

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	47 (1954)
Heft:	1
Artikel:	Schweremessungen nordwestliche von Zürich und ihre geologische Interpretation
Autor:	Gretener, Peter
Kapitel:	I: Die Schweremessungen und ihre Reduktion
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-161832

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 23.02.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

leichten Materialien kommt vor allem als Störquelle in Frage. Ob sich auch die Quartäralablagerungen gravimetrisch erfassen lassen, das heisst ob sie interpretierbare Schwereanomalien hervorrufen würden, musste die Erfahrung zeigen. Für die tertiären Ablagerungen wird im folgenden meist der Ausdruck Molasse verwendet, da die eozänen Siderolithbildungen für die Gravimetrie nicht von Bedeutung sind. Die jurassische Formation wird, sofern nur auf den Gesteinsinhalt Bezug genommen wird, im weiteren kurz als Kalk bezeichnet. Da dieses Gestein sehr wesentlichen Anteil nimmt am ganzen Aufbau der Formation, vor allem im Malm, dem obersten und damit für die Gravimetrie wichtigsten Teil, dürfte es in erster Linie dafür verantwortlich sein, dass die jurassische Formation gegenüber dem Quartär und Tertiär eine grössere Dichte aufweist. Was die tiefer liegenden Formationen anbelangt, so dürfte erst das Grundgebirge eine noch höhere Dichte aufweisen. Für die Trias kann man möglicherweise eine grössere Streuung der Dichtewerte annehmen; ihre mittlere Dichte dürfte sich aber von der des Juras nicht stark unterscheiden.

In dem oben umschriebenen Gebiet waren bereits vor der gravimetrischen Aufnahme die folgenden geologischen Strukturen bekannt:

1. Die Lägern-Antiklinale, die sich geologisch bis 2 km östlich Dielsdorf verfolgen lässt. (MÜHLBERG, 1902; HEIM, 1919; SENFTLEBEN, 1923; NOTZ, 1924.)
2. Die Neuenhofer-Antiklinale, geologisch bis in die Gegend östlich Würenlos bekannt. (OPPLIGER, 1890; AMSLER, 1915; SENFTLEBEN, 1923.)
3. Die Endinger-Flexur, im Gebiete zwischen Endingen und Kaiserstuhl. (MÜHLBERG, 1902; AMSLER, 1915; HEIM, 1919.) Ferner war bekannt, dass das Limmat- und Glattal zum Teil sehr mächtige Quartärauffüllungen enthalten.

Es war die Aufgabe der vorliegenden Arbeit, die folgenden Fragen zu lösen:

1. Wie weit lassen sich die oben erwähnten geologischen Gegebenheiten im gravimetrischen Kartenbild erkennen; ist insbesondere eine Aussage über die Fortsetzung der Lägern-Antiklinale gegen Osten möglich?
2. Welche weiteren neuen Erkenntnisse über den geologischen Aufbau des Gebietes können anhand der Schwerekarte gewonnen werden?
3. Wie kann der regionale Gradient (generelle Schwerezunahme im Mittelland gegen NNW) befriedigend eliminiert werden?
4. Wie soll bei künftigen Schweremessungen im schweizerischen Mittelland vorgegangen werden? (Anlage des Stationsnetzes, evtl. unter besonderer Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse, der Topographie etc. Ferner, wie soll reduziert werden, und wie sind Dichtebestimmungen durchzuführen?)

Es sei schon hier auf die vier Karten der Tafel XII hingewiesen, die eine übersichtliche Zusammenfassung der Messresultate und ihrer Bearbeitung darstellen.

I. Die Schweremessungen und ihre Reduktion

A. Kurze Beschreibung des Gravimeters

Da die Eigenschaften des verwendeten Instrumentes in verschiedener Beziehung für die Messung von fundamentaler Bedeutung sind, ist es angebracht, hier kurz darauf einzugehen, um so mehr als bei diesen Präzisionsinstrumenten jedes einzelne Instrument als ein Individuum zu werten ist und Erfahrungen nur mit Vorsicht

auf andere Instrumente des gleichen Typs übertragen werden dürfen, was den Wert der bestehenden Literatur (MORELLI, 1951) einigermassen einschränkt.

Das Worden-Gravimeter wird von den Technical Laboratories in Houston, Texas, fabriziert. Es unterscheidet sich von den meisten andern Gravimetern durch sein ausserordentlich geringes Gewicht von nur 2,5 kg und entsprechend kleine Ausmasse, ein Umstand, dem bei den hiesigen Terrainverhältnissen grosse Bedeu-



Fig. 1. Das Worden-Gravimeter während der Messung auf einer Feldstation.

tung zukommt (Fig. 1). Die grosse Gewichtseinsparung gegenüber andern Marken röhrt vor allem daher, dass dieses Instrument temperaturkompensiert gebaut und ausserdem in einem Dewargefäß installiert wurde, dafür aber auf einen Heizmantel mit Thermostat und den zur Speisung nötigen Akkumulatoren verzichtet wurde.

Das Instrument beruht auf dem Prinzip des astasierten Federpendels. Das ganze Gehänge ist aus Quarzglas gezogen, einerseits weil dieses Material am wenigsten zu sogenannten Sprüngen neigt, das heisst die plastische Verformung die bei andauernder Belastung eintritt, am regelmässigsten vor sich geht, und anderseits weil Quarz absolut unmagnetisch ist und damit keinerlei Störungen durch Magnetfelder zu befürchten sind. Für die Messungen wird das Instrument als Nullinstrument benutzt, das heisst mit Hilfe von Federn, die durch Mikrometerschrauben betätigt werden können wird das Pendel jeweilen in die Nullage zurückgezogen. Zu diesem Zweck stehen zwei Mikrometerschrauben zur Verfügung, die eine mit einem Bereich von ca. 3000 mgl, die andere zur Feineinstellung mit einem Bereich von etwa 55 mgl. Die maximale Genauigkeit von wenigen Hundertstel-Milligal kann aber nur bei ausschliesslicher Verwendung des Feinbereiches erzielt werden. Bei geophysikalischen Messungen dient daher der Grobbereich lediglich zur Umstellung des Feinbereiches.

Die Messgenauigkeit hängt im wesentlichen von den folgenden drei Faktoren ab:

1. Vom reinen Ablesefehler. Dieser wird von den Technical Laboratories mit $\pm 0,01$ mgl angegeben. Es wurde festgestellt, dass er tatsächlich auch unter ungünstigen Bedingungen im Feld $\pm 0,02$ mgl nicht übersteigt.

