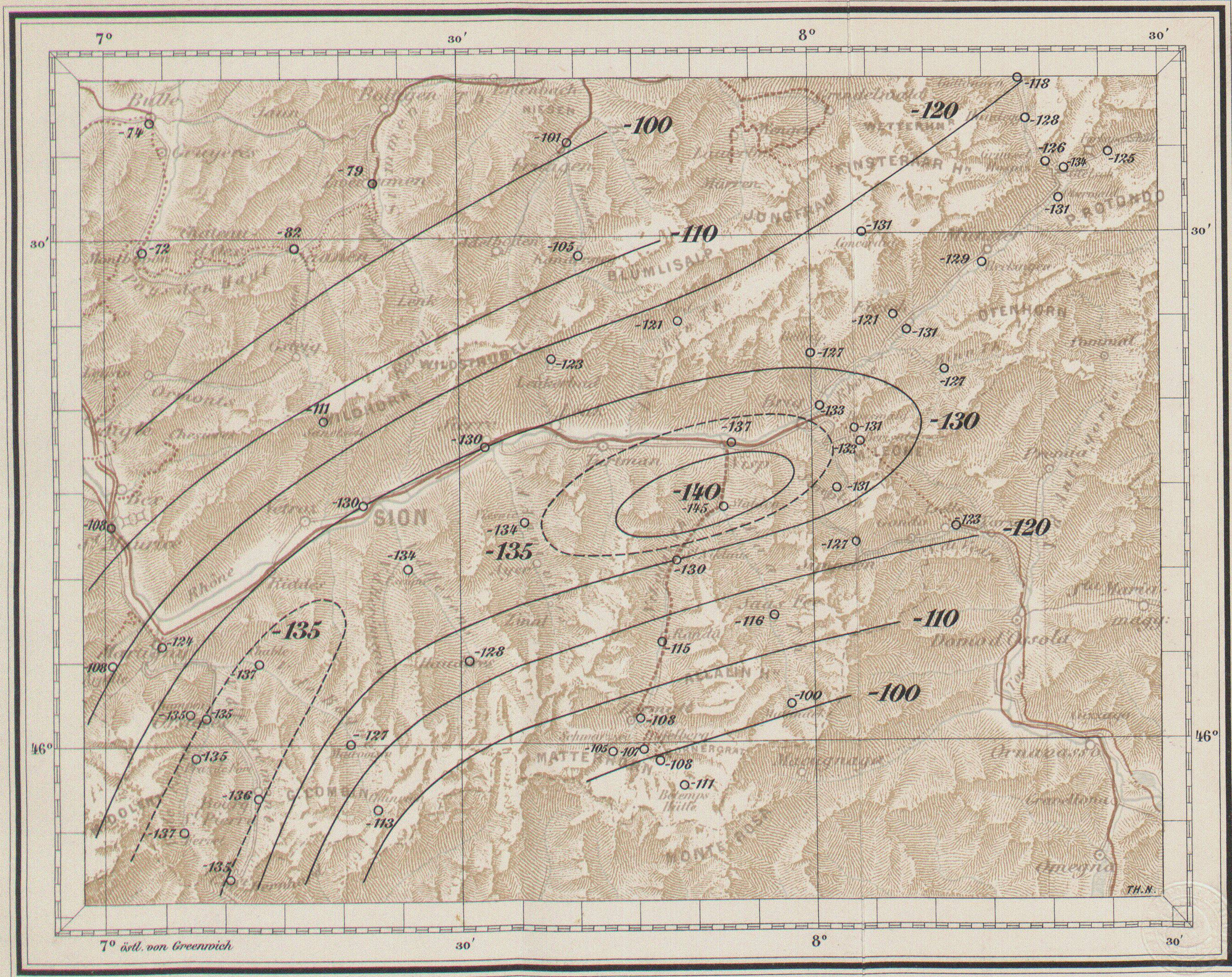
$$\frac{1}{60} \text{ sek.}$$

Und wenn es nun möglich ist, die *Koinzidenzdauer* nicht nur auf ganze Sekunden genau zu bestimmen, sondern auf $\frac{1^s}{1000}$ genau, so beträgt der Fehler der Schwingungsdauer auch nur $\frac{1}{1000} \cdot \frac{1}{60^2} = \frac{3}{10000000}$ sek. Um diese Genauigkeit schon in der Koinzidenzdauer zu erreichen, dürfen wir die Schwingungen des Pendels nicht von freiem Auge mit denen eines Uhrpendels vergleichen. In der Praxis benützt man ein Fernrohr, das mit einer besondern, von v. Sterneck erfundenen Vorrichtung verbunden ist; sie gestattet, schon den einzelnen Koinzidenzmoment mit einer Genauigkeit von $\frac{1}{10}^s$ aufzufassen. Ferner lässt man das Pendel nicht nur von einer Koinzidenz bis zur nächst folgenden schwingen, sondern wartet eine ganze Anzahl von Koinzidenzen ab.

