

24.2.24.8

Sonderdruck aus „Gerlands Beiträge zur Geophysik“, Bd. 23, Heft 1, 1929.
Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H., Leipzig.

Geophysikalische Zusammenhänge zwischen Ostalpen und Böhmischer Masse.

Von

Robert Schwinner, Graz.

(Mit 1 Tafel und 13 Figuren.)



Zusammenfassung: Geologisch-petrographische Erwägungen führten zu der Vorstellung, daß unter dem an der Oberfläche sichtbaren O—W streichenden Bau der Kalkalpen im tieferen Untergrund N—S streichende alte Gebirgsstrukturen eine Verbindung vermitteln zwischen dem Grundgebirgsbau der Böhmischer Masse und dem der Zentralalpen. Prüfung der Schwere-messungen ergab überraschenderweise fürs erste, daß die Vorstellungen, welche die Lehre von der Isostasie, besonders in der Formulierung Airys, über den tieferen Teil der Erdkruste liefert, für unser Gebirge wesentlich modifiziert werden müssen. Daß die etwa 50 km dicken Krustenschollen aus Gneis (Sial) je nach Belastung durch den Gebirgsoberbau mehr oder weniger tief in das schwerere basische Magma (Sima) tauchen, genügt nicht die beobachteten Schwerestörungen zu erklären; die hohen Gradienten fordern seichter gelegene Störungsmassen, als welche in der Fuge zwischen den Sialblöcken bis nahe zur Oberfläche empordringende Abzweigungen vom unterliegenden Sima geologisch und physikalisch annehmbar erschienen. Solche Fugen entsprechen den Hauptdislokationen der heutigen Gebirge (Alpenrand, Grauwackenzone usw.); aber auch von alten, an der Oberfläche abgetragenen und wieder von jüngerem Deckgebirge völlig maskierten Gebirgszügen bleiben die entsprechenden Strukturen und Massenverteilungen im Untergrund erhalten. Die Vergitterung beider, die im Isogammenbild der Nordostalpen abzulesen ist, bestätigt die an die Spitze gestellte geologische These. Stofflicher Unterschied bedingt verschiedenes elastisches Verhalten, daher können diese Fugen, und zwar tatsächlich jene Linien, die geologisch postuliert und an den Schwerestörungen erkannt sind, bei Erdbeben, wie sie hier nicht selten und wegen ihrer paradoxen Ausbreitungsweise lange bekannt sind, als Leitflächen „geführter Wellen“ (Uller) die seismische Energie als „Transversalbeben“ unter den Kalkalpen durch in die Böhmische Masse hinausleiten, andererseits als „seismische Schwellen“ ihre Verbreitung im Streichen der Alpen hindern.

Summary. Geologic-petrographic considerations lead to the conception of an old mountain-system (trending from North to South) which is hidden under the Calcareous Alps (striking from East to West) and making a connection between the Bohemian Mass and the Central Alps. The examination



of the measurements of gravity gave in the first place the startling fact that the idea furnished from the doctrine of Isostasy (particularly in the version of Airy) of the deeper part of the crust of the Earth, must be essentially modified with regard to the Alps. That the 50 km thick flakes of the crust consisting of Gneiss („Sial“) are dipping more or less, according to the load of the mountain-formation in the heavy basic magma („Sima“), is not sufficient to explain the observed anomalies of gravity; the high Gradients mentioned before demand flatter disposed disturbing masses, and these may be suggested, according to geological and geophysical data, as branches of the subjacent heavy „Sima“ rising up nearly to the surface through the fissures between the blocks of „Sial“. Such fissures are corresponding to the principal dislocations of the mountain-ranges of this age (border of the Alps, the zone of Gray-wacke of Upper Styria). But even the corresponding structure and distribution of masses of the old mountain-chains denuded at the surface and entirely masked by younger covering mountains are preserved in the substratum. The crossing of the trend-lines of the two mountain-systems of different age, which can be read in the representation of „Isogammes“, confirms the geologic thesis mentioned at the top. Difference in material involves different elastic reaction. Therefore, at Earthquakes which are here frequent and known on account of their paradoxical extension, these fissures, and indeed certainly those lines which are geologically postulated and known by the disturbance of gravity, can lead, as „leading plains“ of conducted waves (Uller) the seismic energy as transverse quakes under the calcareous Alps to the Bohemian mountain mass, and on the other hand stop their spreading as „seismic bars“ in the strike of the Alps.

Wenn Ostalpen und Böhmisches Masse im Bilde der geologischen Karte scharf voneinander getrennt erscheinen, so liegt das am Jungtertiär, das die Senke dazwischen erfüllt. Denkt man diese doch nur oberflächliche Maskierung weg, so erkennt man, daß der alpine Bau wenigstens mit seinem Rand sicher auf Kristallin der Böhmisches Masse aufliegt. Was hier anzustehen scheint oder an der Alpenrandstörung als Schübling emporgeschleppt worden ist oder als wenig transportiertes Geröll in den klastisch-orogenen jüngeren Ablagerungen der Randsenke liegt, kann zum großen Teil mit Sicherheit auf Gesteine der Böhmisches Masse bezogen werden¹⁾. Gewissermaßen stammt dieser Verband bereits aus der mesozoischen Geosynklinale: in der Trias lag die Strandzone bei Lunz, im Lias bei Gresten, im Tithon ist selbst die Klippenzone fast hochmarin-mediterran, ein Bild, das ein allmähliches Vorrücken des transgredierenden Meeres den flachen

¹⁾ Heritsch, F., Habkern- und Pechgrabengranit. *Eclogae* (19) 1925, S. 359. — Suess, F. E., *Intrusions- und Wandertektonik*. Berlin 1926, S. 197.

Sockel hinauf auch in Einzelheiten²⁾ deutlich erscheinen läßt. Gewiß liegen die betreffenden Sedimente heute nicht mehr an der Stelle, wo sie ursprünglich abgelagert worden sind, aber sie sind, „wenn auch ortsfremd, so doch heimatberechtigt. Die Überschiebungen waren nicht groß genug, um die ursprünglichen räumlichen Beziehungen zu verwischen“³⁾. Dieser Schelf, auf dessen Kristallin das Mesozoikum unmittelbar, ohne Zwischenlagerung von Paläozoikum, von dem sich nirgends auch nur eine Andeutung gefunden hat, auflagert, muß wohl eine gewisse Strecke hinter den heutigen Alpenrand zurückgreifen, eben um den Betrag, den die gegen vorn angeschoppten Decken litoraler Fazies abgewickelt ausmachen. Besonders großartig darf man sich das nicht vorstellen; die Schubweiten sind hier nirgends groß⁴⁾, und Mächtigkeit sowie Faltungstiefgang des mesozoischen Stockwerkes der Nordalpen — das auf dem Haselgebirge abgeschert ist, wie etwa der Kettenjura auf der Anhydritgruppe — sind überhaupt nicht sehr bedeutend. Es ist klar, daß dieses dünne Häutchen im Kräftespiel der Alpenfaltung nie viel ausgemacht hat; leider genügt es, um den eigentlich „kompetenten“ Bau des Untergrundes zu verbergen.

Welche Anhaltspunkte haben wir, um den Bau dieses verdeckten Streifens Grundgebirge, insbesondere seine Beziehungen zu den benachbarten Grundgebirgszonen aufzuklären? Offenbar ist dort, wo große Strukturlinien und -elemente gegen die Trennungslinie, sozusagen unter die Kalkalpen, hineinstreichen, enge Verknüpfung anzunehmen, während Parallelstreichen von tektonischen Elementen mit der Trennungslinie eine tektonische Selbständigkeit des Verdeckten ankündigen kann — allerdings nicht muß. Dieser letztere Fall tritt nur auf einem

²⁾ Betreffs dieser stratigraphischen Einzelheiten ist zu verweisen auf die ausgezeichnete Arbeit von F. Trauth: „Über die Stellung der ‚pieninischen Klippenzone‘ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen“ (*Mitt. d. Geolog. Ges. Wien* XIV, 1921, S. 107 ff.). Man vergleiche auch A. Spitz (*Ebendort* III, 1910, S. 420, und XII, 1919, S. 86).

³⁾ Petraschek, W., *Tektonische Untersuchungen am Alpen- und Karpathenrand*. *Jahrb. d. Geolog. Bundes-Anst.* 1920, S. 265. Zu diesem Problem vergleiche ferner: Abel, O., *Verh. d. Geolog. Bundes-Anst.* 1899, S. 374; Kohn, V., *Mitt. d. Geolog. Ges. Wien*, Bd. IV, 1911, S. 117; Göttinger, G., *Verh. d. Geolog. Bundes-Anst.*, 1913, S. 439; Petraschek, W., *Verh. d. Geolog. Bundes-Anst.*, 1914, S. 146; Schiener, A., *Verh. d. Geolog. Bundes-Anst.*, 1928, S. 229; Suess, F. E., siehe oben Anm. 1 und *Denkschr. d. Akad. Wien*, Bd. 88, 1912, S. 576.

⁴⁾ Vgl. Spengler, E., *Über die Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen*. *Geolog. Rundsch.* XIX, 1928, S. 21, Fig. 3.

kleinen Teil der Grenzlinie, zwischen Ybbs und Melk, auf, und da mehr mit dem Habitus einer lokalen Abweichung von den großen Hauptzügen des Gebirgsbaues, die weithin entschiedenes NNO—SSW-Streichen kennzeichnet. Allerdings sind die mit diesem Streichen ausgezeichneten Strukturlinien für unseren Zweck nicht alle gleich viel wert. So muß die Ostgrenze des großen oberösterreichischen Granitbatholithen, welche dieses Streichen schon eine sehr beträchtliche Strecke von N her innegehalten hatte, nach der Natur solcher Intrusionskörper in nicht allzu großer Entfernung im S ein Ende haben. Aber die Falten Spuren, die von Nordmähren herab durch die eingefalteten Synklinalen von Marmor-, Amphibolit- und Graphitlagern markiert jene in gleichem Streichen begleiten, müssen eine Fortsetzung im heute verdeckten Alpenuntergrund haben. Ebenso kann die große Moravische Überschiebung nicht bei Krems blind enden, sie biegt auch, soviel man dort beobachten kann, nicht etwa im Bogen nach W ins Streichen der Flyschzone um, eher können die Beobachtungen auf sigmoidales Ausbiegen gegen Ost gedeutet werden; und da ist kein Ausweg, die Fortsetzung muß renegart unter die alpidischen Falten hinabtauchen. Gerade der Moravischen Zone entsprechen auf der anderen Seite überraschend genau die Falten, die von der Ost-Steiermark her mit S—N bis NNW-Streichen jener entgegenzielend, unter das alpidische Deckgebirge tauchen, genau im Gestein: Bittescher-Mürztaler Augengneis, Phyllitserien mit klastischen Einlagerungen, jüngere Granite; und zum Teil auch im Gebirgsbau, den sog. „Fenstern“. Auch an der Enns von Schladming bis Admont (Eisenerz) tauchen nordwärts ziehende Falten unter die Kalkalpendecke, allerdings entspricht ihr Gestein weniger gut dem der ihnen entgegenstreichende des Waldviertels. Man muß aber im Auge behalten, daß unter der Geosynklinalsenke der Kalkalpen und Grauwackenzone nicht gleich jene Grundgebirgsserien der untersten Tiefenstufe liegen können, die in der Geantiklinale des Waldviertels abgedeckt sind, daß aber dort, wo im Herz der Zentralalpen wieder so tiefe Serien zum Aufschluß kommen (Koralpe-Bacher), auch die Serien des Moldanubikums erscheinen: Sillimannitgneis und Granulit mit Eklogit und pyroxenführendem Serpentin.

Es sind somit wesentlich geologische Gründe gewesen, welche den Zusammenhang zwischen dem Grundgebirge der Böhmisches Masse und der zentralen Ostalpen auf die Tagesordnung gesetzt haben. Weitere Aufklärung ist nur durch geophysikalische Untersuchungsmethoden möglich. Als solche kommen in Betracht: seismische Be-

obachtungen — über diese ist andernorts ausführlicher gesprochen⁵⁾, was hier nur in Kürze resümiert werden soll —, magnetische Vermessungen — die aber hier in einer entsprechenden Durchführung nicht vorliegen —, Schweremessungen schließlich, von denen ein geschlossenes, wenn auch ziemlich weitmaschiges Netz zur Verfügung steht, und mit deren Diskussion der Anfang gemacht werden soll.

Alle auf die Schweremessung gestützten Überlegungen müssen vom Begriff der Isostasie ausgehen, dem einfachsten Ausdruck für die Beobachtungstatsache, daß die Unregelmäßigkeiten der Massenverteilung an der Oberfläche durch entgegengesetzte im Untergrund ungefähr ausgeglichen („kompensiert“) werden. Von den verschiedenen Arten, in denen dieser Grundgedanke ausgedrückt werden kann, spricht den Geologen die von Airy am meisten an (wegen Beziehung zu unmittelbar beobachteten „aktuellen“ Verhältnissen), wonach eine oberste Kruste (sauer, etwa Granitgneis = „Sial“) auf stofflich verschiedenem schwereren Magma (basisch = „Sima“) etwa nach Art einer Eisschollenpackung flottieren würde. Werden irgendwo die Oberflächenschichten zu einem Gebirge aufgestaut, so muß der derart stärker belastete Krustenteil entsprechend tiefer einsinken, so daß das hydrostatische Gleichgewicht erhalten bleibt. Das Ausmaß, in dem diese wahren „Wurzeln“ der Gebirge tiefer als die Nachbarschollen in die Magmazone tauchen, hängt also hauptsächlich von den bezüglichen Durchschnittsdichten ab. Die Durchschnittsdichte der „Sial“-Kruste ist mit 2.7 zu veranschlagen⁶⁾; die Kataorthogneise, aus denen das tiefste Grundgebirge vorwiegend besteht, sind etwas leichter (von 2.63 an), und es bleibt ein gewisser Spielraum für die spezifisch schwereren Bausteine, Tonerdesilikat- und andere Paragneise (die aber als ehemalige Sedimente sicher nur an den obersten Schichten und somit im ganzen einen recht geringen Anteil haben dürften) und basische Intrusionen. (Nimmt man Fundamentalgneis 2.65 und für den Durchschnitt der „Metabasite“ 3.05, was wesentlich mehr als die Dichte vieler Amphibolite, also sicher nicht zu wenig ist, so fordert das ein Mengenverhältnis zwischen Gneis und basischen Gestein von etwa 7:17.) Im Gegensatz zu dieser recht gut bestimmten Ziffer ist die

⁵⁾ Schwinner, R., Zur Deutung der Transversalbeben in den nordöstlichen Alpen. ZS. f. Geophys., Bd. V, 1929, S. 16—31.

⁶⁾ Vgl. dazu das grundlegende Werk von U. Grubenmann, Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl. Berlin 1910.

⁷⁾ Sederholm, J. J., The average composition of the Earth's crust

Dichte, die dem Sima zuzuschreiben wäre, recht unsicher, naturgemäß weil da die Phantasie betreffs des physikalischen Zustandes und selbst des chemischen Bestandes weiten Spielraum hat⁸⁾. Weniger als 3.0 wird man wohl nicht annehmen können, mehr als 3.1 ist wohl auch nicht wahrscheinlich, somit ist als spezifisches Gewicht der supponierten Störungsmasse anzunehmen $\sigma = 0.3$ bis $\sigma = 0.4$; mit anderen Worten, die „Wurzel“ taucht 7- bis 9mal so tief ins Sima als das Gebirge droben sich übers Mittelniveau erhebt.