2. Von der Richtigkeit des Skalenwertes. Die Fabrik gab ihn, nach der Revision des Instrumentes im Sommer 1951, mit 0,6908 mgl/Skalenteil an. YARAMANCI (1953) prüfte diesen Wert auf dem Neigungsbalken des Geodätischen Institutes der ETH und konnte ihn bestätigen. Wir begnügten uns aber nicht damit, dieses Resultat zu übernehmen, sondern führten selbst noch eine Kontrolle durch. Im Oktober 1952 massen wir erneut die bereits im April desselben Jahres bestimmten Schweredifferenzen verschiedener Basisstationen (vgl. Seite 180 ff.) gegenüber der Hauptbasis. Dadurch konnten wir uns von der Konstanz des Skalenwertes während der ganzen Messperiode überzeugen. Im Januar 1953 stand uns sodann das Worden-Gravimeter Nr. 40 des Laboratoire de Géophysique de l'Université de Lausanne für einige Tage zur Verfügung. Zuerst eichten wir dieses Instrument ebenfalls auf dem Neigungsbalken. Danach wurde die Basisstation B V durch mehrfache Messung an die Hauptbasis B I angeschlossen. Mit dem Worden-Gravimeter Nr. 26 des Instituts für Geophysik hatte sich diese Schweredifferenz im Frühjahr und Herbst 1952 zu $27,42 \pm 0,02$ mgl ergeben. Die neue Messung lieferte den Wert $27,44 \pm 0,01$ mgl, womit die Richtigkeit des Skalenwertes unseres Instrumentes eindeutig belegt war.

3. Vom zeitlichen Gang des Instrumentes. Dieser setzt sich aus verschiedenen Elementen zusammen. Als erstes muss das sogenannte Kriechen erwähnt werden, worunter man folgende, bei allen Gravimetern auftretende Erscheinung versteht: Infolge der Belastung der Feder oder des Torsionsdrahtes (viele dieser Präzisionsinstrumente können nicht arretiert werden) ändert sich die Nullpunktslage ständig. Das Kriechen ist abhängig von der Art des Transportes; besonders machen sich starke Stöße in der Form sogenannter Sprünge bemerkbar. Auch ist die Temperatur von Einfluss. Ferner gehen die Variationen der Nullpunktslage in den zeitlichen Gang des Instrumentes ein, die trotz der Temperaturkompensation von Temperaturänderungen herrühren. Es ist klar, dass diesen Tatsachen bei der Messung irgendwie Rechnung getragen werden muss. Für die Eliminierung des zeitlichen Ganges des Instrumentes sind deshalb verschiedene Methoden ausgearbeitet worden. Im vorliegenden Fall wurde nach dem Schleifenverfahren gearbeitet, das heißt, es wurden von einer Basisstation B aus verschiedene Stationen A_1 angeschlossen und danach wieder eine Messung auf der Basis B zwischengeschaltet. Es wurde also zum Beispiel in der Reihenfolge B $A_1 A_2 A_3$ B gemessen. Für die zwischen den beiden Messungen auf B liegende Zeit wurde linear interpoliert. Durch dieses Verfahren werden zugleich auch die periodischen Variationen des Schwerefeldes, hervorgerufen durch den Einfluss von Sonne und Mond (max. Effekt ca. 0,1 mgl), eliminiert. Es liegt auf der Hand, dass die Messgenauigkeit sehr wesentlich davon abhängt, ob die Nullpunktsverschiebung in der Zwischenzeit tatsächlich linear erfolgt. Selbstverständlich darf man die Dauer einer Schleife nicht zu lang bemessen, da man sonst auf alle Fälle die periodischen Schwankungen des Schwerefeldes speziell berücksichtigen müsste. Als obere Grenze für die Messdauer einer Schleife wurde daher in der vorliegenden Arbeit die Zeit von zwei Stunden festgelegt, die

auch, abgesehen von einigen Ausnahmefällen (Lägern, Heitersberg), eingehalten werden konnte. Beim Worden-Gravimeter Nr. 26 war der zeitliche Gang während der Messperiode im Sommer 1952 recht lästig. Das Instrument war offenbar im Sommer 1951 nicht mit der nötigen Sorgfalt revidiert worden, denn die Nullpunktsverschiebung war ständig positiv und betrug im Mittel 0,1-0,2 mgl/h, oft aber auch mehr. Bereits im Winter 1952/53 musste das Instrument erneut zur Revision eingeschickt werden, da es aus dem Bereich herausgekrochen war. Bei Nachmessungen im Frühjahr 1953 zeigte es sich dann, dass dieser Übelstand nunmehr behoben ist, beträgt doch die Nullpunktsverschiebung nur noch einige Hundertstel-mgl/h. Trotzdem sich das Instrument also während der Feldmessperiode 1952 nicht im optimalen Zustand befand, betrug der mittlere Fehler des Mittels aus zwei Beobachtungen durchschnittlich nur $\pm 0,03$ mgl. Schleifen, bei denen alle Punkte an guten Autostrassen lagen, zeichneten sich im allgemeinen durch eine erhöhte Genauigkeit aus, da in diesem Fall meist die Messdauer eine geringe war und auch das Instrument beim Transport vor stärkeren Stößen bewahrt blieb.

Nebst den drei genannten Faktoren gibt es aber auch noch Störungen, welche die Genauigkeit der Messungen nachteilig beeinflussen können. So ist das Instrument vor allem auf Bodenbewegungen empfindlich. In der Nähe von Ortschaften ist man oft gezwungen, auf Stationen zu messen, bei denen in der Umgebung laufende Maschinen eine ziemlich regelmässige Bodenunruhe hervorrufen. Dies äussert sich in einem leichten Zittern des auf ein Fadenkreuz einzuspielenden Lichtstrahles. Messungen auf solchen Stationen wiesen jedoch nie eine anomale Streuung auf. Schlimmer sind allerdings die unregelmässigen Bodenbewegungen. Bei stärkerem Wind kann zum Beispiel in Wäldern überhaupt nicht mehr gemessen werden, da dort die Energie durch die Bäume auf den Boden übertragen wird und ein Windschutz infolgedessen illusorisch ist. An mikroseismisch sehr stark gestörten Tagen (besonders im Herbst) müssen die Messungen unter Umständen ganz eingestellt werden.

Als interessantes Phänomen sei hier noch die Beobachtung eines Fernbebens mit dem Gravimeter erwähnt. Am 23. Juli 1952 wurde in der Schweiz ein starkes Fernbeben registriert, dessen Epizentrum in Kalifornien lag. Die Registrierung auf der Erdbebenwarte in Zürich dauerte von 13 h bis ca. 16 h. Während der gleichen Zeit wurde auf allen Gravimeterstationen eine sehr starke Unruhe beobachtet. Die grössten Amplituden traten um 14 h auf und betrugen ca. 2 mgl. Die Anregung durch die einzelnen Stösse war oft deutlich erkennbar, und es wurde auch sofort im Feldbuch der Vermerk «Erdbeben?» eingetragen, eine Vermutung, die sich also nachher bestätigte.

B. Anlage und Durchführung der Feldmessungen

Eine erste und wichtige Frage, die sich bei der Planung der Messungen stellte, war die nach der Stationsdichte und der Stationsverteilung.