Wir haben bisher stillschweigend eine Voraussetzung gemacht, die nicht zutrifft: wir haben angenommen, die Schwingungszeit unseres Pendels werde nur durch die *Schwere* beeinflusst. In Wirklichkeit wird sie aber durch eine ganze Anzahl von Faktoren geändert; sie hängt auch ab von der Temperatur der Pendelstange, vom Luftdruck, von der Grösse der Amplitude u. s. f. Wenn wir also die

Schwingungszeiten des Pendels von verschiedenen Stationen mit einander vergleichen wollen, müssen wir zuerst diesen Änderungen Rechnung tragen. Das geschieht in der Weise, dass man die *beobachtete* Schwingungszeit reduziert auf *den* Wert, den man bei einem gewissen Normalzustand beobachtet hätte. Damit diese Reduktion möglich sei, muss genau untersucht werden, wie das Pendel sich äussern Einwirkungen gegenüber verhält; man muss angeben können, um wie viel sich seine Schwingungszeit ändert, wenn die Temperatur der Pendelstange um 1^0 C zunimmt oder wenn der Luftdruck um 1 mm steigt. Es muss ferner berücksichtigt werden, dass die beobachtete Schwingungszeit beeinflusst wird durch die mitschwingende Bewegung des Stativs. Trotz dem geringen Gewicht des verwendeten Pendels, das nur wenig über 1 kg beträgt, wird das Stativ gezwungen, die Bewegungen des Pendels mitzumachen, und der Effekt dieser erzwungenen Bewegung ist der, dass das Pendel scheinbar um eine Axe schwingt, die etwas über der Auflagerungsfläche liegt. Für jede Aufstellung des Stativs muss der Einfluss dieser mitschwingenden Bewegung bestimmt werden, weil er nicht nur von der Elastizität des Stativs, sondern hauptsächlich auch von der Festigkeit des Untergrundes abhängt.

Eine letzte Korrektion endlich erfordert die beobachtete Schwingungszeit, weil wir sie in falschem Mass gemessen haben. Zur Messung einer Zeitdauer brauchen wir eine Uhr und trotz aller technischen Vervollkommnung ist es nicht möglich, eine Uhr zu konstruieren, die absolut richtige Sekunden gibt. Übrigens werden jetzt allgemein zu solchen Messungen Pendeluhren verwendet; die Sekundenlänge einer Pendeluhr ist aber selbst wieder abhängig von der Schwere, sie ändert sich also, wenn die Uhr von einer Station zu einer andern transportiert wird. Wenn eine Uhr unrichtige Sekunden schlägt, so geht sie entweder vor oder nach und das ersehen wir sofort, wenn wir die Uhr zweimal mit der richtigen Zeit vergleichen.



Massstab 1:600000

10 Km. 0 10 20 30 40 50

Kurven gleicher Schwereabweichung $g_0'' - \gamma$

Die Sekundenlänge einer Uhr bestimmen, heisst also nichts anderes als 2 mal den Uhrfehler bestimmen. Es ist eine der Hauptaufgaben der beobachtenden Astronomie, die richtige Zeit zu bestimmen; eine Zeitbestimmung kann jederzeit ausgeführt werden mit Hilfe eines stabil aufgestellten Fernrohres, das gestattet, die Durchgänge von Sternen durch eine Vertikalebene nach einer Uhr zu beobachten. Auf jeder Schwerestation muss also 2 mal der Uhrfehler bestimmt werden; ergibt sich, dass die Uhr in 24 h nur um $\frac{1}{50}^{s}$ zurückgeblieben oder vorgegangen sei, so erfordert die beobachtete Schwingungszeit schon eine Korrektion von 1 zehnmilliontel Sekunde.

Bringt man diese 5 Reduktionen an der beobachteten Schwingungszeit an, so resultiert die reduzierte Schwingungszeit, die man beobachtet hätte, wenn das Pendel bei unendlich kleiner Amplitude und der Temperatur null im luftleeren Raum auf einem vollkommen starren Stativ geschwungen und die Beobachtungsuhr richtige Sekunden gegeben hätte. Hat man diese reduzierte Schwingungszeit zuerst an einem Ort mit bekannter Schwere bestimmt und dann an einer Feldstation, so kann man die Differenzen der Schwingungszeiten in Differenzen der Schwerebeschleunigung umrechnen und damit zur Kenntniss der Schwere selbst gelangen. —