Die Isostasie bezieht sich in ihrer Formulierung nur auf das augenblickliche Relief der Erdoberfläche; denn von diesem sind die Geodäten ja bei ihren Rechnungen ausgegangen. Es ist ein Kennzeichen der jungen, heute noch aufragenden Gebirge, daß die in ihnen repräsentierte Überlastung der Erdkruste durch negative Kompensationsmassen unter ihnen („Massendefekt“) ungefähr ausgeglichen erscheint. Was aber geschieht, wenn die Oberflächenbauten abgetragen, das Gebirge eingeebnet, verrumpft worden ist, darüber ist vorläufig noch wenig Sicheres bekannt. Aus der Tatsache, daß der Zusammen- und in Finland. Bull. de la Comm. géol. de Finlande, Nr. 70, Helsinki 1925, gibt als Anteil der einzelnen Gesteinsarten an der Oberfläche des finnischen Grundgebirges:

Granitische Gesteine	52.5
Migmatite (Mischgesteine)	21.8
Granulite (Leptynite)	4.0
Schiefer	9.1
Quarzit und Sandstein	4.3
Kalk und Dolomit	0.1
Basische Gesteine	8.2
	<u>100.0</u>

⁸⁾ Nicht selten liest man die Simaschicht einfach als „Basalt“ bezeichnet, mit der geologisch-aktualistisch plausibel klingenden Beziehung auf die Einförmigkeit der gewaltigen Deckenergüsse der jungen, sog. Plateaubasalte. Genauer besehen, liegt zwischen diesen und ihrem Magmaherd in der Simazone eine nicht unwesentliche Differenz, nämlich rund 50 km Steighöhe, eine Wegstrecke auf der Druck-Temperaturkurve, die zu merklicher Verschiebung der Gleichgewichte genügen dürfte, abgesehen davon, daß es von Anfang an eine Differenzierung im Magmaherd gewesen ist, die einen Teil zur Eruption gebracht hat. Man muß daher annehmen, daß der in der Tiefe zurückgebliebene Magmaherd basischer als der Erguß ist. Andererseits wird er doch im Bereich der gabbroiden Magmen bleiben müssen; denn beim ultrabasischen Extrem, reinem Peridotit, gäbe es keine Möglichkeit weiterer Differentiation mehr. (Bei dieser Gelegenheit sei nebenbei bemerkt, daß die manchmal gemachte Annahme von Basaltglas für eine Zone in der Tiefe der Erde vom petrographischen Standpunkt kaum denkbar ist.)

Aufstauung die Bildung des kompensierenden Massendefektes auf dem Fuße folgt, ist wohl zu schließen, daß der oberflächlichen Abtragung und Einebnung ebenso eine gewisse Ausgleichung im tieferen Untergrund ziemlich bald folgen müsse; sonst müßten unsere Karten der Schwereanomalien noch abwechslungsreicher aussehen als sie ohnedem sind. Aber in der Regel ist die isostatische Kompensation nicht vollkommen. Diese Unregelmäßigkeit dürfte zu einem großen Teil ihre Erklärung darin finden, daß ältere Kompensationsmassen im Untergrund nach Wegfallen der oberflächlichen Gegengewichte (durch Erosion) sich seitdem erst zum Teil ausgeglichen haben. Besonders nach der Airyschen Vorstellung, nach welcher der das Gebirge kompensierende Massendefekt eine wirkliche, stofflich von der Unterlage verschiedene Wurzel ist, von der Last des Gebirges ins schwerere Sima hineingedrückt, ist zu vermuten, daß Entlastung durch Erosion an der Erdoberfläche zwar die Sial-Schollenpackung als Ganzes emporsteigen läßt, bis Gesamtauftrieb und Gesamtgewicht sich die Wage halten, daß die kleineren Züge im Relief ihrer Unterseite dabei aber erhalten bleiben. Die Wurzel eines Faltengebirges würde nach dessen Abtragung absolut genommen viel weniger tief tauchen, würde aber im Verhältnis zur Nachbarschaft immer noch eine ins Sima hinein vorspringende Leiste vorstellen und müßte als solche im Bild der Schwereanomalien zu erkennen sein. Ob es wirklich möglich ist, auf diesem Wege alte, verdeckte, überkreuzte oder sonst an der Oberfläche verwischte Spuren älterer Gebirgszüge zu erkennen, kann nur die Probe am Beobachtungsmaterial lehren.

Ein Relief in der Grenzfläche zwischen der leichteren Sialkruste und dem schwereren Sima ist am leichtesten in der Reduktion der Schweremessungen nach Bouguer festzustellen⁹⁾; denn deren Wesen ist eigentlich nur, daß die Attraktion der über den Meeresspiegel aufragenden Gebirgsmassen weggeschafft wird; dann verbleibt im Resultat

⁹⁾ Das soll kein Widerruf der von mir andernorts (ZS. f. Geophys. II, 1926, S. 126) erhobenen Forderung nach der isostatischen Reduktion sein. Das Relief der Sial-Sima-Grenzfläche ist für den Geologen meist von geringerem Interesse, besonders bei den jungen Gebirgen, wo die Hauptzüge, wie sie die Bouguersche Reduktion herausbringt, einesteils ohnedem genügend bekannt sind, andererseits mit ihrem vordringlichen Ausmaß alle weiteren feineren Züge bis zur Unkenntlichkeit überdecken. Darum muß der Geologe auf alle Fälle die isostatische Reduktion fordern, braucht er daneben ausnahmsweise die Bouguersche Reduktion, so findet er diese ohnedem immer in den Tabellen.

außer der Normalschwere als „Schwereanomalie“ einzig die Attraktion der unterirdischen Unregelmäßigkeiten, unter denen jene isostatischen Kompensationsmassen alle andern überwiegen. Derart entsteht in der Karte der Isogammen (Linien gleicher Schwereanomalie) eine Art negatives Abbild der Gebirgsoberfläche. Es ist vielleicht nicht überflüssig zu erwähnen, daß dieses Bild durchaus nicht als Isohypsenkarte der Sial-Sima-Grenzfläche angesehen werden darf, es besteht grundsätzlich keine unmittelbare (Funktions-) Beziehung zwischen der in einem Punkte der Oberfläche festzustellenden Schwereanomalie und der unmittelbar lotrecht unter ihm zu messenden Mächtigkeit der Kompensationsmasse. Allein ein gewisser grober Parallelismus besteht doch; wo z. B. die Isogammenkarte einen Streifen mit relativ niedrigen Schwerewerten (—-Anomalien) zeigt, liegt darunter auch eine Art Rinne im Sima, wie sie nach der Airyschen Vorstellung die Wurzel eines Gebirges bildet; und umgekehrt zeigen die + -Anomalien jener Bereiche, wo das Sima verhältnismäßig nahe unter der Oberfläche zu erreichen ist¹⁰⁾. Demnach wäre aus den Bouguerschen Anomalien der Verlauf der Gebirgsketten ohne weiteres abzulesen. Aber bevor wir daran gehen, die geologischen Folgerungen zu ziehen, müssen wir — mindestens in roher Schätzung — nachprüfen, ob die zugrunde zu legenden Annahmen mit den Ziffern der Schweremessungen verträglich sind.

In nachstehender Tabelle und Isogammenkarte sind die Werte der Schwereanomalien nach Bouguerscher Reduktion (in der Tabelle außerdem auch nach Fayerescher Reduktion¹¹⁾) eingetragen. Sie sind dem bekannten Tabellenwerk von Borrass entnommen¹²⁾; nur habe

¹⁰⁾ Damit rechtfertigt sich, wenn gelegentlich kurz und plastisch das Bild der Linien gleicher Anomalie nach Bouguer so beschrieben bzw. einzelnes daraus so bezeichnet wird, wie es etwa nach der Airyschen Auffassung im Relief der Sial-Sima-Grenzfläche begründet sein würde; etwa „Rinne“ statt „Streifen mit in Verhältnis zur Umgebung niedrigeren Ziffern der Schwereanomalien“, „Schwelle“ für das Gegenteil davon usf.

¹¹⁾ Die Anomalien, die sich nach Reduktion „wie in freier Luft“ (Faye) ergaben, wurden angegeben, weil sie bei den im allgemeinen geringen Meereshöhen gewissermaßen als Surrogat einer isostatischen Reduktion gelten können.

¹²⁾ Der von Berger und Mader (Gerlands Beitr. z. Geophys., Bd. XXI, S. 355—365) angegebene Schwerewert für Laxenburg konnte noch in die Tabelle nachgetragen werden, nicht mehr in die Karte, die damals bereits fertiggezeichnet war. Viel wären die Linien der gleichen Anomalien deswegen nicht geändert worden; die Ziffer für Biedermansdorf wird allerdings da-

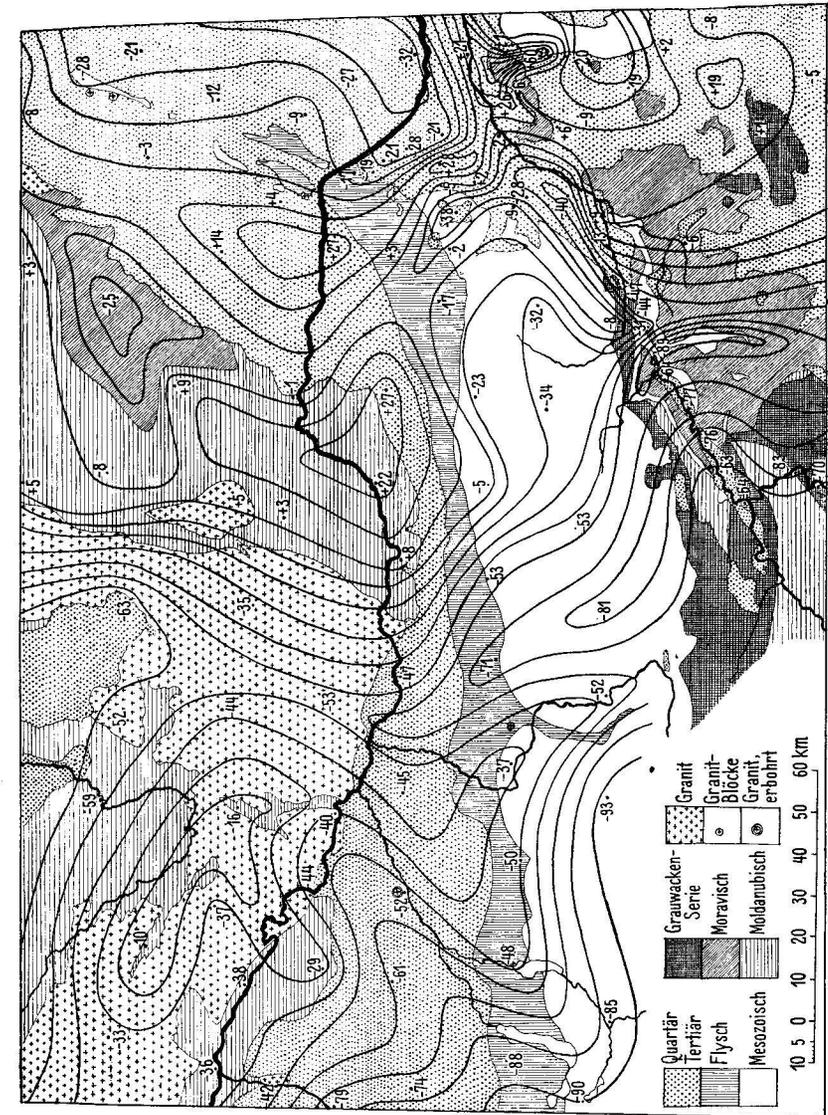


Fig. 1.

Geologische Skizze von N-O-Alpen und Vorland, zwischen $47^{\circ} 15'$ und 49° nördl. Breite und zwischen 31° und $34^{\circ} 30'$ östl. Länge von Ferro. Die Ziffern bedeuten die Schwereanomalien (Reduktion nach Bouguer), die dazugehörigen Stationsnamen sind aus Tabelle A zu entnehmen. Die Isogammen sind dazwischen im Abstand von $0.010 \text{ cm sec}^{-2}$ interpoliert.

Tabelle A.

Ergebnisse der Schweremessung.
(Nach Borrass, Bericht usw.; Internat. Erdmessung 1911.)

Seite bei Borrass	Station	Breite	Länge östlich von		Topogr. Korr.	Meereshöhe in m	Dichte d. Gesteins σ	Reduktion nach	
		(nördl.) φ	Greenw. λ	Ferro (λ)				Faye $g_0 - \gamma_0$	Bouguer $g_0'' - \gamma_0$
I. Rand der Böhmisches Masse, West von der Isperlinie.									
103	Deggendorf	48° 50.0'	12° 57.9'	30° 37.7'	+1	319	2.5	-1	-33
103	Regen	48° 58.2'	13° 7.6'	30° 47.4'	+1	538	2.5	+22	-33
103	Freyung	48° 48.7'	13° 32.9'	31° 12.7'	+1	643	2.5	+33	-33
46	Schwarzenberg	48° 43.9'	13° 50.4'	31° 30.2'	0	750	2.7	+75	-10
46	Schöninger	48° 52.0'	14° 17.2'	31° 57.0'	+6	1084	2.7	+58	-59
46	Kohout	48° 46.2'	14° 35.2'	32° 15.0'	+2	869	2.7	+44	-52
46	Gmünd	48° 46.4'	14° 59.4'	32° 39.2'	0	490	2.7	-8	-63
46	Schärding	48° 27.4'	13° 26.1'	31° 5.9'	0	307	2.4	-11	-42
103	Passau	48° 34.5'	13° 28.0'	31° 7.8'	+1	318	2.5	-4	-36
46	Engelhartzell	48° 30.5'	13° 44.2'	31° 24.0'	+4	292	2.7	-9	-38
46	Rohrbach	48° 34.4'	13° 59.6'	31° 39.4'	0	601	2.7	+31	-37
46	Leonfelden	48° 31.4'	14° 17.9'	31° 57.7'	0	749	2.7	+69	-16
46	Viehberg	48° 33.7'	14° 37.6'	32° 17.4'	0	1111	2.6	+77	-44
45	Obernberg	48° 19.3'	13° 20.4'	31° 0.2'	0	352	2.4	-43	-79
45	Peuerbach	48° 20.7'	13° 46.6'	31° 26.4'	0	392	2.4	+10	-29
45	Aschach	48° 22.1'	14° 1.9'	31° 41.7'	+3	266	2.4	-20	-44
45	Urfahr (Linz)	48° 18.8'	14° 17.2'	31° 57.0'	0	262	2.6	-11	-40
45	Zell	48° 21.0'	14° 40.4'	32° 20.2'	0	517	2.7	+6	-53
46	Arbesbach	48° 29.7'	14° 57.6'	32° 37.4'	0	870	2.7	+63	-35
45	Lohnsburg	48° 8.7'	13° 24.7'	31° 4.5'	0	520	2.4	-22	-74
45	Aistersheim	48° 11.2'	13° 44.7'	31° 24.5'	0	434	2.4	-17	-61
45	Wels	48° 9.7'	14° 1.7'	31° 41.5'	0	317	2.4	-20	-52
45	Nieder-Neukirchen	48° 9.7'	14° 20.6'	32° 0.4'	0	347	2.4	-10	-45
45	Wallsee	48° 10.0'	14° 53.3'	32° 23.1'	0	275	2.5	-18	-47
II. Rand der Böhmisches Masse, Ost von der Isperlinie; bis zu den „Klippen“.									
47	Zlabings	48° 59.9'	15° 21.2'	33° 1.0'	0	506	2.7	+62	+5
47	Mährisch-Budwitz	49° 3.3'	15° 48.8'	33° 28.6'	0	465	2.7	+58	+6
46	Stupeschitz	48° 59.1'	16° 4.8'	33° 44.6'	0	355	2.7	+43	+3
III. Kalkalpen, West von der Ennslinie.									
47	Wiesel-Kromau	49° 3.0'	16° 19.1'	33° 58.9'	0	246	2.6	+27	+0
47	Lehrnitz	48° 58.9'	16° 31.6'	34° 11.4'	0	181	2.4	+10	-8
47	Groß-Seelowitz	49° 2.3'	16° 37.3'	34° 17.1'	0	191	2.3	+30	+12
46	Predigtstuhl	48° 49.0'	15° 22.5'	33° 2.3'	0	718	2.7	+73	-8
46	Spittelmais	48° 47.4'	15° 56.7'	33° 36.5'	0	479	2.6	+27	-25
46	Laa a. d. Thaya	48° 43.6'	16° 23.3'	34° 3.1'	0	181	2.4	+15	-3
46	Mayden-Berg	48° 52.2'	16° 39.2'	34° 19.0'	0	550	2.5	+30	-28
46	Döllersheim	48° 37.2'	15° 18.7'	32° 58.5'	0	520	2.7	+64	+5
46	Horn	48° 40.0'	15° 39.2'	33° 19.0'	0	310	2.5	+42	+9
46	Ober-Hollabrunn	48° 33.8'	16° 5.1'	33° 44.9'	0	235	2.5	+39	+14
46	Ottenschlag	48° 25.4'	15° 13.6'	32° 53.4'	0	842	2.7	+98	+3
45	Krems	48° 24.5'	15° 36.3'	33° 16.1'	0	190	2.5	+19	-1
45	Tulln	48° 20.0'	16° 3.7'	33° 43.5'	0	176	2.5	+45	+27
46	Leitzersdorf	48° 25.1'	16° 14.9'	33° 54.7'	0	227	2.5	+28	+4
45	Ybbs	48° 10.6'	15° 5.3'	32° 45.1'	0	216	2.5	+31	+8
45	Melk	48° 13.7'	15° 20.3'	33° —	0	220	2.7	+47	+22
45	St. Pölten	48° 12.3'	15° 37.7'	33° 17.5'	0	267	2.5	+55	+27
III. Kalkalpen, Ost von der Ennslinie.									
44	St. Georgen	47° 56.2'	13° 29.6'	31° 9.4'	0	537	2.5	-32	-88
44	Gmunden	47° 55.2'	13° 48.2'	31° 28.0'	+2	463	2.4	-3	-48
44	Kirchdorf	47° 54.4'	14° 7.6'	31° 47.4'	+3	450	2.5	-6	-50
44	Losenstein	47° 55.5'	14° 26.5'	32° 6.3'	+5	390	2.5	-1	-37
44	Waidhofen	47° 57.7'	14° 46.7'	32° 26.5'	+3	352	2.5	-37	-71
102	Berchtesgaden	47° 38.0'	13° 0.3'	30° 40.6'	+6	579	2.3	-44	-94
44	St. Gilgen	47° 46.1'	13° 22.2'	31° 2.0'	+6	541	2.5	-39	-90
43	Ischl	47° 42.8'	13° 37.6'	31° 17.4'	+7	468	2.5	-43	-85
43	Windischgarsten	47° 43.3'	14° 20.2'	32° —	+7	601	2.5	-37	-93
43	Altenmarkt	47° 43.4'	14° 39.2'	32° 19.0'	+7	461	2.5	-11	-52
44	Lassing	47° 44.7'	14° 53.9'	32° 33.7'	+8	671	2.5	-19	-81
IV. Kalkalpen, Ost von der Ennslinie.									
44	Gresten	47° 59.0'	15° 1.8'	32° 41.6'	0	407	2.5	-10	-53
44	Frankenfels	47° 59.0'	15° 19.8'	32° 59.6'	+3	458	2.5	+40	-5
44	Lilienfeld	48° 0.6'	15° 36.3'	33° 16.1'	+5	385	2.5	+13	-23
45	Schöpl	48° 5.3'	15° 55.0'	33° 34.8'	0	893	2.5	+77	-17
45	Pressbaum	48° 10.7'	16° 4.5'	33° 44.3'	+1	311	2.5	+35	+3
44	Neuhaus	47° 47.4'	15° 11.2'	32° 51.0'	+2	988	2.5	+49	-53
44	St. Aegy	47° 51.2'	15° 34.0'	33° 13.8'	+6	577	2.5	+20	-34