Was die Stationsverteilung anbelangt, so wurde entschieden, das Stationsnetz möglichst regelmässig anzulegen, und zwar aus folgendem Grund: Die auszuführende Vermessung stellte eine erste Untersuchung dieser Art im schweizerischen Mittelland dar und es war daher wünschenswert, dass sie wenn immer möglich über alle

auftretenden Schwerestörungen Auskunft gebe. Die Vermessung war also keineswegs von vornherein nur auf eine bestimmte Struktur ausgerichtet.

Bei der Festlegung der Stationsdichte waren die folgenden Überlegungen massgebend. Einerseits sollte mit den vorhandenen Mitteln ein möglichst grosses Gebiet vermessen werden, da kleinere Vermessungen, wie die Detailarbeit im Herbst 1951 zeigte, wenig Aussicht auf Erfolg versprachen, anderseits war es aber nötig, die Dichte der Messpunkte in einem vernünftigen Verhältnis zur Ausdehnung der zu erwartenden Schwerestörungen zu halten. Bezuglich dieser Schwereanomalien konnten die folgenden Annahmen getroffen werden: Die durch Verbiegungen der Juraoberfläche hervorgerufenen Anomalien müssen infolge der Tiefe dieser Grenzfläche (abgesehen vom NW-Teil des Gebietes) Halbwertsbreiten von ca. 1 km aufweisen. Die Quartärstörungen liegen zwar ganz oberflächlich, jedoch weisen hier die störenden Massen meist horizontale Ausdehnungen in der Grössenordnung 1 km auf. Daraus ergab sich, dass eine Stationsdichte von etwas mehr als einer Station pro km^2 für alle Zwecke genügen sollte.

Da die Gravimetermessungen auf etwa $\pm 0,03 \text{ mgl}$ genau ausgeführt werden konnten, war es nötig, dass für jede Meßstation die Meereshöhe auf 0,1 m und die Koordinaten auf 5 m genau bekannt waren. Bei der angegebenen Stationsdichte war es nun glücklicherweise möglich, auf die Triangulationspunkte der Eidgenössischen Landestopographie zu greifen. Nur in Ausnahmefällen wurden auch Polygonpunkte verwendet, da deren Aufspürung bereits viel zeitraubender ist. Eigene topographische Vermessungen konnten wegen Zeitmangel keine durchgeführt werden. Auch so beanspruchte das blosse Rekognoszieren der Triangulationspunkte ca. $\frac{1}{3}$ der gesamten Feldarbeitszeit. Auf die Rekognoszierung konnte jedoch nicht verzichtet werden, da die Punkte oft trotz Detailskizze nicht leicht zu finden waren, die Schweremessungen jedoch im Hinblick auf eine möglichst kurze Messdauer für die einzelne Schleife flüssig vonstatten gehen mussten.

Das Vorgehen für die Schweremessungen selbst wurde weitgehend durch die Eigenschaften des Instrumentes diktiert. Wegen der Nullpunktsverschiebung musste, wie bereits erwähnt, in Schleifen gemessen werden. Um die gewünschte Genauigkeit zu erreichen, sollte ferner die Messdauer für eine Schleife im allgemeinen zwei Stunden nicht überschreiten. Damit war eine erste Einschränkung gegeben. Eine zweite ergab sich aus dem relativ kleinen Umfang des Feinbereiches von nur 55 mgl. Aus diesen beiden Tatsachen folgte ohne weiteres die Unterteilung des Stationsnetzes in ein Basis- und ein Detailnetz.

Das Basisnetz umfasst 9 Punkte, von denen die Punkte B II bis B IX (siehe Tabellen der Messresultate) direkt an den Hauptbasispunkt B I in der ETH (siehe Seite 204) angeschlossen wurden. Die Basispunkte befinden sich an den verkehrstechnisch günstigsten Stellen des Messgebietes, das heisst in der Nähe von Knotenpunkten grosser Hauptstrassen. Dies ermöglichte einerseits trotz der relativ grossen Distanzen einen einwandfreien Anschluss an die Hauptbasis, und anderseits konnte von jedem solchen Punkte aus die Detailvermessung mühelos nach allen Seiten vorgetrieben werden. Von den verkehrsreichen Hauptstrassen wurde jedoch immer mindestens 50 m Abstand eingehalten, da auf Basisstationen, wo oft 5–10mal pro Tag gemessen werden muss, Störungen durch den Verkehr besonders unangenehm sind. Bei der Auswahl der Basisstationen wurde auch darauf geachtet, dass die

Schweredifferenz gegenüber dem Hauptbasispunkt 55 mgl, den Feinbereich des Instrumentes, nicht überschritt. Dadurch war es möglich, die Basisstationen direkt, das heisst ohne Zwischenstationen, an die Hauptbasis anzuschliessen. Der mittlere Abstand (Luftlinie) der Basispunkte beträgt ca. 8 km. Auf der «Bouguerkarte I» (Tafel XII) sind diese Punkte besonders hervorgehoben.

Für den Anschluss an den Hauptbasispunkt wurden jeweilen 3–5 Basisstationen in einer Schleife zusammengefasst. Da zufolge der relativ grossen Distanzen die Messdauer für eine Schleife verhältnismässig lang war und zudem eine besonders hohe Genauigkeit erzielt werden sollte, war es nötig, jede dieser Schleifen 6mal zu messen. Der mittlere Fehler des Mittels aus diesen 6 Messungen beträgt im Durchschnitt $\pm 0,02$ mgl.

Das Basisnetz diente als Grundlage für die Detailmessung. Von jedem Basispunkt aus wurden 70–150 Detailpunkte eingemessen. Im allgemeinen erwies es sich als vorteilhaft, zuerst während ein oder zwei Tagen 40–60 Triangulationspunkte zu rekonstruieren, und hernach die Schweremessungen auf diesen Punkten durchzuführen. Meist bildeten 4–6 Stationen eine Schleife. Jede dieser Schleifen wurde an zwei verschiedenen Tagen je einmal gemessen. Betrug die Differenz der beiden Messungen für eine Station mehr als 0,1 mgl, was gelegentlich vorkommen konnte, so wurde die betreffende Station ein drittes Mal angeschlossen. Der mittlere Fehler des Mittels zweier Detailmessungen betrug im Durchschnitt $\pm 0,03$ mgl.

Für den Anschluss einiger besonders hoch gelegener Stationen (Lägern, Heitersberg) reichte der Spielraum des Feinbereiches nicht aus. In diesen Fällen war es nötig, sogenannte «Umsetzstationen» einzuschalten, das heisst auf einer solchen Zwischenstation wurde der Feinbereich mit Hilfe des grossen Bereiches neu eingestellt. Durch Ablesen des Feinbereiches vor und nach der Umstellung wurde die Ungenauigkeit des grossen Bereiches eliminiert. In der Tat zeigte es sich, dass diese Messungen nicht schlechter waren als die normalen.