Nach dieser relativen Methode hat die Schweizerische Geodätische Kommission — in Fortsetzung früher begonnener Arbeiten — in den letzten 7 Jahren an nahezu 60 Stationen, die meist im Kanton Wallis gelegen sind, die Grösse der Schwerebeschleunigung bestimmen lassen. Die vollständige Erledigung *einer* Station, d. h. die Aufstellung der Pendelapparate und der Pendeluhr, die Aufrichtung eines kleinen Observatoriums für die astronomischen Beobachtungen, die Messungen selbst, das Wiederverpacken, eine provisorische Überrechnung der Beobachtungen und die Reise nach der nächsten Station, das alles erfordert durchschnittlich einen Zeitaufwand von einer Woche.

Wenn wir das nackte Beobachtungsresultat dieser Schwerestationen mit einander vergleichen, so ersehen wir daraus nur, dass im Allgemeinen die Schwere in der Höhe kleiner ist als in der Tiefe. Diese Abhängigkeit wollen wir durch die Beobachtungen gar nicht feststellen, da das Gesetz der Abnahme der Schwere mit der Höhe genügend genau bekannt ist aus theoretischen Überlegungen. Es wäre uns viel lieber, wenn alle Stationen sich in der gleichen Höhe befänden und wenn die umliegenden Bergmassen immer *denselben* Einfluss ausübten, denn dann wären unsere Zahlen ohne weiteres vergleichbar und eine Änderung der Schwere würde eine Änderung in der Massenlagerung unterhalb andeuten. Nichts hindert uns aber, die Berge zu versetzen, wenn auch nur in Gedanken: wir denken uns sämtliche Massen, die über dem Meeresniveau liegen und die noch einen merkbaren Einfluss auf die Schwere unserer Station ausüben, weggenommen und den Beobachtungsort senkrecht ins Meeresniveau verschoben. Mit andern Worten: wir rechnen aus der beobachteten Schwere g im Stationsniveau denjenigen Wert — g_0'' —, den man im Meeresniveau beobachtet hätte, wenn alle Massen darüber entfernt werden.

Dieser Übergang von g zu g_0'' wird gewöhnlich in drei Schritten gemacht.

Zunächst denken wir uns durch die Beobachtungsstation in der Meereshöhe H eine horizontale Ebene gelegt und bringen sie zum Schnitt mit dem umliegenden Terrain. Alle Bergspitzen und Ketten, die darüber hervorragen, nehmen wir weg, und alle Täler füllen wir mit Masse aus bis ins Niveau dieser Ebene, so dass nun unsere Station auf einer ebenen Platte von der Meereshöhe H liegt. Um die beobachtete Schwere g dieser Fiktion anzupassen, müssen wir sie um einen bestimmten Betrag $\triangle g''$ vergrössern:

$$g + \triangle g'',$$

weil wir mit den weggenommenen Massen eine nach oben wirkende Komponente entfernen und mit den auffüllenden Massen eine nach unten wirkende zufügen. Es ist also nun

$$g_0 = g + \triangle g''$$

derjenige Schwerewert, den man bei horizontalem Terrain beobachtet hätte. Es würde zu weit führen, die Berechnung dieser sog. topographischen Reduktion $\triangle g''$ zu besprechen; in der Hauptsache läuft sie auf eine detaillierte Massenberechnung hinaus, indem das Terrain rings um die Station durch Radien und Kreise in einzelne Ringsektoren zerlegt und die mittlere Höhe eines jeden Stückes aus der Karte abgelesen wird.

Der zweite Schritt besteht darin, dass wir nun die ebene Platte wegnehmen. Da die Platte eine Anziehung nach unten ausübt, wird g_0 um den Betrag dieser Anziehung kleiner werden. Die entsprechende Reduktionsgrösse $\triangle g'$ führt also den Wert g_0 in einen Wert g_0':

$$g_0' = g_0 + \triangle g'$$

über, den man am Beobachtungsort in freier Luft beobachtet hätte. $\triangle g'$ ist immer negativ und hängt einerseits ab von der Dicke der Platte, also der Stationshöhe, und andrerseits von der Dichte des Gesteins.

Nun verschieben wir, um den letzten Schritt auszuführen, den Beobachtungsort senkrecht nach unten auf die freigelegte, dem Meeresniveau entsprechende Fläche; die Reduktion $\triangle g$ für diesen Übergang ist die bekannte Änderung der Schwere mit der Höhe in freier Luft. Wir erhalten so schliesslich den Wert g_0'':

$$g_0'' = g_0' + \triangle g = g + \triangle g'' + \triangle g' + \triangle g$$

das ist derjenige Wert, den wir senkrecht unter der Beobachtungsstation im Meeresniveau beobachtet hätten, wenn alle sich darüber erhebenden Massen entfernt werden.