Tabelle A. (Fortsetzung)

Seite bei Borrass	Station	Breite	Länge östlich von		Topogr.	Meeres- höhe in	Dichte d.	Reduktion nach	
		(nördl.)	Greenw.	Ferro	Korr.		Gesteins	Faye	Bouguer
		φ	λ	(λ)	$g' - g$	m	σ	$g_0 - \gamma_0$	$g_0'' - \gamma_0$
IV. Kalkalpen Ost von der Ennslinie (Fortsetzung).									
44	Gutenstein	47° 52.5'	15° 53.6'	33° 33.4'	+4	483	2.5	+15	-32
44	Alland	48° 4.0'	16° 5'	33° 44.8'	0	325	2.5	+32	-2
44	Gaaden	48° 3.2'	16° 12'	33° 51.8'	0	321	2.5	-4	-38
45	Mödling	48° 5.3'	16° 17'	33° 56.8'	0	226	2.5	+19	-5
43	Reichenau	47° 41.8'	15° 50.6'	33° 30.4'	+8	479	2.6	+36	-8
44	Leobersdorf	47° 55.7'	16° 13.2'	33° 53.0'	0	263	2.4	+17	-9
44	Traiskirchen	48° 0.8'	16° 18'	33° 57.8'	0	205	2.5	+23	+2
45	Biedermannsdorf	48° 5.1'	16° 21'	34° 0.8'	0	184	2.5	+47	+28
	Laxenburg	48° 4.0'	16° 22.6'	34° 2.4'	0	179	2.5	+15	-3
V. Grauwackenzone des Mürztales usw.									
42	Frohnleiten	47° 16.2'	15° 19'	32° 58.8'	+5	423	2.5	-30	-70
43	Mixnitz	47° 19.8'	15° 22'	33° 1.8'	+8	445	2.5	-45	-83
43	Bruck a. d. Mur	47° 24.6'	15° 15'	32° 54.8'	+5	487	2.5	-18	-64
43	St. Marein	47° 28.5'	15° 22'	33° 1.8'	+4	533	2.5	-11	-63
43	Kindberg	47° 30.3'	15° 27'	33° 6.8'	+5	554	2.5	-23	-76
43	Krieglach	47° 32.7'	15° 34'	33° 13.8'	+4	600	2.5	-18	-77
43	Mürzzuschlag	47° 36.4'	15° 40'	33° 19.8'	+4	681	2.5	+3	-64
43	Spital	47° 37.0'	15° 45'	33° 24.8'	+6	769	2.5	-15	-89
43	Semmering	47° 38.0'	15° 50'	33° 29.8'	+1	986	2.5	+71	-31
VI. Thermenlinie.									
43	Schottwien	47° 39.6'	15° 52'	33° 31.8'	+7	572	2.5	+9	-44
43	Gloggnitz	47° 40.6'	15° 56'	33° 35.8'	+5	428	2.5	-2	-42
43	Neunkirchen	47° 43.2'	16° 5'	33° 44.8'	+1	370	2.5	+25	-13
44	Wiener-Neustadt	47° 48.5'	16° 15'	33° 54.8'	0	270	2.5	-12	-40
44	Sollenau	47° 54.0'	16° 15'	33° 54.8'	0	270	2.5	± 0	-28
44	Unter-Waltersdorf	47° 57.7'	16° 26'	34° 5.8'	0	196	2.5	+18	-2
VII. Wien—Marchsenke.									
44	Himberg	48° 5.0'	16° 26.6'	34° 6.4'	0	170	2.5	-3	-21
45	Laaerberg	48° 9.5'	16° 24'	34° 3.8'	0	252	2.5	-2	-28
38	Wien, Militär-Geogr. Institut	48° 12.7'	16° 21.5'	34° 1.8'	0	183	2.5	-2	-21
45	Wien, Sternwarte	48° 14.0'	16° 20'	33° 59.8'	0	236	2.2	+3	-19
45	Hermannskogel	48° 16.3'	16° 20'	33° 59.8'	0	542	2.5	+40	-17
45	Wolkersdorf	48° 23.0'	16° 31.3'	34° 11.1'	0	176	2.5	+9	-9
46	Mistelbach	48° 34.2'	16° 34.5'	34° 14.3'	0	202	2.5	+9	-12
46	Feldsberg	48° 44.5'	16° 45.6'	34° 25.4'	0	195	2.4	-1	-21
47	Klobouk	48° 59.7'	16° 51.8'	34° 31.6'	0	226	2.4	+8	-15
45	Orth a. d. Donau	48° 8.8'	16° 42.4'	34° 22.2'	0	145	2.4	-17	-32
45	Markgrafneusiedl	48° 16.0'	16° 38.2'	34° 18.0'	0	149	2.4	-12	-27
45	Marchegg	48° 16.9'	16° 54.8'	34° 34.6'	0	141	2.4	-9	-23
46	Dürnkrot	48° 28.4'	16° 51.5'	34° 31.3'	0	149	2.4	-30	-45
46	Hohenau	48° 36.5'	16° 54.7'	34° 34.5'	0	151	2.4	-25	-40
46	Göding	48° 51.3'	17° 0.8'	34° 40.6'	0	160	2.4	± 0	-16
58	Skalitz	48° 50.7'	17° 13.8'	34° 53.6'	0	186	2.5	+1	-18
47	Gaya	49° 0.6'	17° 8.1'	34° 47.9'	0	193	2.4	-29	-49
VIII. Burgenländische kristalline Masse.									
44	Bruck a. d. Leitha	48° 1.6'	16° 47.1'	34° 26.9'	0	148	2.5	+37	+21
56	Breitenbrunn	47° 56.8'	16° 44.1'	34° 23.9'	0	125	2.5	+14	+1
44	Hof	47° 56.7'	16° 35.0'	34° 14.8'	0	220	2.7	+51	+26
44	Kaisereiche	47° 55.6'	16° 37'	34° 16.8'	0	441	2.5	+52	+6
56	Purbach	47° 54.8'	16° 42'	34° 21.8'	0	116	2.5	+72	+60
56	Eisenstadt	47° 50'	16° 28'	34° 7.8'	0	210	2.2	+25	+6
56	Vulka-Prodersdorf	47° 47.4'	16° 30'	34° 9.8'	0	170	2.2	+7	-9
43	Schwarzau am Steinfeld	47° 43.7'	16° 10.7'	33° 50.5'	+1	329	2.4	+41	+9
43	Aspang	47° 33.4'	16° 5.7'	34° 45.5'	+3	488	2.7	+46	-6
55	Lockenhaus	47° 24.3'	16° 25.1'	34° 4.9'	+1	333	2.5	+35	+1
IX. Westungarische Senke.									
56	Rust	47° 48'	16° 41'	34° 20.8'	0	121	2.2	-9	-20
56	Oedenburg	47° 40.7'	16° 35'	34° 14.8'	0	206	2.5	+3	-19
56	Oedenburg [?]	47° 41.2'	16° 35.8'	34° 15.6'	0	212	2.5	+31	+9
55	Groß-Zinkendorf	47° 36.1'	16° 41'	34° 20.8'	0	163	2.2	+17	+2
55	Kapuvár	47° 35.6'	17° 1.8'	34° 41.6'	0	118	2.5	+15	+3
55	Schützen	47° 30.6'	16° 47'	34° 26.8'	0	185	2.2	+9	-8
55	Bükk	47° 23.4'	16° 45'	34° 24.8'	0	175	2.2	+35	+19
55	Sárvár	47° 16'	16° 56'	34° 35.8'	0	156	2.2	+20	+6
55	Herény	47° 15.8'	16° 36.3'	34° 16.1'	0	223	2.5	+18	-5
54	Steinamanger	47° 14.6'	16° 38'	34° 17.8'	0	215	2.2	+21	+1

ich dem Umstand Rechnung getragen, daß die dort verwendete Formel für die Normalschwere, die Helmert 1901 angegeben hatte, zweifellos zu kleine Werte gibt. Heiskanen hat 1928 (Gerlands Beitr. z. Geophys. XIX, S. 375) angegeben:

$$\gamma_0 = 978.049 (1 + 0.005289 \sin^2 \varphi - 0.000007 \sin^2 2\varphi).$$

Danach wäre im ganzen Bereich unserer Untersuchung die Normalschwere um $0.012 \text{ cm sec}^{-2}$ größer als nach Borrass-Helmert anzunehmen, und ich habe diesen Betrag demgemäß von sämtlichen dort gegebenen Werten der Anomalien subtrahiert. Nachdem Hayford γ_0 um 0.008 vergrößern wollte, die Formeln von Berroth (Gerlands Beitr. z. Geophys. XIV, 1916) für unseren Bereich $+0.016$ ergäben, dürfte das der goldene Mittelweg sein und der Wahrheit ziemlich nahekommen. Im übrigen hat der absolute Betrag der Anomalien für unsere Probleme so gut wie gar keine Bedeutung¹³⁾.

Der besseren Anschaulichkeit wegen sind in Fig. 1 die Anomalien nach Bouguer in einer Karte dargestellt. Dieselben Daten sind nun in der gleichen — übrigens auch sonst oft, wenn nicht fast allgemein gebrauchten — Darstellungsform von anderer Seite bereits veröffent-

durch noch merkwürdiger. Verzichtet wurde ferner auf Benutzung der Schwerewaagenmessungen von Schumann. Der Autor hat es leider unterlassen, seine Messungen zu den älteren, in seinem Bereich befindlichen Pendelstationen in Beziehung zu setzen und für den Fernerstehenden ist das nachträglich nicht so leicht möglich. Im übrigen ist diese Gegend für unseren Gegenstand nicht besonders wichtig.

¹³⁾ Darum habe ich auch überlegt, ob es nicht besser wäre, die Borrassschen Ziffern einfach stehen zu lassen. Aber da manchmal solche Tabellen auch anderweit zitiert und verwertet werden, schien es doch besser, die sicher unrichtigen Ziffern zu korrigieren. Das Hauptinteresse der Geologen ginge in dieser Sache dahin, daß sich die Geodäten auf eine Formel für die Normalschwere einigen möchten, die dann längere Zeit ungeändert im Gebrauch bleiben könnte, und zwar trete ich immer noch dafür ein, daß als Formel für den allgemeinen Hausgebrauch eine ohne Längenglied verwendet werden sollte. Allerdings hat Heiskanen letzthin (l. c., S. 366) nachgewiesen — was bis dahin nicht feststand, — daß die Formel mit Längenglied nach 2λ die Schweremessungen im allgemeinen besser approximiere als die ohne Längenglied. Aber was ist daraus weiter zu folgern? Würde man noch einige Glieder der Kugelfunktionsentwicklung mitnehmen, so würde man die Approximation theoretisch immer weiter treiben können. Natürlich kann man auch jeder solchen Formel eine Idealniveaufläche zuordnen. Eine weitere Realität, als die der mehr oder minder guten Approximation, kommt diesen ebenso natürlich nicht zu. Das Geoid ist eben keine regelmäßige Figur, und auf welche geometrisch definierte Referenzfigur man es beziehen will, ist

licht worden¹⁴⁾, und es kann vielleicht Verwunderung erregen, daß die Linienführung bei Benutzung gleichen Materials — die konstante Differenz in γ_0 kann etwas, aber nicht viel ausmachen — in beiden Fällen so verschieden ausgefallen ist. Nun, fürs erste sind die Schweremessungen nicht allzu dicht gesät, und es gibt Fälle, wo die Linienführung der zu interpolierenden Isogammen (Linien gleicher Schwereanomalie) durch die angegebenen Stationswerte nicht eindeutig bestimmt ist. Ein Beispiel dafür haben wir im Waldviertel, wo Kautsky eine Anzahl geologisch ganz unverständlicher Knödelfiguren zeichnet. Und er hätte doch nur seine Isogamme — 10 zwischen den Stationen Döllersheim und Predigtstuhl, zwischen Horn und Stupeschtz meridional zu führen gebraucht — was nebenbei bemerkt, auch bei rein mechanischer Durchführung der Interpolation besser zu sein scheint, und er hätte statt jener rätselhaften Zeichnungen mit einem Schläge die so auffälligen Umrißzüge der „Thayakuppel“ auf dem Blatt stehen gehabt. Außerdem sind die Schweremessungen mit einer nicht unbeträchtlichen Unsicherheit behaftet. Interpoliert man mechanisch, indem man die Intervalle einfach nach der Proportion aufteilt, so schleppt man alle diese Fehler weiter und erzielt jene eigenartig verschwommenen und verbeulten Linienzüge, die den Geologen allerdings stets rätselhaft bleiben werden. Man kann jedoch, ohne die gegebenen Ziffern anzutasten, die alle in den zugehörigen 0.010-cm sec^{-2} -Feldern geblieben sind, durch mäßiges Zurechtrücken der Isogammen, wie es vielleicht einem Spielraum von $0.005 \text{ cm sec}^{-2}$ entspricht, ein Bild erzielen, das zum Teil auf bekannte geologische Züge zu beziehen ist

rein Sache der Konvention, also wohl der Zweckmäßigkeit. Von allen diesen geodätisch gleichberechtigten Idealgeoidfiguren ist eine — und zwar glücklicherweise gerade die einfachste — geophysikalisch ausgezeichnet durch Beziehung zum stabilen Gleichgewicht. Die reale mechanische Entwicklung der Erdfigur kann aber allemal nur gegen eine stabile Gleichgewichtsfigur tendieren, und diese scheint aller Wahrscheinlichkeit repräsentiert durch das Rotationsellipsoid. Das dreiaxige Ellipsoid dürfte nach den Untersuchungen der Astrophysiker nur unter Bedingungen im stabilen Gleichgewicht sein, die von denen der heutigen Erde grundverschieden sind; es ist meines Wissens überhaupt nicht bekannt, daß es in den Gleichgewichtsproblemen der heutigen Erde eine Rolle spielen würde.

¹⁴⁾ Kautsky, F., Die jungen Verbiegungen in den Ostalpen und ihr Ausdruck im Schwerebild. Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl., 1924, Abt. I, Bd. 133, S. 411ff.; und: Die Erdbeben des östlichen Teiles der Ostalpen, ihre Beziehungen zur Tektonik und zu den Schwereanomalien. Mitt. d. Erdbeben-Komm. d. Akad. d. Wiss., N. F. Nr. 58. Wien 1924.