Die Feldmessungen wurden mit einem Personenwagen ausgeführt. Für den Transport wurde das Instrument, um es möglichst vor allzuheftigen Stössen zu schützen, auf dem Polster des Rücksitzes festgebunden. Ein fester Einbau kam nicht in Frage, da bei weitem nicht alle Stationen mit dem Auto erreichbar waren. In den Schleifen, die längere Märsche erforderten, erwies sich das geringe Gewicht des Instrumentes als äusserst vorteilhaft. Diesem Umstand ist es zu verdanken, dass die Messdauer pro Schleife auch in den ungünstigsten Fällen (Lägern) nie über 3 Stunden stieg.

Auch die relativ einfachen gravimetrischen Aufnahmen können nicht von einem Mann allein durchgeführt werden, müssen doch neben dem Instrument, das sehr sorgfältig transportiert werden muss, noch Stativ, Feldstuhl und eventuell ein Schirm mitgenommen werden. Ferner ist das Instrument während der Messung vor Sonne, Wind und Regen zu schützen, was der Beobachter selbst nicht tun kann. Als zweiter Beobachter nahm daher Herr K. ANTENEN, dipl. Phys., an den Feldmessungen teil.

Insgesamt wurden vom April bis Oktober 1952 während 116 Feldtagen 780 Stationen gemessen. Da jede Station mindestens zweimal bestimmt wurde und ausserdem die jeweilige Basisstation mehrmals am Tage aufgesucht werden musste, beträgt die effektive Zahl der Messungen ca. 2000. Einige der Messpunkte, die bereits

jenseits der Reuss liegen, fanden bei der Auswertung keine Berücksichtigung mehr, da in jenem Gebiet die Vermessung wegen des ausserordentlich schlechten Wetters im Herbst 1952 unvollständig geblieben ist.

C. Reduktion der Messwerte nach Bouguer

Es ist eine bekannte Tatsache, dass die gemessenen Schwerewerte erst in geeigneter Weise reduziert werden müssen, bevor an eine Interpretation geschritten werden kann. Um einen ersten Überblick zu erhalten, wurde eine Reduktion nach Bouguer vorgenommen. Die weitere Bearbeitung der Resultate musste sich aus der auf Grund der so reduzierten Werte gezeichneten Karte («Bouguerkarte I») Tafel XII ergeben.

Die Herstellung einer nach Bouguer reduzierten Schwerkarte erfordert die Anbringung der folgenden Korrekturen an den gemessenen Schwerewerten:

1. Topographische Korrektion T
2. Plattenkorrektion P
3. Freiluftkorrektion F
4. Breitenkorrektion B

Für die Durchführung der Reduktion geht man folgendermassen vor:

Als erstes wählt man ein Bezugsniveau. Dann wird der Einfluss der Masse zwischen der Erdoberfläche und dem Bezugsniveau ausgeschaltet. Diese Operation wird in zwei Schritten vorgenommen. In einer ersten Etappe wird mit Hilfe der topographischen Korrektion der Einfluss der Geländeunebenheiten eliminiert und in einer zweiten Etappe die Platte zwischen dem Bezugsniveau und der Horizontal-ebene durch die Station weggerechnet (Plattenkorrektion). Ferner wird mit den Korrekturen 3 und 4 der normale vertikale und horizontale Schweregradient eliminiert.

Im folgenden seien die einzelnen Korrekturen kurz beschrieben:

1. Die topographische Korrektion

Wie erwähnt, wird durch diese Korrektion der Einfluss der Geländeunebenheiten ausgeschaltet. Man denkt sich zu diesem Zweck die Täler bis auf das Niveau der Station aufgefüllt und die Berge auf das gleiche Niveau abgetragen. Beide Vorgänge wirken gleichsinnig auf die Schwere in einer Station S. Wird ein Tal aufgefüllt, so nimmt die Schwere in der Station S um einen positiven Betrag ΔT zu. Dasselbe geschieht, wie man sich leicht überlegen kann, wenn ein Berg abgetragen wird. Ist g'_s die in der Station S gemessene Schwere und T_s die für diese Station berechnete topographische Korrektion, dann ist $g'_s + T_s$ die Schwere, die in S gemessen würde, wenn das Terrain auf das Niveau der Station S ausgeebnet wäre.

Es ist einleuchtend, dass dieser Korrektion bei Schweremessungen in der Schweiz grosse Bedeutung zukommt, da selbst im Mittelland das Gelände ein ziemlich bewegtes Relief aufweist.

Für die praktische Ausführung dieser Korrektur bestehen bereits seit langer Zeit graphische Verfahren. Gut bekannt sind die Nomogramme von SCHLEUSENER (1940), die auf einem Prinzip beruhen, das bereits von HELMERT verwendet wurde. Nach diesem wird das Gelände auf der Karte in Kreisringsektoren eingeteilt. Zu diesem Zweck zeichnet man die Einteilung der Kreisringsektoren auf Pauspapier

und legt dieses so auf die Karte, dass sich das Zentrum des Netzes mit der Station deckt, für welche die topographische Korrektion bestimmt werden soll. Nun wird die mittlere Meereshöhe jedes einzelnen Sektors geschätzt und durch Differenzbildung mit der Meereshöhe der Station die wirksame Höhe für jeden Sektor ermittelt. Die Werte in Milligal, die zu den verschiedenen Sektoren gehören, sind in Funktion der wirksamen Sektorhöhe dargestellt. Das Verfahren bedeutet insoweit eine Näherung, als in jedem Sektor die Geländeoberfläche ausgeebnet, das heisst, durch eine horizontale Oberfläche in mittlerer Höhe ersetzt gedacht wird.

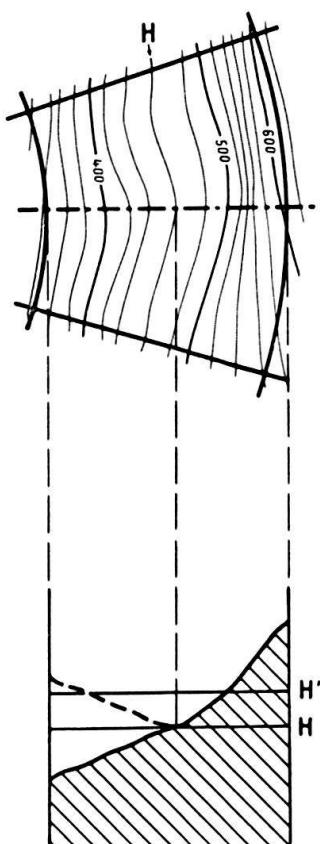


Fig. 2. Ermittlung der für die topographische Korrektion wirksamen Höhendifferenz bei einem Sektor mit positiven und negativen Höhendifferenzen gegenüber der Station, für welche die Korrektion bestimmt werden soll.

Die meisten Verfahren zur Berechnung dieser Korrektion beruhen auf derselben mathematischen Grundlage, nämlich der Einteilung des Geländes um die Station in Kreisringsektoren. Es sind jedoch auch andere Verfahren im Gebrauch. So hat zum Beispiel BARANOV (1953) vor kurzem eine auf anderer Grundlage beruhende Methode publiziert. Genauigkeit und Arbeitsaufwand dürften aber überall ungefähr gleich sein.