Wegen Ungenauigkeiten in der Berechnung der Reduktionsgrössen $\triangle g'$ und $\triangle g''$, die nicht zu vermeiden sind, sind die aufs Meeresniveau reduzierten Werte g_0'' etwas unsicherer als die Beobachtungswerte g; ihr Fehler muss durchschnittlich auf 3 bis 4 hundertel Millimeter angenommen werden.

Diese Werte g_0'' können wir nun unter einander vergleichen. Um einen Überblick über die grosse Zahl von Einzelwerten zu erhalten, könnten wir z. B. zuerst einen Mittelwert bilden und dann die Abweichungen der Einzelwerte gegen diesen Mittelwert betrachten. Man verfährt indessen aus verschiedenen Gründen nicht so, sondern stellt dem reduzierten Beobachtungswert g_0'' einen theoretischen Wert γ gegenüber und bildet die Abweichungen von g_0'' gegen γ:

$$g_0'' - \gamma.$$

Diese Differenz ist für sämtliche Stationen im Wallis negativ, d. h. der Beobachtungswert ist kleiner als der theoretische. Die Zahlenwerte dieser Differenzen sind auf der Karte (s. Beilage) eingetragen; die Einheit ist der hundertel Millimeter.

Um über die Bedeutung dieser negativen Differenzen klar zu sein, müssen wir kurz erläutern, wie der theoretische Vergleichswert γ entsteht. Wegen der Abplattung der Erde und der Zentrifugalbeschleunigung infolge der Erdrotation, die beide im gleichen Sinn wirken, bleibt die Schwere im Meeresniveau nicht konstant, sondern ist am Äquator kleiner als an den Polen. Unter gewissen Voraussetzungen lässt sich zeigen, dass sich die Schwere im Meeresniveau in erster Annäherung nach dem Gesetz ändert: es ist

$$\gamma = \gamma_a (1 + b \sin^2\varphi)$$

wenn γ die Schwere in der Geogr. Breite φ, γ_a am Äquator und b eine Konstante bezeichnet.

Die Konstanten γ_a und b dieser Formel werden aus einer grossen Zahl von Schwerewerten, die möglichst über die ganze Erdoberfläche verteilt sind, abgeleitet. Als bester, zahlenmässiger Ausdruck wird die von Helmert 1901 abgeleitete Formel angenommen:

$$\gamma = \overset{\text{cm}}{978{,}046} (1 + 0{,}005302 \sin^2\varphi).$$

Die beobachteten Schwerewerte der Erde schliessen sich dieser Formel im Allgemeinen gut an und wir erblicken darin eine Bestätigung der Voraussetzungen ihrer Ableitung; die wichtigste darunter ist die: es sei die Erdmasse in der Hauptsache aus homogenen, konzentrischen Schalen aufgebaut.

Die Formel für γ gilt nur im *Meeresniveau.* Da es nun auf dem Festland im Allgemeinen nicht möglich ist, die Schwerebestimmung im Meeresniveau vorzunehmen, so kann man der Ableitung der Konstanten dieser Formel auch nicht direkt beobachtete Schwerewerte zu Grunde legen, sondern Werte, die aus den beobachteten aufs Meeresniveau umgerechnet sind. Bei dieser Reduktionsrechnung wird nun nicht so verfahren, wie ich es eben für *unsere* Schweremessungen geschildert habe, sondern folgendermassen. Die Massen, die sich übers Meeresniveau erheben, werden senkrecht aufs Meeresniveau verschoben und hier zu einer Flächenschicht verdichtet. Nun verschiebt man den Beobachtungsort ebenfalls bis dicht übers Meeresniveau und bringt also am beobachteten Wert *nur* die normale Änderung in freier Luft an; bildet also nach unserer Bezeichnungsart den Wert

$$g' = g + \triangle g$$

Für diesen Zweck wird deshalb *so* verfahren und *nicht, wie* wir es getan haben, weil sich einerseits die beobachteten Schwerewerte der Interpolationsformel besser anschliessen, wenn so reduziert wird; und andrerseits weil die Interpolationsformel dienen soll zur Berechnung der Abplattung der Erde nach dem Clairaut'schen Theorem; zu diesem Zweck will man den Einfluss der kontinentalen Massen nicht beseitigen.