(Moravische Zone, siehe oben) und im übrigen wenigstens geologisch möglich aussieht. Auf Einzelheiten wird später, bei Diskussion der Isogammenkarte, einzugehen sein.

Bemerkungen zur Tabelle:

Bei den geographischen Koordinaten der Stationen wurde auch die Länge östlich von Ferro angegeben, deswegen, weil die hier einzig in Betracht kommenden Kartenwerke der Österreichisch-Ungarischen Monarchie eben nur nach Ferro zählen.

Der Betrag der topographischen Korrektur wurde mitgeteilt, um zu belegen, daß lokale Einflüsse dieser Art in unserem Material nirgends eine bedeutendere Rolle spielen.

„Die Dichte des Gesteines“ ist die (aus Borrass entnommene) Annahme, welche die betreffenden Geodäten bei ihren Reduktionsrechnungen zugrunde gelegt hatten. Im allgemeinen werden wir auf dieses schwierige Problem noch zurückkommen müssen; im einzelnen wird der Leser auf den ersten Blick feststellen können, daß viele dieser Annahmen für die Dichte sehr bedenklich, und zwar meistens zu niedrig sind. Ich hatte sogar daran gedacht, diesen Fehler, der leicht 4—5% des Betrages der Bouguerschen Reduktion ausmachen kann, wenigstens in einigen krasseren Fällen zu verbessern. Aber ohne besondere Untersuchungen ist durchgreifende Verbesserung doch nicht zu erzielen, andererseits sind bei den verhältnismäßig geringen Stationshöhen die Absolutbeträge der Bouguerschen Korrektur auch nicht besonders groß. Die aus dieser Quelle entspringenden Fehler können also nur wenige Einheiten betragen, was vorläufig mit den anderen Unsicherheiten in einen Topf geht.

Die Reduktion nach Faye (oder „wie in freier Luft“) wurde beigegeben, weil sie einigermaßen als Surrogat für isostatisch gelten kann, deren Betrag jedenfalls zwischen der nach Faye (Kompensationstiefe = 0) und der nach Bouguer (Kompensationstiefe = ∞) liegt.

Für Oedenburg findet man bei Borrass zwei Messungen, richtig kann davon nur eine sein; denn eine Differenz von $0.028 \text{ cm sec}^{-2}$ in g zwischen zwei Stationen, die (nach den Angaben ebendort) nicht einmal 1 km entfernt sind, ist etwa das 10fache dessen, was durch plausible Annahmen äußerstenfalls zu erklären wäre. (Vgl. dazu K. Jung, Über die größte mögliche Schwankung der Schwere-Intensität und die Dichte eines engmaschigen Netzes von Pendelstationen. ZS. f. Geophys., Jahrg. III, 1927, S. 137—156.) In der Tabelle sind beide mitgeteilt, dagegen wäre es fehlerhaft, beide nebeneinander — wie das Kautsky (l. c.) getan hat — in dieselbe Karte einzuzichnen. Welche der beiden Ziffern richtig ist, wird erst eine Kontrollmessung entscheiden. Ich habe jener den Vorzug gegeben, die zu der benachbarten Station Rust paßt.

Zum Zweck der ersten Orientierung habe ich die Stationen nach geologisch definierten Gruppen zusammengestellt, und diese

Tabelle B.

1	2	3	4	5	6	7
Geologische Gruppe	Zahl der Stationen	Mittlere Meereshöhe der Stationen m	Mittelwert von $g'' - \gamma_0$ Einheit $0.001 \text{ cm sec}^{-2}$	Durchschnitts-anomale (angenommen)	Höhenkoten d. Sial-Sima-Grenzfläche (berechnet) km	des damit isostatisch ausbalanciert. Reliefs (berechnet) m
I. Böhmisches Masse, w. der Ispér . .	24	526	-44.0 ± 15.8	-45	-3.6	+400
II. Böhmisches Masse, ö. der Ispér . . .	20	354	$+ 3.6 \pm 13.8$	+10	+0.8	- 90
III. Kalkalpen, w. der Enns . .	11	501	-71.7 ± 20.1	-90	-7.2	+800
IV. Kalkalpen, ö. der Enns . . .	15	434	-16.4 ± 21.6	-25	-2.0	+222
V. Mürztal	9	609	-68.6 ± 15.7	-70	-5.6	+622
VI. Thermenlinie . .	6	351	-28.2 ± 15.7	-40	-3.2	+356
VII. Wien-March-Senke VI und VII zusammen . . .	17	203	-24.3 ± 11.0	-30	-2.4	+267
VIII. Burgenländische kristalline Masse .	10	258	$+11.5 \pm 16.7$			
VIIIa. Burgenländische kristalline Masse, ohne Purbach . .	9	274	$+ 6.1 \pm 10.8$	+10	+0.8	- 90
IX. Westungarische Senke	10	177	$- 1.2 \pm 15.3$	± 0	± 0	± 0
Zusammen . .	122					

allersimpelste Methode der Diskussion der Schweremessungen¹⁵⁾ bewährt sich auch hier wieder. In Tabelle B sind in gleicher Art wie l. c. S. 122 für die einzelnen geologischen Gruppen¹⁶⁾ die Mittelwerte der Schwereanomalien nach Bouguer (samt mittlerer Streuung) zu-

¹⁵⁾ Vgl. dazu R. Schwinner, Geologische Bemerkungen zu den Norwegischen Schweremessungen. Gerl. Beitr., 1928, Bd. XIX, S. 107 ff.

¹⁶⁾ Ganz kurz sei hier nur hervorgehoben, daß bei diesen geologisch schärfer definierten Gruppen die Streuung natürlich geringer ist als in dem angeführten Beispiel. Ferner, daß eine gewisse Abhängigkeit der Anomalien von der Stationshöhe zwar fühlbar ist, daß dieser Einfluß aber gegen den der geologischen Situation stark zurücktritt.

sammengestellt. Diese Mittelwerte sollen hier nicht bloß Demonstrationzwecken dienen, sie gewähren auch einen gewissen Anhaltspunkt, die von der Isostasie geforderten Kompensationsmassen der Größenordnung nach zu schätzen. Es ist seit langem in Gebrauch, die Schwereanomalien durch die fiktive Attraktion einer ausgedehnten ebenen Platte substituiert anzugeben, ein Brauch, der bei einzelnen Stationen — etwa gar im Bergland — durchaus nicht zu billigen ist, der aber hier, angewendet auf Durchschnittswerte, die für größere Flächen charakteristisch sein sollen, weniger Bedenken erweckt. Daß es sich dabei nur um eine rohe Schätzung handeln kann, merkt man beim ersten Versuch der Durchführung. Welche Ziffer der Anomalie ist bei Berechnung der Attraktion der zu fingierenden Störungsplatte zugrunde zu legen? Das arithmetische Mittel aller Anomalien? Oder — was sich vielleicht sogar besser rechtfertigen ließe — die Extremwerte?

In unserem Falle liegt das obere Extrem im NO, auf der SO-Ecke der Böhmisches Masse; mit Tulln und St. Pölten (je +27), Melk (+22), Ober-Hollabrunn (+14), Horn (+9) usf. Ich halte es nun sehr wohl für möglich, daß diese Werte zum Teil durch positive Lokalstörungen beeinflusst sind (basische Intrusiva in der Wachau usw. vgl. S. 38), aber auf der anderen Seite folgt sofort die Marchsenke mit erheblichen Minuswerten, und vermutlich entspricht auch mitten im Massiv die Moravische Einfaltung einem Massendefizit. Diese beiden Einflüsse dürften sich ungefähr die Wage halten, und man wird daher hier ohne Bedenken bis nahe an die obere Grenze gehen können. Das untere Extrem liegt im SW am Südrand der Salzburger Kalkalpen; mit Berchtesgaden (—94), Windischgarsten (—93) usf. Lokale Einflüsse sind da kaum im Spiel, wie ja überhaupt negative Störungsmassen schwerer supponiert werden können als positive. Dagegen folgen möglicherweise knapp im Süden, in den Zentralalpen, wo Schweremessungen ganz fehlen¹⁷⁾, stärkere „Massendefekte“, deren Randstörung jene extremen Anomalien etwas übertrieben haben kann. Aber viel darf man diesem Effekt hier nicht zuschreiben; denn wir treffen noch in großer Entfernung von den Zentralalpen ziemlich die gleichen Minusanomalien: St. Georgen (—88), St. Gilgen (—90), Ischl (—85), Lassing (—81). Wir werden also nicht die ganze Differenz der Extremwerte mit

¹⁷⁾ Die im Auftrage der Akademie der Wissenschaften längs der Tauernbahn vorgenommenen Messungen, die uns hier etwas aushelfen könnten, sind heute, nach zwei Dezennien, noch nicht publiziert.

0.122 cm sec⁻² auf regionalen Unterschied schieben¹⁸⁾, vielleicht aber 0.100, indem wir für II. Böhmisches Masse östlich der Isper als Durchschnitt +0.010 setzen und für III. Kalkalpen westlich der Enns —0.090, und dann die Werte für die anderen geologischen Gruppen dazwischen, innerhalb der durch die mittlere Streuung gegebenen Grenzen wählen. So bekommen wir die in Tabelle B Spalte 5 gegebene Ziffernreihe.

Zur weiteren Veranschaulichung können wir dies zur Grundlage einer Darstellung nach der Airyschen Hypothese wählen, die wir ja, als die für geologische Anschauungsweise passendste, im allgemeinen verwenden wollen. Nach dieser ist der Durchschnittswert der Bouguerschen Anomalie — wenn, wie in den meisten Fällen, negativ — die Attraktion des durch die über Mittel tauchenden kontinentalen Sialtafeln verdrängten Simas, rechnet man sie nach der Formel für die Attraktion einer ausgedehnten Platte um $(P = 2\pi\gamma\sigma \cdot h)$, so bedeutet h die relative Höhe in der Sial-Sima-Grenzfläche, der Unterfläche der Kontinentalschollen, und zwar ist für eine Dichtedifferenz $\sigma = 0.3$ usf. (siehe oben S. 39/40):

$$h \text{ (in km)} = 0.08 \cdot P \text{ (in 0.001-Einheiten),}$$

wonach Spalte 6 von Tabelle B berechnet. Da nun ferner als Dichte der Oberflächenschichten $\sigma_1 = 2.7$ anzunehmen ist, so erhält man, indem man diese Ziffern mit (—9) dividiert, die relativen Höhen einer Erdoberfläche, die mit jenem supponierten Sial-Sima-Grenzflächen-Relief ungefähr im isostatischen Gleichgewicht wäre (Tabelle B, Spalte 7).

Vergleich dieser aus den Schwereanomalien berechneten relativen Höhen mit den wirklich gemessenen Höhenkoten gibt interessante Einblicke. Natürlich muß man sich vor Augen halten, daß diese Umrechnungen eigentlich nur grobe Schätzungen geben und daß alle so erhaltenen Ziffern einen beträchtlichen Spielraum \pm zugebilligt erhalten müssen; aber der Zusammenhang ist so einfach, daß man trotzdem die möglichen Kombinationen noch übersehen kann.

¹⁸⁾ Diese Differenz von 0.122 in den Extremwerten der Bouguerschen Schwereanomalien von Waldviertel und Salzkammergut wird am besten dadurch illustriert, daß wir die gleiche Ziffer als Differenz zwischen Basel und St. Gotthard wiederfinden, also wieder zwischen Vorlandmassiv und Alpeninnerem; aber in einem Teil der Alpen, der gewiß schärfer gestaut und höher aufgefaltet worden ist, als unsere niederösterreichischen Vor- und Kalkalpen. Vielleicht liegt hier eine Andeutung, daß die „Tauchung nach Airy“ nicht unbegrenzt wachsen kann, sondern immer langsamer zunehmend sich einem bestimmten — wenn auch vielleicht nicht überall demselben — Grenzwert nähert.

Danach läßt sich das isostatische Verhalten der einzelnen Schollen gegeneinander, paarweise verglichen, leicht erkennen: In Oberösterreich scheint Böhmisches Masse im Norden und Kalkalpenzone im Süden isostatisch recht gut ausgewogen zu sein; natürlich muß man dabei die wirklichen mittleren Meereshöhen ins Auge fassen. Diese können im Mühlviertel — wegen geringer Zerschneidung und nicht geringem Anteil von Bergstationen — mit dem Mittel der Stationshöhen ungefähr zusammenfallen, im Salzkammergut, besonders im Süden (Totes Gebirge, Dachstein, Tennengebirge), ist das Mittel der Stationshöhen (500 m) weit unterm Mittel der Oberfläche. Der Vergleich von Spalte 2 und 7 (Tabelle B) läßt erkennen, daß eine mit dem Mühlviertel isostatisch ausbalancierte Kalkalpenzone eine mittlere Meereshöhe von 900 m haben sollte¹⁹⁾ und daß das so ziemlich stimmt. In gleicher Weise dürfte auch in Niederösterreich zwischen Nord und Süd isostatisches Gleichgewicht herrschen. Besonders wenn man das eigentliche Waldviertel in Betracht zieht, das kaum viel niedriger als das oberösterreichische Mühlviertel ist, kommt man dazu, als Mittel für die niederösterreichischen Kalkalpen +700 m zu fordern, was vielleicht knapp erreicht sein kann. Eins ist aber völlig klar: durch keinerlei noch so künstliche Interpretation der Schweremessungen läßt sich ein isostatisches Gleichgewicht zwischen den Gebirgstteilen konstruieren, die auf den beiden Seiten der Ispere-Enns-Linie liegen. Merkwürdigerweise entspricht der scharfen Trennung in den Schwerewerten in der Oberflächengestaltung keine Stufe oder sonst eine deutliche Trennung: nördlich der Donau scheinen die Verebnungen glatt über diese Grenze wegzulaufen, und in den Kalkalpen nimmt gegen Westen hin die Gipfelhöhe allerdings allmählich zu, die Höhe der Talsohlen dagegen — wie das Mittel der Stationen belegt — in viel geringerem Maße; für isostatisches Gleichgewicht wäre jedoch ein Unterschied in der mittleren Höhe von fast 600 m zu fordern, was ganz ausgeschlossen ist. In der

¹⁹⁾ Zum Vergleich sei angeführt, daß C. v. Sonklar (Allgemeine Orographie, Wien 1875, S. 190) für den Hochschwabstock, der weniger hoch als die angeführten Gebirgsgruppen (2278 m), aber sehr massiv, gut geschlossen erscheint, eine mittlere Meereshöhe von 3534 Wiener Fuß = 1116 m berechnet hat. Weitere Berechnungen dieser Art stehen mir augenblicklich nicht zur Verfügung. Es wäre sehr wünschenswert, wenn auch für unsere Alpen ein Tableau der mittleren Meereshöhen berechnet würde, wie es Th. Niethammer (Zur Theorie der isostatischen Reduktion der Schwerebeschleunigung. Verh. d. Naturf. Ges. Basel, 1917, Bd. XXVIII, Teil 2, S. 206 ff., Tafel II) in vorbildlicher Weise für die Schweizer Alpen geliefert hat.

geologischen Karte ist die Ispere-Enns-Linie allerdings viel deutlicher ausgedrückt als in der topographischen. Nördlich der Donau ist die Linie Sarmingstein—Ispere—Gutenbrunn—Traunstein—Zwettl—Hirschenbach (nicht weit östlich von Gmünd) — westlich von Zlabings durch die Ostgrenze des ungeheuren oberösterreichischen Granit-Batholithen. Südlich der Donau ist die Ennslinie durch das merkwürdige Bauelement der „Weyerer Bögen“ ausgezeichnet, dadurch, daß das Streichen im Bogen über SW in S übergeht und demgemäß die Flyschzone als scharf eingefaltete Zunge tief nach Süden in den Kalkalpenbau eindringt. Als Teil der Alpenfaltung sind die „Weyerer Bögen“ natürlich verhältnismäßig jung, aber sie heften sich doch an eine Stelle, die durch den Charakter der Ablagerungen für die ganze Zeit des Mesozoikums als Rand des „Lunz-Grestener Schelfplateaus“ gekennzeichnet war, deren Eigenart somit tief verankert gewesen sein muß. Auffallend erscheint nach dem heutigen geologischen Befund, daß Ispere und Enns in ganz verschiedener Position zu liegen scheinen, daß sie aber trotzdem in betreff der Schwereanomalien sich ganz gleichartig verhalten, ein Umstand, der für die spätere Diskussion festgehalten werden soll.