Da in der Schweiz das Gelände für Schweremessungen besonders ungünstig ist, erwies es sich als notwendig, die Nomogramme von SCHLEUSENER (1940) in zweifacher Hinsicht zu modifizieren.

Die Änderungen wurden von mir vorgeschlagen und von Herrn Ch. ENZ, dipl. Phys., berechnet. Als erstes musste die Ringeinteilung verfeinert werden, da die re-

lativ grobe Einteilung von SCHLEUSENER (1940) dem stark bewegten Gelände nicht gerecht zu werden vermochte. Ferner wurden die zugehörigen Diagramme so berechnet, dass sich die Korrektionen mühelos bis auf 0,0005 mgl hinunter ablesen lassen. Dies war notwendig, weil die Vernachlässigung der kleinen Höhendifferenzen einen systematischen Fehler ergibt, da sich ja, wie bereits erwähnt, Berge und Täler in ihrer Wirkung gegenseitig nicht aufheben. Diese Tatsache führt auch dazu, dass Sektoren, die gegenüber der Station sowohl positive wie negative Höhendifferenzen aufweisen, gesondert behandelt werden müssen. Würde man in Fig. 2 einfach die mittlere Meereshöhe des Sektors schätzen, und wäre diese beispielsweise gerade gleich der Stationshöhe H , so wäre der Beitrag des Sektors damit gleich Null. Man erhält die massgebende mittlere Höhe H' , indem man sich den einen Teil des Sektors an der Horizontalebene in der Höhe H gespiegelt denkt, wobei man sich die Höhenkurve H als Bach oder Berggrat vorstellt. Die wirksame Höhendifferenz beträgt demnach für den in Fig. 2 dargestellten Fall $H' - H$. Dieser Kunstgriff hat jedoch nur dann eine Bedeutung, wenn die Neigung des Geländes sehr gross ist (Alpen, Jura).

Der zweite Punkt, dem wir unsere Aufmerksamkeit schenkten, betraf die Berücksichtigung des Geländes in der unmittelbaren Umgebung der Station, also je nach Kartenmaßstab einen Kreis von 10–100 m Radius. SCHLEUSENER (1940) führt seine Einteilung in Kreisringsektoren bis auf 2 m an die Station heran. Dies hat

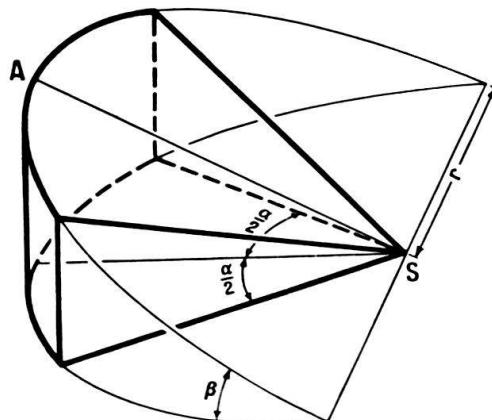


Fig. 3a. Zylinderhufsektor, wird anstelle der bisher üblichen Kreiszylindersektoren für die Berechnung der topographischen Korrektion von 0–10 m (100 m) benutzt.

aber den Nachteil, dass man auf grossmaßstäbliche Detailpläne angewiesen ist. Wo solche nicht existieren, muss die nächste Umgebung vernachlässigt werden. Da in dem zu vermessenden Gebiet die Siegfriedkarte 1:25000 und Vergrösserungen dieser Blätter auf 1:10000 die einzige durchgehend vorhandene Kartengrundlage waren, musste diesem Übelstand unbedingt abgeholfen werden. Das Problem wurde auf folgende Art gelöst: Das Gelände in der unmittelbaren Umgebung der Station wird in Zylinderhufsektoren wie in Fig. 3a eingeteilt. S ist die Station, in A wird die Höhe abgelesen, woraus sich der Winkel β ergibt. Für die praktische Bestimmung geht man so vor, dass man auf Pauspapier einen Kreis mit dem Radius r zeichnet. Auf dem Kreis markiert man die 8 Punkte A im Abstand von 45° . Dieses

Diagramm legt man so auf die Karte, dass sich die Station S, für welche die Korrektion bestimmt werden soll, wiederum im Zentrum befindet. In jedem der Punkte A liest man die Meereshöhe ab, subtrahiert davon die Stationshöhe und dividiert durch r, was direkt $\tan \beta$ ergibt. In Fig. 3b sind die Werte für einen Sektor mit dem Öffnungswinkel 45° in Funktion von $\tan \beta$ aufgetragen, und zwar in mgl/m , das heisst,

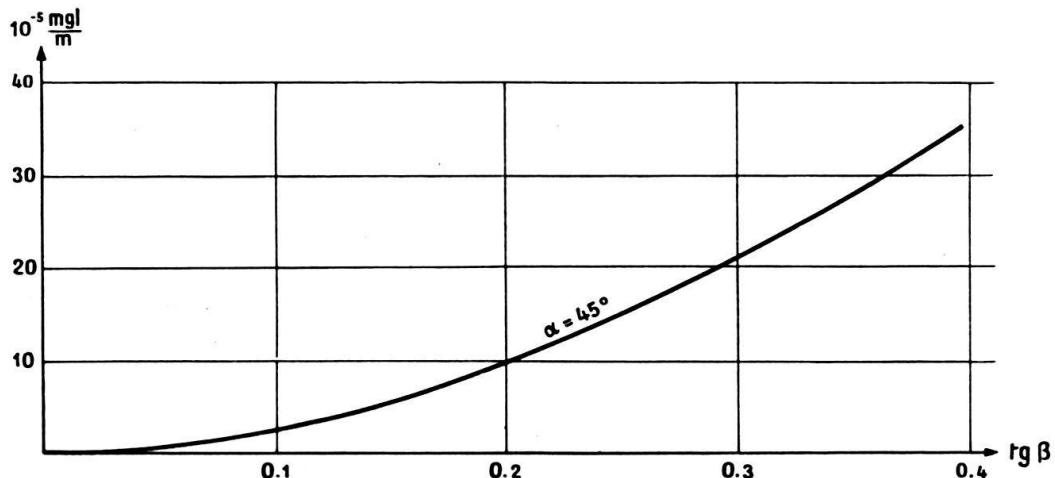


Fig. 3b. Beitrag eines Zylinderhufsektors mit dem Öffnungswinkel $\alpha = 45^\circ$ in Funktion von $\tan \beta$.

die abgelesenen Werte müssen noch mit dem Radius r multipliziert werden. Für $r = 100$ m und $\tan \beta = 0,25$ ergibt sich der Wert 0,015 mgl, wobei noch anzufügen ist, dass die Kurve für die Dichte 1,00 gr/cm³ des Sektors gilt. Die Kurve in Fig.3b beruht auf der folgenden Formel:

$$\Delta T = 2 k_0 r \varrho \left(\frac{\alpha}{2} - J \cos \beta \right); \quad \varrho = 1,$$

$$\text{wobei } J = \int_0^{\alpha/2} \frac{du}{\sqrt{1 - \sin^2 \beta \sin^2 u}}, \quad k_0 = 6,67 \cdot 10^{-8} \frac{\text{cm}^3}{\text{g/sec}^2}.$$

Um die topographische Korrektion endgültig anbringen zu können, ist es noch nötig, die aus den Diagrammen erhaltenen Werte mit der Gesteinsdichte zu multiplizieren. Im vorliegenden Fall wurde die bereits früher von YARAMANCI (1953) bestimmte Molassedichte von 2,40 g/cm³ eingesetzt.