Unsere Schwerewerte g_0'' sind nun *deshalb* kleiner als der theoretische Wert γ, weil wir uns die Massen oberhalb dem Meeresniveau *weggenommen* denken und den Beobachtungswert um den Betrag $\triangle g' + \triangle g''$, der der Anziehung dieser Massen entspricht, vermindert haben. Damit nehmen wir einen Betrag weg, den wir wegen der allgemeinen, kontinentalen Erhebung sollten bestehen lassen. Wir sehen nun aber auch ein, weshalb wir so verfahren sind. Liegt die Beobachtungsstation im Flachland des Kontinentes, so ist ihre *Seehöhe* ohne weiteres massgebend für den Einfluss der Kontinentalmassen. Im Gebirge, wo die Höhe auf kurze Distanzen rasch ändert, kann man nicht ebenso die Höhenlage der Station als massgebend ansehen für den Einfluss der Kontinentalmassen, in welche jetzt auch die Gebirgsmassen zu beziehen sind. Wenn man hiefür eine *mittlere* Höhe des Gebirges in Betracht ziehen wollte, so bleibt zunächst ganz ungewiss, ob man diese *mittlere* Höhe aus einem Umkreis um die Station von nur wenigen Kilometern oder von hunderten zu berechnen hat. Der Vorzug des angewendeten Reduktionsverfahrens besteht darin, dass es in dieser Frage zunächst eine klare Anschauung schafft. Wenn wir die Massen oberhalb des Meeresniveaus entfernen, so beseitigen wir bewusst den kontinentalen Einfluss, dagegen bleibt bestehen der Einfluss aller Massenunregelmässigkeiten *unterhalb* dem Meeresniveau. Das negative Vorzeichen der Differenz $g_0'' - \gamma$, wonach die beobachtete Schwere im Meeresniveau kleiner ist als die theoretische, deuten wir deshalb als Massendefekt. Mit diesem Ausdruck wollen wir aber nicht sagen, es fehle *überhaupt* Masse, sondern zunächst nur: es fehle im Alpengebiet *relativ* Masse unterhalb dem Meeresniveau gegenüber dem Flachland. Wir haben die *oberirdischen* Massen der Alpen als kontinentale Kompensation dieses Massendefektes zu betrachten.

Die Darstellung der Karte gibt uns einen Überblick über den Verlauf des Massendefektes im Wallis. Die Linien verbinden die Orte, wo die Schwereabweichung $g_0'' - \gamma$ gleich gross ist, also auch der Massendefekt. Nach Sterneck nennt man solche Linien Isogammen und meint damit aber nicht Linien, wo γ, sondern die Abweichung von γ gleich gross ist.

Die Linien folgen im Allgemeinen dem Streichen des Gebirges. Das Maximum des Defektes liegt mit etwa – 135 hundertel Millimeter Schwereabweichung südlich vom Rhonetal. An zwei Gebieten erscheint das Maximum des Defektes verstärkt, das eine befindet sich südlich von Visp, das andere südlich von Martigny. Mit der Annäherung an den italienisch-schweizerischen Grenzkamm nimmt der Defekt rasch ab bis zu dem Betrag von – 110 hundertel Millimeter Schwereabweichung. Ebenso vermindert sich der Defekt in der Richtung nach Norden, aber etwas weniger rasch, wie aus der grössern Distanz der Linien zu sehen ist. Auffallen muss das scharfe Abbiegen der Kurven nach Süden südlich von Martigny, auch dann, wenn man diesen Verlauf erwartet hat, in der Voraussicht, dass damit der Hauptdefekt innerhalb des Gebietes der grössten Massenerhebungen bleibe.

Wie in den Alpen, so hat man auch in allen andern Faltengebirgen z. B. im Kaukasus und im Himalaya, einen Massendefekt unterhalb dem Meeresniveau konstatiert. Es hat diese Erscheinung, in Verbindung mit der Tatsache, dass sich die Schwerewerte g' der einfachen Interpolationsformel gut anschliessen, zu einer Anschauung über die Konstitution der Erdrinde geführt, die als Pratt'sche Hypothese bekannt ist. Schneiden wir an verschiedenen Stellen der Erdoberfläche vertikale Prismen von gleichem Querschnitt aus, die bis zu einer gemeinsamen Niveaufläche im Erdinnern gehen, dann sagt die Pratt'sche Hypothese aus: in diesen Prismen sei gleich viel Masse enthalten, gleichgiltig wo wir das Prisma nehmen, ob im Meere oder im Flachland des Kontinentes oder im Gebirge. Wir können die Aussage auch folgendermassen formulieren: der Druck, den die Masse des Prismas auf den innern Erdkern ausübt, ist in allen Fällen gleich gross. Eine wichtige Stütze hat diese Hypothese in letzter Zeit erfahren durch den Nachweis, dass die Schwere über den Tiefen des Weltmeeres im allgemeinen normal sei d. h. gleich der auf dem Flachland des Kontinentes beobachteten.