Aus den Ziffern der Schwereanomalien erhellt ferner sofort, daß die mit Tertiär erfüllten Senken nördlich und südlich von Wien mit den umgebenden Gebirgen nicht im isostatischen Gleichgewicht sein können, weder mit den Kalkalpen noch mit den altkristallinen Massen des Waldviertels und des Burgenlandes; denn das gegenseitige Verhältnis ist, sowohl im Durchschnitt als auch insbesondere bei den einzelnen Randstationen, gerade entgegengesetzt, wie es im Falle isostatischen Gleichgewichts sein müßte.

Hier wäre noch hervorzuheben, daß die Grenze zwischen Tertiärbecken und Böhmischer Masse nach Ausweis der Schweremessungen nicht dort liegt, wo das Kristallin unter oberflächlicher Tertiärbedeckung verschwindet, sondern viel weiter östlich, in einer Zone, welche durch die Reihe der „Klippen“: Stockerau—Nieder-Fellabrunn—Ernstbrunn—Staatz—Nikolsburg gekennzeichnet ist²⁰⁾. Den Geologen kann das kaum überraschen. Es ist auch aus anderen Daten bekannt,

²⁰⁾ Daß die einzige Station, welche wirklich auf einer solchen „Klippe“ liegt, die auf dem Maydenberg bei Pollau, ein Juraaufbruch (mit Andeutungen von Krystallin) inmitten des Tertiärs, bereits beträchtlich negative Anomalie zeigt und sich so vom Massiv zu unterscheiden scheint, das kann nicht befremden; denn dort kommt die Randstörung besonders stark zur Geltung, weil knapp nördlich der Nikolsburger Klippengruppe in die bis orthin gerade fortstreichende Massivfront von Osten her eine tiefe Bresche

daß der Tertiärmantel unmittelbar auf dem Rande der Böhmisches Masse ziemlich dünn ist, und die „Klippen“ setzen stratigraphisch einen Kontinentalrand voraus, an dem ihre litoralen Sedimente sich abgesetzt haben, tektonisch aber eine Massivschwelle, die bei ihrer Aufaltung als Widerlager gedient hat.

So zeigt schon die erste Prüfung des Materiales sehr merkwürdige Zusammenhänge zwischen der Verteilung der Schwereanomalien an der Erdoberfläche, im großen und in einzelnen Zügen und geologischen Bauelementen. Ähnliches ist schon öfter bekannt geworden — es ist das ja die einzige Methode, welche in der geologischen Deutung der Schweremessungen gewisse Erfolge gehabt hat. Auch wir werden nochmals darauf eingehen müssen, aber bevor wir diesen Weg weiterverfolgen, müssen wir uns mit einer bisher ganz vernachlässigten Vorfrage auseinandersetzen. Es handelt sich um folgendes: Jede Bearbeitung der Schwereanomalien, vom geologischen oder vom geodätischen Gesichtspunkte aus, muß den Begriff der Isostasie in den Mittelpunkt stellen und enthält deswegen — ob ausgesprochen, nicht ausgesprochen oder vielleicht gar nicht erkannt, ist im Grunde gleich — die entsprechenden hypothetischen Annahmen als wesentliche Bestandteile. Gegen das hypothetische Element und seine Verwendung überhaupt sind Bedenken erhoben worden gerade von Geologen — obwohl man sonst bei uns mit Hypothesen eigentlich nicht gar so zimperlich zu sein pflegt; dagegen hat bis jetzt noch niemand die etwas besser berechnete Frage aufgeworfen und durchgearbeitet, ob die gewählte Hypothese mit den direkt ermittelbaren Daten allen auch wirklich verträglich ist. Die Art, wie man die Schweremessungen zu verarbeiten pflegte, war nicht geeignet, über diesen Punkt Aufschluß zu gewinnen: man beginnt nämlich damit, die einzelne Station derart zu reduzieren — in diesem sind alle Methoden der isostatischen Reduktion, nach Hayford, Airy, Niethammer, Heiskanen u. a. gleich —, als ob sie für sich allein in der Welt wäre; und dann bearbeitet man die so gewonnene Ziffernmasse weiter unter der Voraussetzung, daß es ein Haufen rein zufällig zusammengewürfelter Zahlen wäre. Rein formell läßt sich dieser Rechnungsvorgang immer durchführen. An der einzelnen g -Messung hängt nichts, was irgendwelche bestimmte Annahmen über die Kompensationsmassen fordern oder hindern könnte, und ein Minimum der Fehlerquadratsummen wird sich auch immer ermitteln lassen. Realität eingreift und diese Station somit auf zwei Seiten, im Osten und Norden, von der Senke und ihrem Massendefizit umfaßt erscheint.

kann das Ergebnis aber nur dann beanspruchen, wenn der Rechnungsvorgang in allen seinen Stadien mit der Wirklichkeit verträglich ist. Tatsächlich ist nun dieser „atomistische“ Betrachtungsweise nicht zulässig; die im Netz benachbarten Stationen sind voneinander nicht unabhängig, und ihr Ensemble ist keineswegs mit jeder Annahme über Kompensationsmassen verträglich. Koenigsberger²¹⁾ hat — anscheinend als erster — die Schwierigkeiten hervorgehoben, welche das Nebeneinander der Schwerewerte an der Erdoberfläche („Gradient“) für die Deutung derselben mit sich bringt, aber darauf ist auch er nicht weiter eingegangen, daß diese Schwierigkeit nicht bloß die spezielle geologische Deutung berührt, sondern geeignet ist, die Grundlagen der Isostasielehre selbst zu treffen. Wenn die Massenkonfiguration, welche den gebräuchlichen isostatischen Reduktionsmethoden zugrunde gelegt wird, die tatsächlich beobachteten Gradienten nicht erklären kann, sondern in vielen Fällen — daran ist gar nicht mehr zu zweifeln — weitaus zu geringe Gradienten ergibt, dann darf in diesen Fällen die in Frage stehende Rechnungsmethode eben nicht angewendet werden. Damit wird aber der gebräuchlichen Bestimmungsweise für die Ausgleichstiefe der Boden entzogen. Man kann eigentlich nicht einmal sagen, daß ein Widerspruch bestünde, wenn aus den Gradienten eine verhältnismäßig geringe Tiefe der störenden Massen (um die 10 km etwa) zu folgen scheint, aus der Ausgleichsrechnung — etwa nach Art Hayfords — eine große Tiefe der Kompensationsmassen (120 km Hayford = 60 km Airy). Denn das letztere Ergebnis folgt aus der Zusammenfassung einer gewissen Anzahl von Einzelrechnungen, die jede die isostatische Reduktion einer Station betreffen. Von diesen aber sind alle jene auszuschneiden, welche die vorerwähnte Gradientenprobe nicht vertragen; denn bei diesen sind offenbar die Annahmen, unter denen die Reduktionsrechnung geführt worden ist, mit der Wirklichkeit nicht verträglich. Das Material an Schweremessungen, wie es heute vorliegt, reicht allerdings nicht hin, diese Scheidung in Wirklichkeit durchzuführen. Allein in den wenigen dichter vermessenen Netzen überwiegen — wie schon Koenigsberger hervorgehoben hat — die übernormalen Gradienten weitaus, und zwar scheinen sie in allen geologisch etwas komplizierteren Gebieten zu herrschen. Da wird man wohl vermuten müssen, daß die Verhältnisse in den noch weniger be-

²¹⁾ Koenigsberger, J., Zur geophysikalischen gravimetrischen Landesuntersuchung und über die Tiefenlage der störenden Massen. ZS. f. prakt. Geologie, 1927, Jahrg. 35, S. 65—70.

kannten Gebieten ähnlich sein dürften, und wird die Zulässigkeit der Ausgleichsrechnungen, die sich — wie die Hayfords — auf weitmaschige Stationsnetze stützen, in denen die Gradienten nicht nachzuprüfen sind, bezweifeln. Wenn man's recht überlegt, trifft das nicht bloß die gebräuchliche Berechnung der Ausgleichstiefe, sondern Begriff und Wesen der Isostasie selbst; denn deren exakte Fundierung war eben jene, nunmehr ihrer Grundlagen beraubte Ausgleichsrechnung.

Eine Entscheidung über die hier angeschnittenen wichtigen Fragen wäre leicht, wenn Mittel zu speziell darauf abzielender Vermessung zur Verfügung ständen. Wir müssen leider mit den zufällig zur Verfügung stehenden Schweremessungen auszukommen suchen. Koenigsberger hat diese in Form der aus ihnen abgeleiteten Isogammenkarte verwendet; er schätzt allerdings, daß dabei Fehler bis zu 50% unterlaufen können! Ich halte es für besser, nur von den Originalmessungen auszugehen. Aus den Stationen derselben kann man eine genügende Zahl von Profilen zusammenstellen, die nur schwach gebrochene Linien, und zwar ungefähr normal zum Streichen bilden, also im Rahmen der hier möglichen Genauigkeitsansprüche jedenfalls brauchbar sind. In erster Linie untersuchen wir die Beziehungen zwischen Vorlandsmassiv und Kalkalpen und dann zwischen den Gebirgsigliedern, die an der Isper-Enns-Zone von Ost und West her aneinanderstoßen. Wir haben da folgende Profile:

Tabelle C.

Schwere-Profile.

a) Niederösterreich. Waldviertel (II) —Kalkalpen (IV).

1. Tulln +27	0.024 auf 17 km	} Tulln Alland	0.029 auf 31 km
Preßbaum . . . + 3	0.005 „ 14 „		
Alland - 2	0.030 „ 25 „		
Gutenstein . . -32			
2. Tulln +27	0.044 auf 30 km	} Tulln Gutenstein	0.059 auf 53 km
Schöpl -17	0.015 „ 24 „		
Gutenstein . . -32			
3. St. Pölten . . +27	0.050 auf 22 km	} St. Pölten St. Ägyd	0.061 auf 40 km
Lilienfeld . . -23	0.011 „ 18 „		
St. Ägyd . . . -34	0.043 „ 35 „		
Krieglach . . -77			
4. Melk +22	0.027 auf 28 km	} Melk Neuhaus	0.075 auf 51 km
Frankenfels . . - 5	0.048 „ 24.5 „		
Neuhaus . . . -53	0.011 „ 43 „		
Bruck a.d. Mur. -64			

5. Ybbs + 8	0.061 auf 22 km	} Ybbs Lassing	0.089 auf 51 km
Gresten . . . -53	0.028 „ 29 „		
Lassing . . . -81			

b) Oberösterreich. Mühlviertel (I) —Kalkalpen (III).

6. Wallsee . . . -47	0.024 auf 24 km	} Wallsee Lassing	0.034 auf 50 km
Waydhofen . . -71	0.010 „ 26 „		
Lassing . . . -81			
7. Losenstein . . -37	0.056 auf 25 km		
Windischgarsten -93			
8. Leonfelden . . -16	0.024 auf 24 km		
Urfahr -40	0.012 „ 26 „		
Wels -52	(0.004) „ 32 „		
Gmunden . . -48	0.037 „ 27 „		
Ischl -85			
9. Peuerbach . . -29	0.032 auf 18 km	} Peuerbach St. Gilgen	0.061 auf 73 km
Aistersheim . . -61	0.027 „ 34 „		
St. Georgen . . -88	0.002 „ 21 „		
St. Gilgen . . -90	0.004 „ 32 „		
Berchtesgaden -94			
10. Schwarzenberg -10	0.026 auf 33 km	} Schwarzenberg Obernberg	0.069 auf 61 km
Passau -36	0.006 „ 14 „		
Schärding . . -42	0.037 „ 17 „		
Obernberg a.I. -79			

c) Östlich und westlich der Isperlinie (II—1).

11. Predigtstuhl . - 8	0.055 auf 31 km		
Gmünd -63			
12. Ottenschlag . + 3	0.038 auf 21 km	} Ottenschlag Zell	0.056 auf 42 km
Arbesbach . . -35	0.018 „ 27 „		
Zell -53			
13. Melk +22	0.014 auf 20 km	} Melk Wallsee	0.069 auf 47 km
Ybbs + 8	0.055 „ 28 „		
Wallsee . . . -47			

d) Östlich und westlich der Ennslinie (IV—III).

14. Frankenfels . . - 5	0.048 auf 23 km	} Frankenfels Waydhofen	0.066 auf 42 km
Gresten . . . -53	0.018 „ 19 „		
Waydhofen . . -71			
15. St. Ägyd . . . -34	0.019 auf 30 km	} St. Ägyd Lassing	0.047 auf 53 km
Neuhaus . . . -53	0.028 „ 23 „		
Lassing . . . -81			

Zur weiteren Diskussion der angegebenen Schwerewerte sind vorerst einige rechnerische Grundlagen zu beschaffen. Zwar sind die betreffenden Größen seit Helmerts „Höherer Geodäsie“ vielfältig berechnet worden, aber eine Darstellung, die für unsere Zwecke unverändert übernommen werden könnte, habe ich nicht finden können²²⁾. Es kann sich bei dem heute einmal bestehenden Zustand der — ohne Kontakt mit dem Geologen durchgeführten — gravimetrischen Vermessung nur um Schätzungen handeln, welchen Einfluß diese oder jene aus geologischen oder geophysikalischen Gründen plausible Annahme über Störungs- bzw. isostatische Kompensationsmassen auf die an der Oberfläche zu messende Schwere haben würde. Auch ohne den Stokeschen Satz unnötig eitel zu nennen, ist klar, daß diese Aufgabe schon von Anfang nicht besonders scharf präzisiert ist. Andererseits kann man aber feststellen, daß durch geologische und geophysikalische Vorbedingungen die Annahmen (und damit auch die Unsicherheit) in einen ziemlich engen Spielraum eingeschlossen sind.

1. Der Schwerpunkt der anzunehmenden Störungsmassen darf nicht tiefer als 50—60 km liegen. Damit soll nicht etwa im Circulus vitiosus die Isostasiehypothese vorweggenommen werden, die ja erst aus den solcherart zu reduzierenden Schweremessungen zu erweisen wäre. Es ist von vornherein physikalisch evident, daß in solcher Tiefe (und der entsprechenden Temperatur) das Gesteinsmaterial merkliche Scherspannungen nicht mehr verträgt. Und insbesondere die Airysche Annahme eines starken Dichtesprunges in ungefähr dieser Tiefe läßt sich aus den Erdbebenbeobachtungen stützen.

2. Die Störungsmassen können meistens als (unendlich) lange Prismen idealisiert werden. Bei den Großformen des Erdreliefs und des geologisch bekannten Baues pflegt die Ausdehnung im Streichen

²²⁾ Neuestens hat K. Jung (Die Bestimmung von Lage und Ausdehnung einfacher Massenformen unter Verwendung von Gradient und Krümmungsgröße. ZS. f. Geophysik, 1927, Bd. III, S. 257 ff.) eine schöne Zusammenstellung gegeben, aber leider einseitig für Zwecke der Schwerewagenteknik, d. h. er gibt Gradient und Krümmungsgröße, aber nicht die Attraktion selbst — die er leicht hätte hinzufügen können, wodurch seine Arbeit auch anderweit an Verwendbarkeit gewonnen hätte. Ferner: wie Jung die Formeln gibt — Funktionen von Radiusvektor und Gesichtswinkel vom Aufpunkt — das ist für den ersten Blick sehr anschaulich, aber der Rechner wird kaum unmittelbar davon Nutzen ziehen können; denn er dürfte seine Daten ursprünglich immer in rechtwinkligen Koordinaten angegeben bekommen. Im übrigen stimme ich Jung (l. c., S. 266) zu, daß die praktischste Rechnungsweise sich erst nach längerer vielseitiger Erprobung ergeben wird.

die Maße des Querprofils derart zu überwiegen, daß die aus obiger Vereinfachung entspringenden Ungenauigkeiten gegenüber den sonstigen nicht zu vermeidenden Fehlern gar nicht in Betracht kommen.

3. Die Dichte der störenden Massen ist klein, d. h. zwischen aneinanderstoßenden Gesteinskomplexen kann der Unterschied in der Dichte nicht über eine bestimmte Grenze gehen. Ich nehme (vgl. S. 39, 53) als normale Dichtedifferenz zwischen dem saueren Material der Kontinentalschollen und dem basischen der Magmazone („Sima-Sial“) $\sigma = 0.3$ an²³⁾. Das wird wohl auch der Unterschied zwischen den Gneisblöcken und den darin stellenweise eingelagerten basischen Intrusivmassen in der Regel sein, über den man nur in Ausnahmefällen (Eklogit, s. oben) hinausgehen darf. Nach der anderen Richtung (leichtere Einlagerungen im Kontinentalblock) ist der Spielraum noch viel geringer, abgesehen von gewissen, rein lokalen Ausnahmen (lockere Oberflächenschüttungen, Salzgesteine).