Entsprechend den wechselnden topographischen Verhältnissen variiert der Betrag der topographischen Korrektion im untersuchten Gebiet sehr stark. Im allgemeinen liegt er unter einem Milligal, für sehr exponierte Stationen (Lägern) erreicht er jedoch bis zu 12 mgl. In den Normalfällen liegt der Fehler dieser Korrektion ebenfalls in der Größenordnung von einigen Hundertstel-Milligal. Bei den Extremwerten übersteigt er 0,2 mgl nicht, wie aus Vergleichsbestimmungen hervor ging. Eine eventuelle Kartenengenauigkeit ist in diesen Zahlen allerdings nicht inbegriffen.

2. Die Plattenkorrektion

Mit Hilfe dieser Korrektion wird der Einfluss der zwischen der Horizontalebene durch die Station und dem Bezugsniveau gelegenen Gesteinsplatte eliminiert. Die

Erdkrümmung wird dabei vernachlässigt und der Berechnung eine unendliche, planparallele Platte, im weiteren kurz Platte genannt, zugrunde gelegt.

Bevor diese Korrektion bestimmt werden kann, muss das Bezugsniveau festgelegt werden, ferner muss wiederum die Dichte der in Frage kommenden Gesteine bekannt sein. Für die «Bouguerkarte I» (Tafel XII) wurden alle Schwerewerte mit der Molassedichte $2,40 \text{ g/cm}^3$ auf Meeresniveau reduziert. Die unter Meeresniveau gelegenen Störungen werden durch diese Reduktion auf alle Fälle nicht berührt. Bei diesen Störungen handelt es sich vor allem um die tiefliegende, durch die isostatische Einsenkung der Alpen bedingte negative Massenstörung, sowie die Störung, die durch das gegen den Schwarzwald aufsteigende Grundgebirge verursacht wird. Auch die gegen NNW ansteigende Juraformation ist im südlichen Teil des Arbeitsgebietes unter dem Meeresniveau zu suchen. Für die Schichten zwischen Meeresniveau und Erdoberfläche gilt folgendes: Ist eine Station bis auf Meeresniveau hinunter von Molasse unterlagert, dann wird sie bei der oben genannten Art der Reduktion nur dann eine anomale Schwere aufweisen, wenn sie sich im Bereich einer unter Meeresniveau liegenden Massenstörung befindet. Ist jedoch die Station auf Quartär gelegen, oder befindet sich die Juraoberfläche unterhalb dieser Station über Meeresniveau, dann wird diese Station eine zusätzliche Schwerestörung zeigen, da wir mit einer teilweise falschen Dichte reduzierten. Da es aber gerade diese Störungen sind, die wir im folgenden auswerten wollen, so ist dieses Verfahren nicht nur statthaft, sondern sogar das einzige richtige. Die Höhe des Bezugsniveaus ist in diesem Fall absolut nebensächlich. Das Meeresniveau wurde gewählt, weil dieses am ehesten eine Garantie zur Vermeidung von Rechenfehlern bei der Reduktion bietet. Auch wird es vermutlich als einheitliches Bezugsniveau für die weiteren in nächster Zeit zur Ausführung gelangenden Schweremessungen in der Schweiz dienen.

Die Formel für die Plattenkorrektion lautet:

$$P = 0,04196 \cdot \varrho \cdot H \text{ mgl.}$$

ϱ ist die Dichte in g/cm^3 , H ist die Höhendifferenz zwischen der zu reduzierenden Station und dem Bezugsniveau in Metern, in unserm Falle also die Meereshöhe der betreffenden Station.

3. Die Freiluftkorrektion

Durch diese Korrektion wird der normale vertikale Gradient eliminiert, das heisst die normale Zunahme der Schwere gegen den Erdmittelpunkt berücksichtigt.

Die Formel für die Freiluftkorrektion lautet:

$$F = 0,3086 \cdot H \cdot \text{mgl.}$$

4. Die Breitenkorrektion

Eine Karte der Bougueranomalien herstellen, heisst für jede Station die Differenz $g - \gamma_0$ bilden, wobei $g = g' + T - P + F$ die nach Bouguer auf Meeresniveau reduzierte Schwere und γ_0 die Normalschwere bedeuten. Die Normalschwere ist eine Funktion der geographischen Breite; Näheres siehe Seiten 203–205.

Für ein kleines Gebiet wie das bearbeitete kann man die Zunahme der Normalschwere gegen Norden als konstant annehmen. Sie beträgt im vorliegenden Fall

0,81 mgl/km. Die Breitenkorrektion wurde auf die X-Koordinate 250000 m (φ_0) bezogen. Die Formel für die Normalschwere lässt sich dann schreiben:

$$\begin{aligned}\gamma_0 &= \gamma_1 + \Delta X \cdot 0,81 \text{ mgl} \\ B &= \Delta X \cdot 0,81 \text{ mgl}\end{aligned}$$

φ ist die geographische Breite der zu reduzierenden Station, γ_1 ist die Normalschwere für $X = 250000$ m (φ_0), $\Delta X = \varphi - \varphi_0$ ist die Differenz der geographischen Breite in Kilometer.

Die «Bouguerkarte I» (Tafel XII) enthält folgende Werte:

$$u_1 = g - B - 980752,00 \text{ mgl}$$

Die Konstante 980752,00 wurde so gewählt, dass möglichst kleine und ausschliesslich positive Werte in der «Bouguerkarte I» auftreten. u_1 unterscheidet sich von der Bougueranomalie $g - \gamma_0$ um eine Konstante, das heisst $u_1 = g - \gamma_0 + 80,77 \text{ mgl}$.

D. Die Bestimmung der Gesteinsdichten

Sowohl für die Reduktion wie die Interpretation von Schweremessungen ist die genaue Kenntnis der auftretenden Gesteinsdichten von grosser Bedeutung. Ihre Bestimmung ist daher ein erstes und grundlegendes Problem, das sich bei jeder Vermessung dieser Art stellt.

Um jegliches Missverständnis auszuschliessen, sei hier noch bemerkt, dass unter Gesteinsdichte in der Gravimetrik stets die Bruttodichte der Gesteine im natürlichen Zustand zu verstehen ist.