Die Ergebnisse unserer Schweremessungen stellen uns nun vor die Frage: Wird der Massendefekt unterhalb dem Meeresniveau — in Übereinstimmung mit der Pratt'schen Hypothese — durch die oberirdischen Massen der Gebirge vollständig kompensiert oder nicht? Man wird kaum daran zweifeln können, dass die Pratt'sche Hypothese zur Zeit der intensiven Gebirgsfaltung der Ausdruck einer Tatsache gewesen sei; doch können wir die Annahme nicht ohne weiteres von der Hand weisen, es habe die Erdrinde eine so hohe Festigkeit erlangt, dass durch Erosion und andere Ursachen Massen abgetragen werden konnten, ohne dass ein Ausgleich des dadurch verschieden gewordenen Druckes sich vollzogen hätte durch Massenverschiebungen unterhalb dem Meeresniveau.

Um eine bestimmte Antwort auf diese Frage geben zu können, bedarf es noch eines ausgedehnteren Beobachtungsnetzes, bevor sich die rechnerische Prüfung lohnt. Wenn man den Nachweis leisten will, dass der Massendefekt vollständig kompensiert werde durch die oberirdischen Gebirgsmassen, so handelt es sich nur darum zu entscheiden, wie gross der Querschnitt der Prismen anzunehmen sei, deren Massen wir mit einander vergleichen, oder mit andern Worten: aus welchem Umkreis die mittlere Höhe, die als Masstab für die kontinentale Erhebung gilt, zu berechnen sei. Die je aus demselben Umkreis berechnete mittlere Höhe muss dann die Grösse des Defektes vollständig erklären. Ohne Rechnung können wir uns Rechenschaft geben von der Lage des Defektes, die dadurch merkwürdig erscheint, dass das Maximum nicht zusammenfällt mit der grössten Massenerhebung, also nicht mit dem Hauptkamm der Berner- oder Walliser Alpen. Wählen wir als Prisma einen Zylinder, dessen Durchmesser ungefähr der Breite des Alpengebietes gleich ist, also zirka 150 km, und schreiben wir die mittlere Höhe des Gebietes, die der Zylinder aus der Erdoberfläche ausschneidet, dem Mittelpunkt zu, so werden wir die *grösste* mittlere Höhe erhalten, wenn das Gebiet sowohl Berner- als Walliser Alpen umfasst. Der Mittelpunkt wird auf eine Zone, die südlich vom Rhonelauf liegt, fallen, wie es die Lage des Maximums des Defektes verlangt. Auch die Lage der beiden Hauptmaxima findet eine ungezwungene Erklärung; das Maximum von Visp-Stalden liegt zwischen den grössten Erhebungen der beiden Gebirgsketten, zwischen Finsteraarhorn- und Monte Rosamassiv; das andere zwischen dem Montblancmassiv, den Walliseralpen und dem Massiv des Gran Paradiso.

Wenn sich auf diesem Wege nur die allgemeine Lage des Defektes, nicht aber auch seine Intensität würde erklären lassen, dann hätten wir es mit einem Massendefekt zu tun, der nicht vollständig durch die oberirdischen Massen kompensiert ist. Wir werden aber jedenfalls daran festhalten müssen, dass die Kompensation früher einmal bestanden habe. Gemäss der Pratt'schen Hypothese können wir dann annehmen, die Lage des Maximums des Defektes zeige uns ein Gebiet der einstigen, grössten Massenerhebung an. Mit dieser Art der Erklärung befinden sich in Übereinstimmung Anschauungen über die Tektonik der Alpen, die in den letzten Jahren allgemein Geltung bei den Geologen erlangt haben. Darnach sind die Massen der Alpen nur z. T. autochthon, d. h. von jeher an der Stelle gewesen, wo sie sich heute befinden; hieher gehören die Massive des Finsteraarhorns, Monte Rosas, Montblancs und des Gran Paradiso. Ein anderer Teil ist von Süden *her* transportiert worden, über die heute hochragenden Alpenketten hinweg, durch Bildung von Falten und Decken während der Periode des Zusammenschrumpfens der Erdrinde. Diese Decken können da liegen, wo die ursprüngliche Faltenbildung sie hingeworfen hat; sie können sich aber auch von ihrer Wurzel losgelöst und selbständig abgeglitten sein auf einer geneigten Unterlage. Hieher gehören einerseits die Massen der Dt. Blanche-Deckscholle in dem Gebiet zwischen Monte Rosa und dem Grossen St. Bernhard südlich der Rhone, andrerseits die Chablais- und Freiburgeralpen. Die Wurzelregion dieser nördlichen Decke befindet sich im Rhonetal und bildet die sogenannte Rhonetalnarbe. Sie verläuft östlich vom Montblancmassiv, biegt dann südlich von Martigny um und lässt sich über die Furka bis zur Rheintalnarbe verfolgen, die ihrerseits die Wurzelregion der im Osten überschobenen Decken ist. Auffallen muss nun, dass der Verlauf der Rhonetalnarbe fast vollständig zusammenfällt mit dem Verlauf des Maximums des Defektes. Es ist nicht Sache eines Laien in geologischen Dingen, zu entscheiden, ob dieses Zusammentreffen zufälliger Natur sei oder ob ein Kausalzusammenhang bestehe. Für eine kausale Beziehung überhaupt spricht sehr der Umstand, dass der Massendefekt im Gebiet der Dt. Blanche-Deckscholle sehr rasch abnimmt; wenn die Masse der Deckscholle nicht kompensiert ist durch Massendefekte unterhalb, sondern wenn nur die Massen unter der Decke, die ein Senkungsgebiet darstellen, kompensiert sind, dann ist nach Pratt auch der Fehlbetrag an Massen unterhalb dem Meeresniveau gering und die Schwere g_0'' im Meeresniveau also relativ gross; damit würde die rasche Abnahme des Defektes erklärt. Gerade umgekehrt würde es sich mit der Narbenzone verhalten; wir müssten annehmen, dass früher in dieser Zone ein Gebiet relativ starker Auffaltung vorhanden gewesen sei, das uns heute durch das Maximum des Defektes verraten wird.