Wir nehmen also an, der Störungskörper sei ein Prisma, in Richtung der Y-Achse unbegrenzt ausgedehnt; dann liegt das charakteristische Querprofil in der XZ-Ebene, x (a) wagrecht (positiv nach rechts), z (b) lotrecht (positiv nach unten) genommen. Dichte der störenden Masse ist σ , Gravitationskonstante γ ; in den Zifferndarstellungen wird angenommen

$$\sigma = 0.3 \text{ und } \gamma = \frac{20}{3} \cdot 10^{-8} \text{ somit } \gamma \sigma = 2 \cdot 10^{-8}.$$

Berechnet wird für den Aufpunkt O (Koordinatenanfang) P die Vertikalkomponente der Attraktion und Γ der Gradient der Attraktion, in wagrechter Richtung, auf der X-Achse, ebenfalls in O .

Die Rechnung geht aus von folgenden Elementen:

Stabförmiges Element vom Vierkantquerschnitt $dx \cdot dz$.

$$dP = 2 \gamma \sigma \frac{z}{x^2 + z^2} dx \cdot dz, \quad d\Gamma = -4 \gamma \sigma \frac{x^2}{(x^2 + z^2)^2} dx \cdot dz.$$

Wagrechte dünne Platte von der Dicke dz , Tiefenlage z , $a_2 \geq x \geq a_1$.

$$dP = 2 \gamma \sigma \cdot dz \left\{ \operatorname{arctg} \left(\frac{a_2}{z} \right) - \operatorname{arctg} \left(\frac{a_1}{z} \right) \right\}$$

$$d\Gamma = -2 \gamma \sigma z \cdot dz \left\{ \frac{1}{a_1^2 + z^2} - \frac{1}{a_2^2 + z^2} \right\}.$$

²³⁾ Diese Annahme ist deswegen zweckmäßig, weil dann das Produkt aus Dichte und Gravitationskonstante, in dem diese beiden Größen eben immer nur vorkommen, wird: $\gamma \sigma = \frac{20}{3} \cdot 10^{-8} \cdot 0.3 = 2 \cdot 10^{-8}$.

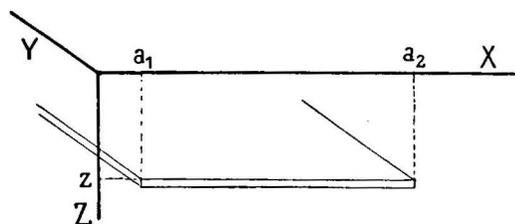


Fig. 2.

Lotrechte dünne Platte²⁴⁾ von der Dicke dx , $b_2 \geq z \geq b_1$.

$$dP = 2\gamma\sigma \cdot dx \cdot \frac{1}{2} \operatorname{Ign} \left(\frac{x^2 + b_2^2}{x^2 + b_1^2} \right)$$

$$d\Gamma = -2\gamma\sigma \cdot x \cdot dx \left\{ \frac{1}{x^2 + b_1^2} - \frac{1}{x^2 + b_2^2} \right\}.$$

Es ist leicht einzusehen, daß für alle Prismenquerprofile, die irgendwie von geraden Linien begrenzt werden — und auch für etliche, die von algebraischen Kurven begrenzt werden, worauf hier nicht näher eingegangen werden soll — die Integration immer auf geschlossene

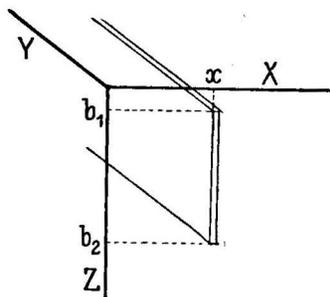


Fig. 3.

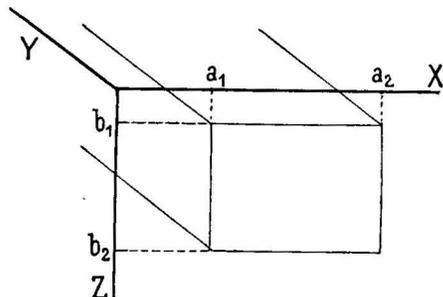


Fig. 4.

Ausdrücke führt, in denen $\operatorname{arc tg}$ und $\operatorname{log nat}$, und zwar im allgemeinen in bestimmter Art, gepaart vorkommen. Ich gebe hier:

²⁴⁾ Diese Formeln gestatten eine nützliche Bemerkung: Nimmt b_2 unbegrenzt zu, so wächst $\operatorname{Ign}(x^2 + b_2^2)$ ebenso mit, und die Formel für die Attraktion wird unbrauchbar. Aber der Gradient nähert sich einem endlichen Grenzwert. Was dahin interpretiert werden kann, daß bei saiger (oder steil!) zur Tiefe strebenden Gangkörpern von einer gewissen größeren Tiefenerstreckung ab deren genauerer Betrag für die an der Oberfläche zu messenden Wirkungen von ziemlich geringer Bedeutung ist.

Rechteckiges Parallelepipedon: $a_2 \geq x \geq a_1$; $b_2 \geq z \geq b_1$.

$$P = 2\gamma\sigma \left\{ b_2 \left[\operatorname{arctg} \left(\frac{a_2}{b_2} \right) - \operatorname{arctg} \left(\frac{a_1}{b_2} \right) \right] - b_1 \left[\operatorname{arctg} \left(\frac{a_2}{b_1} \right) - \operatorname{arctg} \left(\frac{a_1}{b_1} \right) \right] \right. \\ \left. + \frac{a_2}{2} \operatorname{Ign} \left(\frac{a_2^2 + b_2^2}{a_2^2 + b_1^2} \right) - \frac{a_1}{2} \operatorname{Ign} \left(\frac{a_1^2 + b_2^2}{a_1^2 + b_1^2} \right) \right\}$$

$$\Gamma = 2\gamma\sigma \cdot \frac{1}{2} \operatorname{Ign} \left\{ \frac{(a_2^2 + b_2^2)(a_1^2 + b_1^2)}{(a_2^2 + b_1^2)(a_1^2 + b_2^2)} \right\}.$$

Trapez, begrenzt von den Geraden $z = b_1$; $z = b_2$; $a_1 = m_1 z + n_1$ und $a_2 = m_2 z + n_2$.

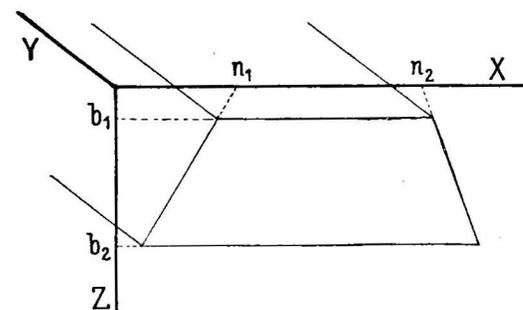


Fig. 4.

$$P = 2\gamma\sigma \left\{ \frac{n_2}{2(m_2^2 + 1)} \operatorname{Ign} \left[\frac{b_2^2(m_2^2 + 1) + 2m_2 n_2 b_2 + n_2^2}{b_1^2(m_2^2 + 1) + 2m_2 n_2 b_1 + n_2^2} \right] - \right. \\ \left. - \frac{n_1}{2(m_1^2 + 1)} \operatorname{Ign} \left[\frac{b_2^2(m_1^2 + 1) + 2m_1 n_1 b_2 + n_1^2}{b_1^2(m_1^2 + 1) + 2m_1 n_1 b_1 + n_1^2} \right] \right. \\ \left. + \left(b_2 + \frac{m_2 n_2}{m_2^2 + 1} \right) \operatorname{arctg} \left(m_2 + \frac{n_2}{b_2} \right) - \right. \\ \left. - \left(b_1 + \frac{m_2 n_2}{m_2^2 + 1} \right) \operatorname{arctg} \left(m_2 + \frac{n_2}{b_1} \right) - \right. \\ \left. - \left(b_2 + \frac{m_1 n_1}{m_1^2 + 1} \right) \operatorname{arctg} \left(m_1 + \frac{n_1}{b_2} \right) + \right. \\ \left. + \left(b_1 + \frac{m_1 n_1}{m_1^2 + 1} \right) \operatorname{arctg} \left(m_1 + \frac{n_1}{b_1} \right) \right\}.$$

$$\Gamma = 2\gamma\sigma \left\{ \frac{1}{2(m_2^2 + 1)} \lg_n \left[\frac{b_2^2(m_2^2 + 1) + 2m_2n_2b_2 + n_2^2}{b_1^2(m_2^2 + 1) + 2m_2n_2b_1 + n_2^2} \right] - \frac{1}{2(m_1^2 + 1)} \lg_n \left[\frac{b_1^2(m_1^2 + 1) + 2m_1n_1b_1 + n_1^2}{b_2^2(m_1^2 + 1) + 2m_1n_1b_2 + n_1^2} \right] + \frac{m_2}{m_2^2 + 1} \left[\arctg \left(m_2 + \frac{n_2}{b_2} \right) - \arctg \left(m_2 + \frac{n_2}{b_1} \right) \right] - \frac{m_1}{m_1^2 + 1} \left[\arctg \left(m_1 + \frac{n_1}{b_2} \right) - \arctg \left(m_1 + \frac{n_1}{b_1} \right) \right] \right\}.$$

In diese Gleichungen kann man auch einen anderen Winkel einführen, mit Hilfe der leicht zu verifizierenden Beziehung

$$\arctg \left(m + \frac{n}{z} \right) + \arctg \left(m + \frac{m^2 + 1}{n} \cdot z \right) = \arctg \left(-\frac{1}{m} \right).$$

Nicht deswegen angegeben, weil damit besondere Vorzüge verbunden, sondern weil, je nachdem man die Integration führt, der eine oder der andere Winkel erscheint.

Obige Beispiele, wie die sonst seit Helmert publizierten Prismenformeln erweisen sich als äußerst unhandlich. Auch mit Tabellen oder graphischen Darstellungen lassen sie sich nicht unmittelbar bewältigen, wohl aber, indem wir die Formelungeheuer in ihre Elemente zerlegen, und zwar nehmen wir stets ein Paar Glieder — \arctg und $\log \text{ nat}$ — derart zusammen, daß es auch einen physikalischen Sinn hat, nämlich Attraktion und Gradient über einer — senkrechten oder schiefen — Stufe, die von der Erdoberfläche bis zur Tiefe b hinabsteigt. Durch Addition und Subtraktion solcher Stufenkörper kann man offenbar jeden geradlinig begrenzten Querschnitt zusammensetzen.

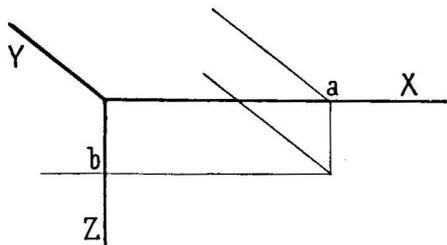


Fig. 6.

Lotrechte Stufe, die im Horizontalabstand a vom Aufpunkt von der Erdoberfläche bis zu einem Niveau in der Tiefe b hinabsteigt.

$$P = \pi \cdot \gamma \sigma \cdot b - \gamma \sigma \cdot a \left(\frac{b}{a} \arctg \frac{a}{b} + \lg_n \left(\frac{a^2 + b^2}{a^2} \right) \right)$$

$$\Gamma = -\gamma \sigma \lg_n \left(\frac{a^2 + b^2}{a^2} \right).$$

Durch einen bekannten Grenzübergang folgt

$$\text{für } a = 0 \quad P_0 = \pi \gamma \sigma b$$

$$\text{„ } a = -\infty \quad P_{-\infty} = 2\gamma \sigma b$$

die bekannten Formeln für die Anziehung ausgedehnter ebener Platten.

Schiefe Stufe. Wieder bezeichne b die Tiefe des Niveaus, zu dem die Stufe von der Erdoberfläche weg absteigt. Und wenn wir wieder

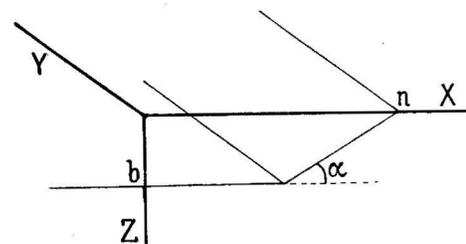


Fig. 7.

das Profil des Stufenabfalles durch die Geradengleichung $x = mz + n$ definieren, ist n der Horizontalabstand der oberen Stufenkante vom Aufpunkt und $\alpha = \arctg(-1/m)$ der Fallwinkel der Stufenböschung. Wir behandeln nur normale (rechtsinnige) Stufen mit $0 \leq \alpha \leq \pi/2$; subtrahiert man diese von einer Platte, so bekommt man ohne weiteres die überhängende (widersinnige) Stufe.

Es empfiehlt sich hier, den oben benutzten

$$\arctg \left(m + \frac{n}{b} \right)$$

zu vertauschen nach der Formel

$$\arctg \left(\frac{mb + n}{b} \right) = \frac{\pi}{2} - \arctg \left(\frac{b}{mb + n} \right)$$

weil man nach dieser Schreibweise die Grenzübergänge für $n = +\infty$ und $n = -\infty$ leichter durchführt und besonders die Vieldeutigkeit des \arctg besser übersieht. Man verwende für

$$\begin{aligned}
& +\infty \geq n \geq -mb \\
P &= \frac{\gamma \sigma}{m^2 + 1} \cdot n \left\{ 2 \left[m + \frac{b}{n} (m^2 + 1) \right] \operatorname{arc} \operatorname{tg} \left(\frac{b}{mb + n} \right) - \right. \\
& \quad \left. - \lg_n \left[\frac{b^2 (m^2 + 1) + 2 m n b + n^2}{n^2} \right] \right\} \\
\Gamma &= \frac{\gamma \sigma}{m^2 + 1} \left\{ 2 m \operatorname{arc} \operatorname{tg} \left(\frac{b}{mb + n} \right) - \lg_n \left[1 + 2 m \frac{b}{n} + (m^2 + 1) \frac{b^2}{n^2} \right] \right\} \\
& - mb \geq n \geq 0 \\
P &= \frac{\gamma \sigma}{m^2 + 1} \cdot n \left\{ 2 \left[m + \frac{b}{n} (m^2 + 1) \right] \left[\pi - \operatorname{arc} \operatorname{tg} \left(\frac{-b}{mb + n} \right) - \right. \right. \\
& \quad \left. \left. - \lg_n \left[1 + 2 m \frac{b}{n} + (m^2 + 1) \frac{b^2}{n^2} \right] \right] \right\} \\
\Gamma &= \frac{\gamma \sigma}{m^2 + 1} \left\{ 2 m \left[\pi - \operatorname{arc} \operatorname{tg} \left(\frac{-b}{mb + n} \right) \right] - \right. \\
& \quad \left. - \lg_n \left[1 + 2 m \frac{b}{n} + (m^2 + 1) \frac{b^2}{n^2} \right] \right\} \\
& 0 \geq n \geq -\infty \\
P &= \frac{\gamma \sigma}{m^2 + 1} \cdot n \left\{ 2 \pi \frac{b}{n} (m^2 + 1) - 2 \left[m + \frac{b}{n} (m^2 + 1) \right] \operatorname{arc} \operatorname{tg} \left(\frac{-b}{mb + n} \right) - \right. \\
& \quad \left. - \lg_n \left[1 + 2 m \frac{b}{n} + (m^2 + 1) \frac{b^2}{n^2} \right] \right\} \\
\Gamma &= -\frac{\gamma \sigma}{m^2 + 1} \left\{ 2 m \operatorname{arc} \operatorname{tg} \left(\frac{-b}{mb + n} \right) + \lg_n \left[1 + 2 m \frac{b}{n} + (m^2 + 1) \frac{b^2}{n^2} \right] \right\}.
\end{aligned}$$