Im vorliegenden Fall treten, wie bereits erwähnt, vor allem drei geologische Formationen auf, die sich voneinander durch verschiedene Dichte unterscheiden. In der Reihenfolge zunehmender Dichte sind dies:

1. Das Quartär, umfassend die jüngsten, am wenigsten verfestigten und damit spezifisch leichtesten Materialien. Diese Formation zeichnet sich durch starke Inhomogenität aus. Rasche Dichtewechsel in vertikaler und horizontaler Richtung sind besonders in den Talauffüllungen häufig. In der Gravimetrie kommen daher, sofern das Quartär überhaupt eine Mächtigkeit erreicht die eine Auswertung gestattet, nur Mittelwerte der Dichten in Frage. Für die Eliminierung des Quartärs als Störquelle ist die Kenntnis seiner Dichte glücklicherweise nicht notwendig (siehe Seiten 197–199).

2. Die Molasse, deren Dichte, soweit dies bis jetzt beurteilt werden kann, über grössere Distanzen ziemlich konstante Werte aufzuweisen scheint.

3. Die Juraformation, mit mächtigen Kalkbänken in ihren obersten Partien, dem Malm. Die Trias befindet sich beinahe überall im Untersuchungsgebiet in grösserer Tiefe, so dass deren eventuelle Dichteinhomogenität für die Interpretation kaum in Betracht fällt.

Zur Bestimmung der Gesteinsdichte stehen prinzipiell zwei Wege offen: einerseits die Messung an Gesteinsproben im Labor, anderseits die Ermittlung durch Schweremessungen im Feld.

Die erste Art der Bestimmung ist insofern unbefriedigend, als in der Gravimetrie nur grössere Gesteinskomplexe eine Rolle spielen, die durch eine Probe von bestenfalls einigen dm^3 nur schlecht repräsentiert werden. Ferner ist eine saubere

Probeentnahme ohne Störung des natürlichen Zustandes bei vielen Gesteinen – besonders bei Lockermaterialien – praktisch unmöglich. Die zweite Methode der direkten Bestimmung durch Schweremessungen im Feld ist daher wo immer möglich vorzuziehen. Labormessungen können selbstverständlich wertvolle Ergänzungen liefern.

Ein Verfahren zur Bestimmung der Gesteinsdichte mit Hilfe von Schweremessungen wurde 1939 von NETTLETON publiziert. Man geht dabei folgendermassen vor: Über eine Geländeerhebung wird ein gravimetrisches Profil gelegt. Die Messwerte werden sodann nach Bouguer auf das Niveau der tiefsten Station reduziert und dabei in der topographischen und der Plattenkorrektion die Dichte solange variiert, bis zwischen dem topographischen Verlauf des Profiles und den reduzierten Schwerewerten keine Korrelation mehr besteht, das heisst, bis alle Punkte des Schweruprofils auf einer Geraden liegen. Die auf diese Weise ermittelte Dichte ϱ entspricht einem Mittelwert der Dichte der Gesteine, aus denen der Hügel besteht. Das Verfahren muss natürlich dann versagen, wenn das Profil in der Einflusszone einer Massenstörung liegt, oder wenn der betreffende Hügel starke Dichteinhomogenitäten aufweist. In diesem Falle gelingt es nicht, die Punkte des Schweruprofils so zu reduzieren, dass sie alle auf eine Gerade zu liegen kommen. Aus diesem Grunde ist es auch notwendig, dass vorgängig der Profilmessungen für Dichtebestimmungen eine Schwerekarte erstellt wird, um aus ihr die günstigen, das heisst ungestörten Stellen zu entnehmen.

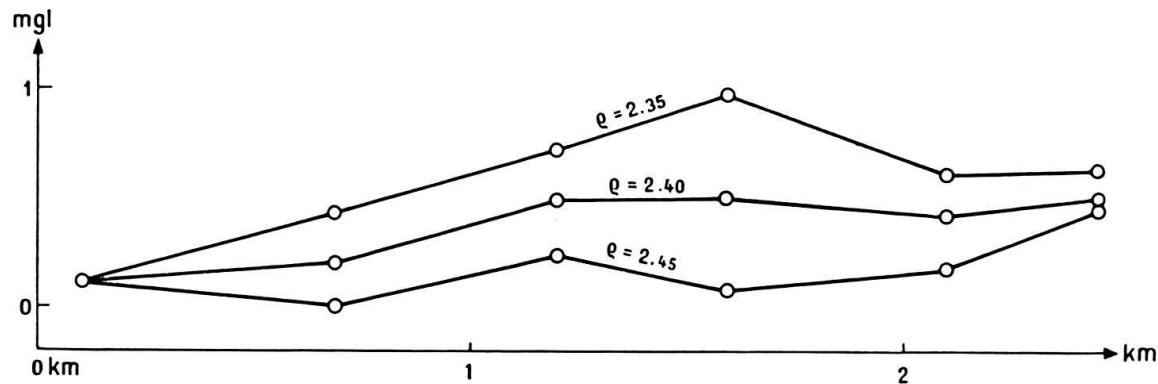


Fig. 4. Dichtebestimmung über den Altberg zwischen Limmat- und Furttal nach NETTLETON (1939). Resultat der Bestimmung: $\varrho = 2,42 \text{ g/cm}^3$.

Das Verfahren von NETTLETON (1939) wurde inzwischen von verschiedenen Autoren diskutiert und verbessert, so auch letztes Jahr von YARAMANCI (1953). Er konnte die Genauigkeit der Bestimmung wesentlich verbessern, indem er auch Tunnelstationen verwendete. Seine theoretischen Ergebnisse hat er am Dettenberg bei Bülach praktisch erprobt. Die von ihm aus Tunnel- und Oberflächenmessungen ermittelte Molassedichte beträgt $2,40 \pm 0,02 \text{ g/cm}^3$.

Um einen Anhaltspunkt über den Gültigkeitsbereich dieses Wertes zu haben, wurden im Messgebiet verschiedene Kontrollbestimmungen nach NETTLETON (1939) durchgeführt. Eines der Profile über den Altberg zwischen Limmat- und Furttal zeigt Fig. 4. Das Mittel aller Bestimmungen liegt ganz unwesentlich über $2,40 \text{ g/cm}^3$ (ca. $2,43 \text{ g/cm}^3$), so dass die von YARAMANCI (1953) auf Grund detaillierter Messungen ermittelte Dichte unbedenklich übernommen werden darf. Die Kontroll-

messungen weisen auch nicht auf eine systematische Änderung der Dichte nach irgendeiner Richtung innerhalb des bearbeiteten Gebietes. Die Frage einer eventuellen Dichtezunahme nach der Tiefe ist allerdings noch offen, da in dem bearbeiteten Gebiet die untere Süsswassermolasse nirgends für die gravimetrische Dichtebestimmung geeignete Hügel aufbaut. Nach den von NIETHAMMER (1916) publizierten Zusammenstellungen von Gesteinsdichten im Mittelland, und den in der Literatur angegebenen Werten für Mergel und Sandstein, ist eine solche Zunahme nicht sehr wahrscheinlich.