Für die Anschauung, dass der Massendefekt nicht vollständig kompensiert sei, dass also Druckunterschiede in der Erdrinde bestehen, dafür spricht vielleicht auch noch eine andere Erscheinung, nämlich die Häufigkeit von Erdbeben im Rhonetal.

Wie man schliesslich den Massendefekt wird auffassen müssen auf Grund weiterer Beobachtungen und Rechnungen, bleibe vorläufig dahingestellt; vermutlich wird es sich darum handeln, den Anteil der beiden Erklärungsmöglichkeiten gegen einander abzugrenzen. An dem zahlenmässigen Ausdruck, den die Beobachtungen in der Karte gefunden haben, wird dadurch nichts geändert werden.

Die seltene Gelegenheit, die der Bau des Simplontunnels bot, wurde von der Schweizerischen Geodätischen Kommission benützt, um an 9 Stationen im Innern des Tunnels die Schwere bestimmen zu lassen. Auf die besondern Massregeln, die ergriffen werden mussten, um brauchbare Resultate zu erlangen, kann ich hier nicht eintreten und verweise Sie, was im Besondern die Bestimmung der Uhrgänge betrifft, auf den von Herrn Prof. Riggenbach bearbeiteten Abschnitt im 10. Band der Publikationen der geodätischen Kommission. Stellt man den Verlauf der Schwere im Tunnel graphisch dar, indem abnehmende Werte der Schwere nach oben aufgetragen werden, um den Verlauf mit dem Profil parallel gehen zu lassen, so schliesst sich die Schwerekurve sichtlich der Profilkurve an; da die Tunnelrichtung ungefähr senkrecht zum Streichen des Gebirges verläuft, drücken sich die durchschnittlichen Überlagerungsmassen in der Profilhöhe verhältnismässig richtig aus. Auf der Nordseite nimmt die Schwere langsam ab und biegt dann ziemlich plötzlich ins Minimum über; die Südseite zeigt anfangs rasche Abnahme und allmählichen Übergang ins Minimum. Hervorzuheben ist, dass das Minimum der Schwere nicht zusammenfällt mit der allerdings seitlich der Tunnelaxe gelegenen, höchsten Überlagerung, dem Monte-Leonemassiv, sondern ziemlich genau in der Tunnelmitte liegt unter dem etwas niedrigeren, aber sich weit hinziehendem Kamm, der von der Passhöhe des Simplons an Wasenhorn, Furggenbaumhorn, Bortelhorn, Hüllehorn etc. verbindet.