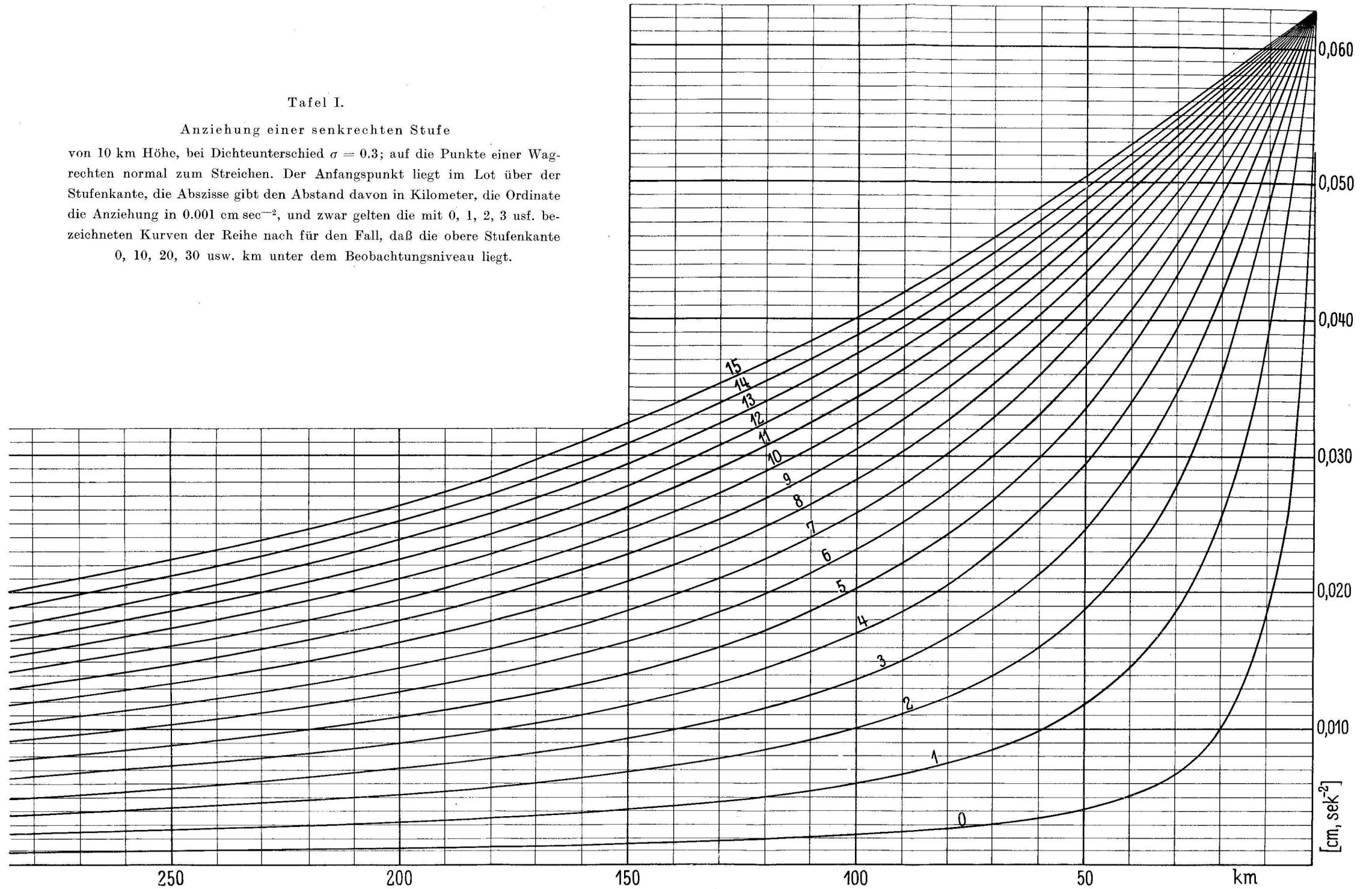
Bei dieser Schreibweise sind die $\operatorname{arc} \operatorname{tg}$ sämtlich im 1. Quadranten zwischen 0 und $+\pi/2$ zu nehmen und ist ein Irrtum mit den π -Vielfachen in den man sonst leicht verfällt, ausgeschlossen.

Durch Grenzübergang für $m = 0$ erhält man wieder die senkrechte Stufe, für $n = -\infty$ die ausgedehnte Platte.

Tafel I.

Anziehung einer senkrechten Stufe

von 10 km Höhe, bei Dichteunterschied $\sigma = 0.3$; auf die Punkte einer Wag-
rechten normal zum Streichen. Der Anfangspunkt liegt im Lot über der
Stufenkante, die Abszisse gibt den Abstand davon in Kilometer, die Ordinate
die Anziehung in $0.001 \text{ cm sec}^{-2}$, und zwar gelten die mit 0, 1, 2, 3 usf. be-
zeichneten Kurven der Reihe nach für den Fall, daß die obere Stufenkante
0, 10, 20, 30 usw. km unter dem Beobachtungsniveau liegt.



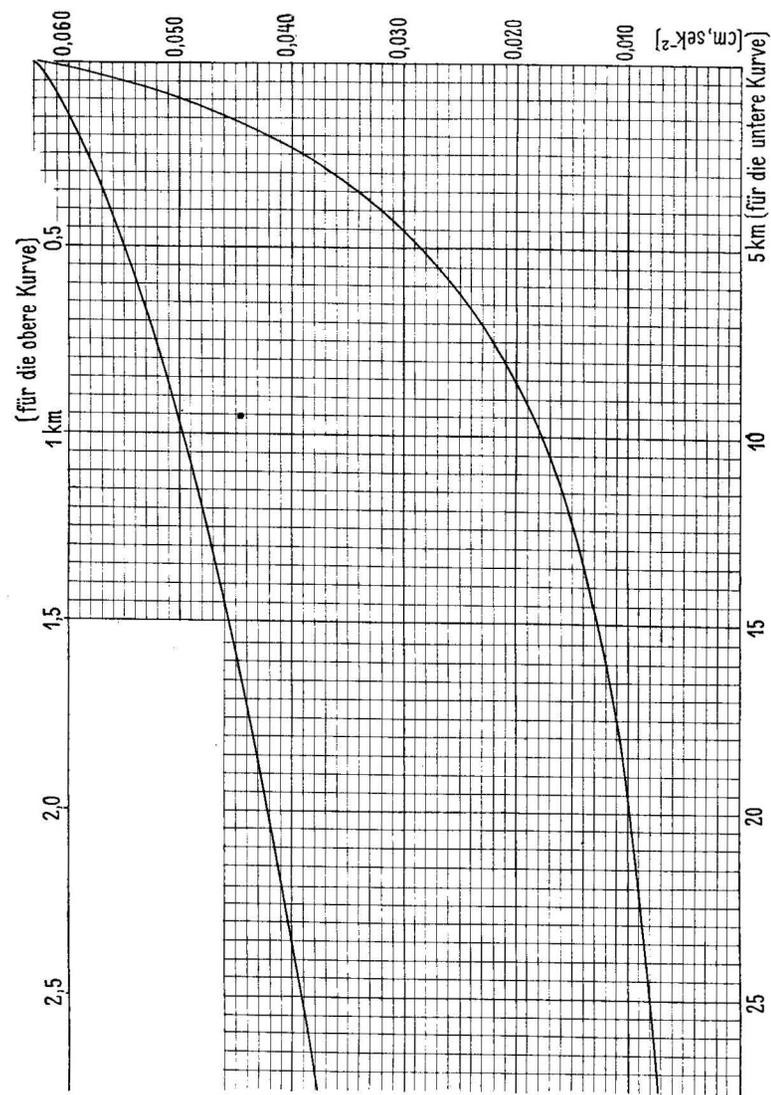


Fig. 8.

Anziehung einer senkrechten Stufe

die von der Erdoberfläche 10 km tief hinabsteigt, bei Dichteunterschied $\sigma = 0.3$. Die obere Kurve ist der Anfangsteil der unteren bei 10mal vergrößertem Längenmaßstab. Sonst wie Tafel I, deren Kurve 0 wieder die untere Kurve von Fig. 8 ist, nur mit abermals 10fach verkleinertem Längenmaßstab.

Tabelle D.

Anziehung einer senkrechten Stufe

die von der Oberfläche (θ -Niveau) auf 10 km Tiefe absteigt, bezogen auf die Punkte einer Wagrechten, die in der Höhe der Oberkante normal auf Streichen gezogen ist (Dichtedifferenz $\sigma = 0.3$).

Wag-rechter Abstand des Aufpunktes von der Stufenkante km	Vertikal-komponente der An-ziehung, in 10^{-3} cm sec $^{-2}$	Änderung der Anziehung (Gradient) auf je 1 km Horizontal-abstand, normal zum Streichen, in 10^{-3} cm sec $^{-2}$ /km	Wag-rechter Abstand des Aufpunktes von der Stufenkante km	Vertikal-komponente der An-ziehung, in 10^{-3} cm sec $^{-2}$	Änderung der Anziehung (Gradient) auf je 1 km Horizontal-abstand, normal zum Streichen, in 10^{-3} cm sec $^{-2}$ /km
0	$P_0 = 62.832$	∞	5	$P_0 \pm 34.620$	3.219
0.01	$P_0 \pm 0.316$	27.63	6	37.567	2.658
0.025	0.699	23.97	8	42.046	1.882
0.05	1.260	21.19	10	45.279	1.386
0.1	2.242	18.42	12	47.699	1.055
0.2	3.930	15.64	15	50.344	0.7355
0.3	5.408	14.03	20	53.212	0.4462
0.4	6.749	12.88	25	55.033	0.2968
0.5	7.992	11.99	30	56.285	0.2107
0.6	9.154	11.26	40	57.882	0.1212
0.8	11.286	10.12	50	58.858	0.07844
1.0	13.218	9.230	70	59.984	0.04042
1.5	17.405	7.633	100	60.836	0.01990
2.0	20.928	6.516	140	61.398	0.01016
2.5	23.965	5.666	200	61.832	0.004994
3	26.623	4.988	250	62.042	0.003198
4	31.068	3.962	300	62.166	0.002221

Nach diesen Formeln sind die nebenstehenden Tabellen und Diagramme berechnet, am genauesten die Anziehung der senkrechten Stufe (hierfür in erster Linie Tabelle D), weil diese einen in vieler Hinsicht ausgezeichneten Extremwert vorstellt. Für schnelle Schätzungen sind die Diagramme bestimmt, und zwar geben Tafel I und Fig. 8 die senkrechte Stufe in drei Maßstäben wieder, und Fig. 9 die schiefen Stufen. Bei Benutzung dieser Hilfsmittel sind folgende Regeln zu verwenden, deren Richtigkeit aus den Grundformeln unmittelbar erhellt.

1. Abgesehen von Konstanz oder Änderung der Längen ist Attraktion und Gradient proportional der Dichte σ (gerechnet wurden Tabelle und Diagramme mit $\sigma = 0.3$).

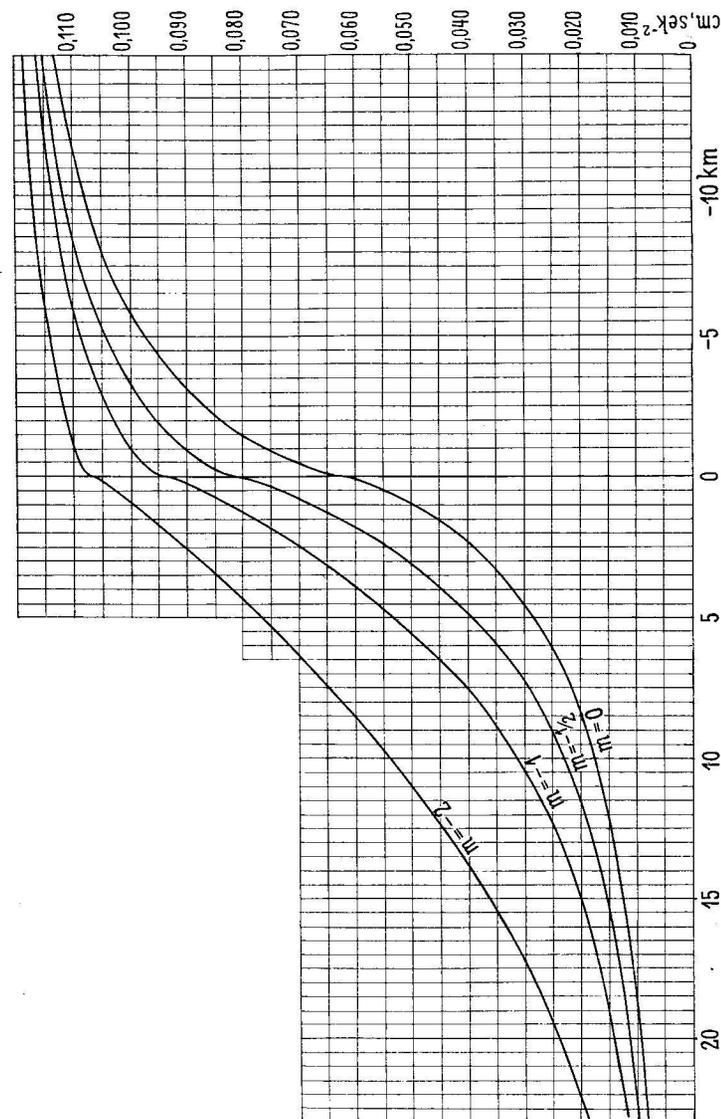


Fig. 9.

Anziehung einer schiefen Stufe,

die von der Oberfläche zu einem 10 km tieferen Niveau hinabsteigt. Gezeichnet sind die Kurven für $m = 0, -\frac{1}{2}, -1, -2$, wobei $m = -\cotg \alpha$; also für die Fallwinkel $\alpha = 90^\circ, 63^\circ 26' 6'', 45^\circ, 26^\circ 33' 54''$. Alles andere sonst wie auf Tafel I und Fig. 8.

2. Ändert man die Längen (a, b, n) alle im gleichen Verhältnis, so ändert sich die Attraktion in demselben Verhältnis, der Gradient ändert sich aber nicht — selbstverständlich sofern man Aufpunkte vergleicht, die nach der Ähnlichkeit der beidesmaligen Schaubilder einander entsprechen.

3. Das Schaubild für die senkrechte Stufe ist zentrisch-symmetrisch, deswegen wurde nur die eine Hälfte gegeben.

Durch Benutzung dieser Sätze kann man einfach durch Ablesung vom Diagramm Attraktion und Gradient für Stufen von jeder Größe und Art ermitteln und durch Addition oder Subtraktion solcher Werte auch die von allen möglichen Parallelepipeden, Trapezen, Dreikanten usw. Ein wenig stört der Umstand, daß wegen $\Gamma = \infty$ bei $n = 0$ die gegebenen Kurvenzüge eine Art Knickung oder Haken haben; doch kann dieser Schönheitsfehler nicht vermieden werden, wenn man die Reihe der betrachteten Formen bis zur Oberfläche fortsetzen will, und er hebt sich aus Differenzen ohnedem heraus. Der Maßstab wurde so gewählt, daß möglichst viel der in der geologischen Praxis zu vermutenden Fälle genügend genau abzunehmen wären. — Man kann nun die in der geschlossenen Formel nicht übersehbaren Funktionsbeziehungen dadurch studieren, daß man bestimmte, wenn möglich lineare Formenreihen heraussondert und diese mit Hilfe der Diagramme entsprechend graphisch darstellt²⁵⁾.

²⁵⁾ Bevor wir auf unsere eigentliche Aufgabe eingehen, ein paar Worte über sonstige Verwertung der Rechnungsergebnisse in geologischen Fragen, weswegen auch Tafel I etwas ausführlicher gezeichnet wurde als sonst vielleicht notwendig gewesen wäre. Es ist gelegentlich (F. Kossmat, Die Beziehungen zwischen Schwereanomalien und Bau der Erdrinde. Geolog. Rundsch., 1921, Bd. XII, S. 169) der Vorschlag gemacht worden, bei der geologischen Interpretation der Bouguerschen Anomalien die verschiedenen Möglichkeiten der „Randstörung“ zu berücksichtigen. Das hier vorgelegte Diagramm gibt das erste Mal Grundlagen, auf denen ein solcher Versuch etwa durchgeführt werden könnte. Aber schon eine einfache Betrachtung von Tafel II genügt, um z. B. in den Streit über den Charakter der Randsenken (Heiskanen, Schwinner, Kossmat in Geolog. Rundsch., 1926, Bd. XVII, S. 4, 268, 385) einige Klärung zu bringen. Sie zeigt klar, wie weit die Randstörung einer einigermaßen tief gelegenen Stufe in die Breite reicht. So ist durch eine Stufe in der Ausgleichszone am Gebirgsrand ganz simpel das Schweredefizit der Randsenken zu erklären, in dem Kossmat und andere (A. Born in ZS. f. Geophys., Bd. III, S. 403) ein Anzeichen dafür sehen wollen, daß die Randsenken von der Last des angrenzenden Gebirges passiv zur Tiefe gezogen worden wären. Diese Frage sollte ihrer Wichtigkeit

Versuchen wir nun, unsere Profile an Hand der Stufendiagramme zu diskutieren. In Tabelle B war versucht worden, unter Zugrundelegung der Airyschen Annahme aus den Mittelwerten der Schwereanomalien die (eben gedachten) Unterflächen der einzelnen Sial-Blockschollen in ihrem gegenseitigen Höhenverhältnis zu ermitteln. Dasselbe kann man aus den normal zum Rand gezogenen Profilen (Tabelle C) zu ermitteln versuchen, indem man diese als den Ausdruck der Störung durch eine tiefgelegene, senkrechte Stufe ansieht. Die Zusammenstellung in Tabelle E zeigt, daß die Ergebnisse dieser zwei Schätzungsmethoden

Tabelle E.