Bei der Ausführung der oben genannten Kontrollbestimmungen zeigte es sich, dass im schweizerischen Mittelland solche Bestimmungen auf verschiedene Hindernisse stossen. Es sind vor allem zwei Tatsachen, die sich dabei besonders unangenehm bemerkbar machen. Einerseits ist es schwierig, überhaupt Erhebungen mit genügender Höhendifferenz (ca. 50 m) zu finden, die keine oder doch nur geringe Quartärbedeckung aufweisen, und anderseits kommen die Endstationen der Profile meist schon in den Einflussbereich der diluvialen und alluvialen Talauffüllungen zu liegen. Ersteres äussert sich in einer relativ starken Streuung der reduzierten Punkte um die angestrebte Gerade, während letzteres dazu führt, dass die bestimmte Dichte zu hoch ausfällt.

Die Dichtebestimmung für den Kalk gestaltete sich noch unvergleichlich schwieriger. An einer einzigen Stelle, zwischen Döttingen und Zurzach, war es möglich, die Kalkdichte nach dem geschilderten Verfahren zu bestimmen. Es ergab sich dabei ein Wert von $2,60 \pm 0,05 \text{ g/cm}^3$. Diese einzige Bestimmung konnte selbstverständlich nicht genügen, und so wurden zwischen Baden und Dielsdorf mehrere Profile über die Lägern gelegt. Der mesozoische Störkörper der Lägern-Antiklinale konnte aus den Profilen von SENFTLEBEN (1923) und NOTZ (1924) einigermassen konstruiert werden. Mit Hilfe der Auszähldiagramme für zweidimensionale Massenstörungen (GASSMANN, 1950) konnte die Wirkung für jeden Punkt der verschiedenen Profile bestimmt werden. Durch Variation der Dichtedifferenz Kalk-Molasse und durch Anpassung der Form des Störkörpers, der durch die geologischen Profile nur grosso modo gegeben ist (zum Beispiel besteht eine Differenz zwischen dem Profil von NOTZ (1924) und der von LETSCH (1899) genannten Bohrung in den «Langhagwiesen» südwestlich Schöfflisdorf), gelang es, alle Profile befriedigend zu reduzieren. Die Dichtedifferenz Kalk-Molasse ergab sich dabei zu $0,20 \pm 0,05 \text{ g/cm}^3$, was für den Kalk wiederum die Dichte $2,60 \pm 0,05 \text{ g/cm}^3$ ergibt. Bereits früher war im Laufe einer Diplomarbeit (Institut für Geophysik ETH 1950) von FÜLSCHER an der Lägern eine Dichtebestimmung durchgeführt worden. Die damals bestimmte Dichtedifferenz zwischen Kalk und Molasse betrug $0,4 \text{ g/cm}^3$. Da er aber den Störkörper der Lägern nur bis auf das Niveau 400 m berücksichtigte, ist es nicht erstaunlich, dass er eine zu grosse Dichtedifferenz erhielt.

Der neue Wert für Kalk $2,60 \text{ g/cm}^3$ stimmt auch gut überein mit dem von NIETHAMMER (1911) angegebenen Wert von $2,61 \text{ g/cm}^3$ für Lägernkalk.

Die Dichte des Quartärs wurde nicht bestimmt. Eine Bestimmung an Proben kommt aus naheliegenden Gründen nicht in Frage, und eine Bestimmung nach NETTLETON (1939) wäre nur möglich, sofern in einem genügend stark aufgefüllten Tal (mind. ca. 50 m) die Grenzfläche Quartär-Molasse durch seismische oder geo-

elektrische Messungen genau ermittelt würde, da diese Lockermaterialien keine Erhebungen von Bedeutung bilden.

In der vorliegenden Arbeit fanden die folgenden Gesteinsdichten Verwendung:

Molasse	2,40 g/cm ³
Kalk	2,60 g/cm ³

II. Geologische Interpretation

A. Bestimmung des regionalen Gradienten

Führt man die auf den Seiten 183–188 erwähnten Reduktionen aus und zeichnet auf Grund der so erhaltenen Werte eine Schwerekarte, so ist dies eine Karte der Bougueranomalien. Im folgenden sei diese Karte, in der die Werte $u_1 = g - B - 980752,00$ mgl kartiert wurden, kurz «Bouguerkarte I» (Tafel XII) genannt. Das auf den ersten Blick hervorstechendste Merkmal dieser Karte ist das starke Ansteigen der Schwere gegen NNW. Dies kann uns aber nicht weiter erstaunen, enthält doch bereits die Karte von NIETHAMMER (1921) diese Zunahme der Schwere in der genannten Richtung.

Obwohl der starke regionale Gradient das ganze Bild beherrscht, lässt sich bereits in dieser Karte die Lägern gut gegen Osten verfolgen. Im südlichen Teil der Karte sind auch das Limmat-, Furt- und Glattal deutlich erkennbar, indem die Kurven, entsprechend der Auffüllung mit spezifisch leichteren Materialien, dort nach Norden vorspringen. Es ist aber klar, dass alle diese Einzelheiten durch das generelle Ansteigen der Schwere gegen NNW stark beeinträchtigt werden. Die erste Aufgabe der Interpretation ist es daher, den regionalen Gradienten auf befriedigende Art und Weise zu eliminieren.

Es ist dies ein Problem, das bei den meisten gravimetrischen Interpretationen auftritt, und über das demzufolge eine umfangreiche Literatur besteht. Die glückliche oder weniger glückliche Lösung dieser Aufgabe ist oft entscheidend für den Erfolg der ganzen Arbeit. Entsprechend der Vielgestaltigkeit des Problems gehen auch die Meinungen über eine zweckmässige Lösung weit auseinander, wohl nicht zuletzt, weil eine eindeutige mathematische Definition für den regionalen Gradienten nicht existiert und auch nicht gegeben werden kann. Eine mir bekannte gute Definition wurde von SCHLEUSENER anlässlich eines Kongresses der EAEG (European Association of Exploration Geophysicists) 1951 im Haag gegeben. Sie lautet wie folgt: Als regionale Anomalie kann ein Störung bezeichnet werden, die sehr ausgedehnt ist im Verhältnis zu der untersuchten Anomalie.

Im allgemeinen sind bei allen Verfahren, die die Ausschaltung des regionalen Gradienten zum Ziele haben, vornehmlich mathematische Gesichtspunkte massgebend. Geologische Überlegungen spielen meist nur eine untergeordnete Rolle. Dies ist zum Teil darauf zurückzuführen, dass man, sobald die geologischen Gegebenheiten berücksichtigt werden, keine allgemeinen Verfahren angeben kann, sondern sich eben von Fall zu Fall der Natur anpassen muss. Ferner sind natürlich die geologischen Unterlagen in Gebieten, wo gravimetrisch gearbeitet wird, oft spärlich, sofern sie nicht überhaupt fehlen.