Die beobachteten Schwerewerte im Tunnelinnern lassen sich nun ebenfalls aufs Meeresniveau reduzieren, wenn die Anziehung der über und unter dem Tunnelniveau liegenden Massen berechnet wird. Vergleicht man dann die Differenzen $g_0'' - \gamma$ der Tunnelstationen mit den Differenzen, die aus den Stationen ausserhalb interpoliert werden, so zeigt sich, dass die Tunnelstationen fast durchweg etwas kleinere Werte von $g_0''-\gamma$ liefern; die Abweichung beträgt durchschnittlich 6 hundertel Millimeter. Ein Teil davon, etwa 2 hundertel, lässt sich allerdings durch systematische Fehler in der Berechnung der Anziehung der überlagernden Massen erklären; der Rest muss indessen aus andern Ursachen erklärt werden. Ungenauigkeit in der Kenntnis der Gesteinsdichte hat, dank der genauen geologischen Durchforschung des Gebietes, keinen bedeutenden Fehler zur Folge. Es bleiben dann noch zwei Erklärungsmöglichkeiten; wir müssen annehmen, dass entweder die Änderung der Schwere in freier Luft nicht dem bekannten Gesetze folge, oder dass eine, in die Berechnung der Anziehung allgemein eingehende Konstante unrichtig angesetzt sei, die mittlere Erddichte. Die letztere Erklärung hat die grössere Wahrscheinlichkeit für sich; die im Tunnel und ausserhalb beobachteten und aufs Meeresniveau reduzierten Schwerebeschleunigungen können zur Übereinstimmung gebracht werden, wenn die mittlere Erddichte gleich *5,47* gesetzt wird; der üblich angenommene Wert beträgt 5,52.

Die Schwerewerte der Stationen im Simplontunnel und an der Strasse haben noch zu einer andern Untersuchung die Grundlage geliefert. Wenn wir mittelst eines Nivellierinstrumentes den Höhenunterschied zwischen zwei Punkten auf verschiedenen Wegen messen, so erhalten wir — von Beobachtungsfehlern abgesehen — nicht das gleiche Resultat, da die Niveauflächen im Allgemeinen nicht parallel sind. Messen wir also auf dem einen Wege hin, auf dem andern zurück, und bilden die Summe der gemessenen Höhenunterschiede, so erhalten wir nicht null, sondern eine von null verschiedene Zahl, die man den Schlussfehler des Polygons nennt. Dagegen ist die Summe der *geleisteten Arbeit*, d. i. die Summe der Produkte aus den Höhendifferenzen in die Schwerebeschleunigungen streng gleich null. Kennt man auf dem ganzen Wege die Grösse der Schwerebeschleunigung, so kann man den Schlussfehler berechnen. Ein interessantes Beispiel hiefür bietet die Nivellementsschleife von Brig über die Passhöhe des Simplons nach Iselle und zurück durch den Tunnel. Der wirklich beobachtete Schlussfehler dieses Polygons beträgt:

+ 4 mm.

Der auf Grund der beobachteten Schwerebeschleunigungen berechnete Schlussfehler beträgt:

za. – 14 mm.[1]

Diese Rechnung ist von Herrn Dr. J. Hilfiker, Ingenieur der schweizerischen Landestopographie ausgeführt worden. Von diesem Betrag rührt indessen nur ein Teil von dem anormalen Verhalten der Schwerkraft her. Um diesen gesondert zu erhalten, rechnet Herr Dr. Hilfiker den Schlussfehler noch unter der Annahme, dass die Schwere normal sei und dem bekannten Gesetz für die Änderung mit der Breite und Höhe folge; er erhält so den orthometrischen Schlussfehler:

– 11 mm.

Das heisst also: die anormale Schwereänderung habe im berechneten Schlussfehler nur einen ganz unbedeutenden Einfluss. Dieses unerwartete Resultat ist folgendermassen zu erklären. Die Zunahme des Massendefektes von Süden nach Norden wirkt der gesetzmässigen Abnahme der Schwere gegen Süden entgegen und hat also eine Verminderung des absoluten Betrages des orthometrischen Schlussfehlers zur Folge. Diese Veränderung wird aber wieder aufgehoben durch den Umstand, dass die Schwere im *Stationsniveau* auf der Südseite des Simplons relativ kleiner ist als auf der Nordseite; da die Simplonstrasse von Gabi bis Iselle in einer tiefen Schlucht

[1]) Der definitive Wert steht noch aus.

verläuft, üben die das Stationsniveau überragenden Massen eine starke nach oben wirkende Komponente aus, die die wirkliche Schwere im Stationsniveau verkleinert.

Dieses Beispiel zeigt uns deutlich, dass weder das normale Verhalten der Schwere noch das anormale im Meeresniveau gestattet einen sichern Schluss auf die Grösse des Nivellementfehlers zu ziehen. Massgebend ist dafür allein die wirkliche, beobachtete Schwere im Stationsniveau. So haben die Schweremessungen bereits eine Bedeutung für die Technik erlangt: sie ermöglichen dem Nivellementsingenieur, die Resultate seiner Messungen zu beurteilen und zu verbessern. Wie die andern Zweige der Geodäsie ist das Gebiet der Schweremessungen, das in erster Linie aus wissenschaftlichen Gründen gepflegt wird, nicht nur Selbstzweck, sondern dient auch praktischen Bedürfnissen des Ingenieurs.