Die Stufe in der Sial-Sima-Grenzfläche (nach Airy)						
von der Scholle	hinab auf die Scholle	bedeutet einen Sprung				
		im Mittelwert (Tabelle B)		in den Profilen (Tabelle C)		
		von	km in der	Gruppe	von	
cm sec ⁻² im	Tiefenlage	cm sec ⁻²	km			
II → IV		0.035	2.8	a alles nur 2, 3, 4	0.063	5.0
I → III		0.045	3.6		b exkl. 10	
I → II		0.055	4.4	c	0.060	4.8
III → IV		0.065	5.2	d	0.057	4.6

weiter auseinander gehen als für zufällig passieren kann. Ein Blick auf die Karte klärt das auf: die Schwerewerte sind nämlich innerhalb der einzelnen Schollen weder gleichmäßig noch ungeordnet verteilt, und erst recht nicht im Sinn eines allmählichen Überganges zur Nachbarscholle, sondern gerade die Randpartien der aneinanderstoßenden Schollen sind oft mit konträren Extremwerten besetzt. So hat die Waldviertelscholle (II) gerade gegen die Alpen (IV) mit Tulln—St. Pölten—Melk eine Art „überhöhten Rand“; die gleiche Rolle spielen Leonfelden—Peuerbach in Oberösterreich für Scholle I gegen III. Auch an der Thermenlinie hat Scholle IV gegen VI mit Reichenau—Leobersdorf ihre Plusextreme. An der Isper-Enns-Linie hat umgekehrt die tiefere Scholle mit Gmünd—Viehberg bei Freystadt—Zell—Waydhofen—Lassing gerade am Rand wegen einmal eingehend untersucht werden; aber mit klar definierten Berechnungen, sonst kommen wieder nur Mißverständnisse heraus. Auch gewisse Ansichten, welche über die Schweizer Schweremessungen von geologischer Seite manchmal geäußert worden sind, dürften nach Einblick in die in Tafel I zusammengefaßten Rechnungsergebnisse nicht unbeträchtlich zu modifizieren sein.

unternormale Minuswerte, übertrieben ist der Gegensatz auch hier. Diese Unregelmäßigkeit ist sehr augenfällig, im Grunde aber doch nur zweiten Ranges; es läuft darauf hinaus, daß die Blöcke etwas schief gestellt sind, vielleicht auch ein wenig mehr überkompensiert als wir auf Grund der Durchschnittswerte geschätzt hatten; daß also die Stufenhöhe an der Sialunterseite etwas höher als vermutet wäre, und zwar grob geschätzt, allemal 5 km von Scholle zu Scholle.

Zu viel weittragenderen Schlüssen führt die Prüfung der Durchschnittsgradienten in unseren quer zu den Schollenkanten gezogenen Profilen. Dieser geht auf längere Strecken (50 km und mehr) nur 3mal unter $0.001 \text{ cm sec}^{-2}$ für 1 km, dagegen in 8 Fällen darüber, und zwar bis 0.0015 , ja sogar bis $0.0018 \text{ cm sec}^{-2}$ für 1 km. Die Gradienten zwischen je zwei benachbarten Stationen, deren Verbindungslinie vermutlich gerade über der Schollenkante liegt, — auch diese repräsentieren noch Durchschnittswerte über Strecken von 17 bis 30 km — sind nur in 2 Fällen knapp unter $0.001 \text{ cm sec}^{-2}$ für 1 km, in allen anderen 13 Fällen darüber, meist sogar weit, viele bei 0.002 , das Maximum fast bei $0.003 \text{ cm sec}^{-2}$ für 1 km. Gehen wir mit diesen Werten in unser Diagramm (Tafel I), so sehen wir fürs erste, daß in dieser Beziehung die Stufenhöhe wenig ausmacht (weswegen ich auch die Diskussion derselben ziemlich weitherzig geführt habe). Ob sie 5 km oder 10 km oder noch mehr beträgt, das kann für den Gradienten nahe an der Stufenkante wenig ausmachen. Für die aus den Profilen entnommenen Durchschnittsgradienten und die schwächsten Schollenkantengradienten könnte äußerstenfalls noch Kurve 3 in Betracht kommen (d. i. eine Tiefenlage der Stufe von 30 zu 40 km), für die stärkeren Kantengradienten aber nur die Kurven 0 und 1 (d. i. eine Tiefenlage der Stufe höchstens von 10 zu 20 km). All dies unter Annahme einer senkrechten Stufe, für die ja Tafel I und Fig. 8 gerechnet sind; vermutlich sind aber die Unterkanten der Kontinentalschollen abgescrängt oder gerundet, was, wie Fig. 9 zeigt (und wie wohl auch ohne Rechnung zu vermuten gewesen wäre), schwächere Gradienten gibt als die senkrechte Stufe. Daher können die störenden Massen nur in geringer Tiefe (10 bis 20 km etwa) liegen. Dieses Ergebnis kann durch eine Variation der Annahmen nur wenig geändert werden, sofern man mit diesen in dem Bereich des geologisch und geophysikalisch Plausibeln bleiben will. Am meisten würde noch eine Vergrößerung von σ flecken, aber auch, wenn man das Sima durch und durch als puren Eklogit ansehen wollte — was, wie schon bemerkt, kaum zu rechtfertigen ist —

brächte man die störenden Massen nicht in jene Tiefen hinab, die man bisher allgemein für die Ausgleichszone angenommen hat (z. B. nach Airy 50 bis 60 km). Die Gradienten von 0.0015 und mehr, welche gut die Hälfte aller Schollenränder charakterisieren, werden auch dann immer noch eine wesentlich geringere Tiefenlage der störenden Massen fordern.

Es ist also kein Zweifel, daß diese Umstände die ausschließliche Anwendung der Hypothese von Airy verbieten. (Was übrigens für die sonst gebräuchlichen Isostasiehypothesen ganz ebenso gelten muß.) Welche Folgerung ist daraus zu ziehen? Koenigsberger (l. c.) entschloß sich in dieser Lage, die Airysche Anschauung so gut wie ganz über Bord zu werfen. Er nahm die störende Stufe ganz hoch oben an: obere Stufenkante $b_1 = 6 \text{ km}$, untere $b_2 = 60 \text{ km}$. Bei dieser übertriebenen Stufenhöhe darf die Dichtedifferenz nur gering sein; Koenigsberger nimmt $\sigma_1 - \sigma_0 = 0.02^{26}$; ferner, mit Anlehnung an Pratt'sche Vorstellungen, daß ganz allgemein die Dichte von 2.7 an der Oberfläche allmählich bis 3.1 an der Schmelzfläche in 60 km Tiefe zunehme. Das ist natürlich denkbar — Voraussetzung der Rechnung ist ja nur, daß auf jedem Niveau nebeneinander, durch die Stufenstirn getrennt, stets eine Dichtedifferenz von 0.02 bestehe — aber den Geologen mutet das nicht besonders freundlich an. Für den Vorstellungskreis Airys gegen Pratt spricht die geologische Aktualität: soviel wir unmittelbar beobachten, trennt sich das Magma in der Hauptsache in chemisch weit verschiedene Fraktionen: im tiefen Grundgebirge gibt's riesige Areale von saueren Orthogesteinen und, davon scharf getrennt, geschlossene Massive entschieden basischer Gesteine. Auch die große Einheitlichkeit, mit der zu gewissen geologischen Perioden auf großen Flächen Basalte zum Ausbruch gekommen sind, hat man mit Recht als Beleg für einen gemeinsamen Urherd von einheitlichem, stark basischem Magma angeführt. Intermediäre Gesteine gibt es auch, gewiß! Aber an Menge sind sie zu allen Zeiten gegenüber den extremen Hauptdifferentiationstypen unbedeutend gewesen. Eine allmähliche Dichtezunahme könnte also kaum im Ablauf des Saigerungsvorganges zustande kommen, eher noch durch Mischung: Intrusion, Injektion, Aufschmel-

²⁶⁾ $0.02 \cdot 54 \text{ km} = 0.2 \cdot 5.4$, das ist etwas weniger, als wir geneigt waren bei unseren Alpenschollen als Unterschied anzunehmen, nämlich $0.3 \cdot 5 \text{ km}$. Aber da Koenigsberger von dem variskischen Deutschland mit seinen viel geringeren relativen Höhen ausgeht, ist das Verhältnis ganz in Ordnung.

zung. Aber in diesem Fall ist ein Grund für gesetzmäßige Änderung der Durchschnittsdichten mit der Tiefe schwer anzugeben²⁷⁾.

Meines Dafürhaltens wären die geologisch-petrographischen Gründe sehr stark für ein Festhalten an dem Hauptteil der Airyschen Vorstellungen, d. i. eine etwa 50 km dicke Kruste aus einförmigem Granitgneis, isostatisch flottierend auf ebenfalls gleichförmigem, gabbroidem Magma, und es scheint, daß die seismischen Daten ebenfalls sehr entschieden für eine Diskontinuitätsfläche und einen Dichtesprung dieser Art fordern würden. Wenn nun, woran allerdings auch nicht zu zweifeln ist, ein Relief in der Sial-Sima-Grenzfläche, wie es Airy forderte, überhaupt nicht, in keiner denkbaren Variante, zureicht, um die in dem untersuchten alpidischen und variskischen Faltungsgebiet in der Mehrzahl beobachteten Gradienten zu erzeugen, so müssen jene übernormalen Gradienten durch zusätzliche Störungsmassen erklärt werden. Allerdings ist wegen der allgemeinen Verbreitung der zu großen Gradienten in den Gebieten des betreffenden Bautypus zu verlangen, daß für jene in geringerer Tiefe zu suchenden Zusatzmassen eben auch eine allgemeine für die bezüglichen Gebirgszonen regional gültige Raison d'être gefunden wird. In diesem und nur in diesem Falle könnte die Airysche Isostasievorstellung als Grundlage beibehalten werden. Es zeigt sich nun, daß für diese Aufgabe in unserem Material zwei Gruppen von Lösungen zu finden sind.

I. Fall. Die beiden durch verschieden tiefe Tauchung im Sima unterschiedenen Sialblöcke zeigen auch gerade in den Oberflächenschichten einen (gleichsinnigen) Dichteunterschied.

Beispiel die Isperlinie. Diese Linie (etwa von Sarmingstein an der Donau bis Zlabings in unserer Karte, Fig. 1) trennt die große oberösterreichische Granitmasse westlich von ihr, und das Gebiet des kristallinen Schiefers moldanubischer Fazies östlich von ihr, welche

²⁷⁾ Koenigsberger scheint, wenn ich seine Ausführungen über das Schwanken zwischen Airy (Paroxysmen) und Pratt (Ruhezeiten) recht verstanden habe, hauptsächlich an Temperaturschwankungen zu denken. Ihre Wirkung ist aber geradezu unbedeutend im Verhältnis zu der der stofflichen Unterschiede, wie sie im Laufe des Differentiationsprozesses sich entwickeln. Aber von letzterem Umstand scheint Koenigsberger ganz absehen zu wollen; denn nur so ist zu verstehen, wenn er sagt: „Das jeweilige Magma ist, wie wir heute wissen, leichter als das unmittelbar anstoßende feste Gestein.“ Das könnte nur bei völlig gleichem Chemismus beider stimmen, für den kein Anhaltspunkt vorliegt. Sonst kann man ebenso lapidar dagesetzen: Die saure Schlacke ist leichter als die basische Schmelze.

außerdem eine ziemliche Strecke vom Granitrand weg (ca. 10 km vielleicht) kontaktmetamorph geworden sind (Cordieritgneise und ähnliche). Zwischen den beiden durch die Isperlinie getrennten Gebieten besteht, wie die Tabellen B und E zeigen, ein allgemeiner Unterschied im Betrag der Schwereanomalie, zu dessen Erklärung wir annehmen müssen, daß der Block I tiefer ins Sima taucht als Block II. (Der Bequemlichkeit wegen runden wir die Ziffern ein wenig ab und nehmen an, daß unter der Isperlinie die Sial-Sima-Grenzfläche in senkrechter Stufe von 45 km (im Osten) auf 50 km (im Westen) absteigt, wofür also die Ziffern von Tafel I einfach zu halbieren sind.) Außerdem besteht zwischen Granit und den kristallinen Schiefen (besonders am Kontakt) ein merklicher Unterschied in der Dichte²⁸⁾, zu schätzen auf $\sigma = 0.1$ bis 0.15.

Wir wollen nun zwecks einer Überschlagsrechnung den Granit wieder als ebene Platte ansehen, die an der Isperlinie mit lotrechter Stirn abbricht und eine gleichmäßige Mächtigkeit von 10 km hat, so daß wir die Ziffern von Tabelle D (bzw. Tafeln I und Fig. 8), wegen $\sigma = 0.1$ auf den dritten Teil reduziert, verwenden können. In Fig. 10 ist dieses Profil gezeichnet und darüber in drei Schaulinien die Störungswirkung der Airyschen Stufe, die des durch den Granit repräsentierten Massendefekts, und die Resultierende aus beiden. Des leichteren Vergleichs halber soll hier auch einiges in Ziffern gegeben werden:

Abstand von der Stufenkante	Granit	Airysche Stufe	Summe
5 km	$P_0 \pm 11.54$	± 2.10	± 13.64
10 „	15.09	4.15	19.24
15 „	16.78	6.15	22.93
20 „	17.74	7.92	25.66
25 „	18.34	9.70	28.04

²⁸⁾ Bacon, Ch., Moldanubische Orthogneise des Niederösterreichischen Waldviertels östlich vom Gföhler-Gneis. Tschermaks Mineralog.-Petrogr. Mitteil., 1927, Bd. 37) gab neuestens folgende Zusammenstellung von spezifischen Gewichten hierher gehöriger Gesteine:

Granitgneis („Gföhler Gneis“)	2.61—2.632
Schiefergneis (Kremstal, im allg. sehr quarzitisches)	2.71
Glimmerschiefer von Breiteneich.	2.78

Nun ist zweifellos der unveränderte Granit noch etwas leichter als der Granitgneis und der Cordieritgneis der Kontaktzone schwerer als der Durchschnitt der Schiefergneise, so daß die im großen zu verrechnende Dichtedifferenz eher über $\sigma = 0.1$ als unter dieser Ziffer liegt.

Die größte Differenz ergibt sich zwischen zwei Stationen, wenn die Stufenkante genau in der Mitte zwischen beiden liegt, und zwar beträgt sie dann das Doppelte der obenstehenden Ziffern, in allen andern Fällen ist sie kleiner. Vergleichen wir nun mit den Schwereprofilen, Tabelle C, Gruppe c, Nr. 11—13, so sehen wir, daß unser Modell für Profil 12 sehr gut stimmt, Profil 11 zeigt eine nur um wenig höhere Differenz, Profil 13 übertrifft unser Maximum um etwa 20%. Mit Berücksichtigung dessen, daß wir aus dem Modell gerade die Maximaldifferenzen entnommen haben, daß die Stufen in der Natur nicht senkrecht, sondern abgeschrägt sein dürften usf., müssen wir annehmen, daß die unserem Modell zugrunde gelegten Ziffern etwas unterm Mittel geblieben sind. Die obenstehende kleine Ziffernzusammenstellung lehrt, daß selbst verhältnismäßig starke Änderungen in den Annahmen über die Airysche Stufe im Gesamtergebnis sehr wenig ausmachen würden; dagegen würden kleine Änderungen in σ , d. i. der Dichtedifferenz Gneis—Granit, und in der angenommenen Mächtigkeit des Granits offenbar genügen, um den berechneten Wert dem beobachteten anzupassen. Die Dichte ist oben diskutiert worden (vgl. S. 75); eine kleine Erhöhung — auf $\sigma = 1.1$ bis 1.2 — ist denkbar, mehr schwerlich. Dagegen sehe ich kein Bedenken, die Mächtigkeit des Granits mit 12, ja gelegentlich 15 km statt mit 10 km anzunehmen. Früher glaubte man ja ohnedem, daß dieser wie andere „Batholithen“ mit gleichbleibendem oder gar noch wachsendem Querschnitt in die „ewige Teufe“ niedersetze. Cloos²⁹⁾ hat dies mit guten Gründen bekämpft und gezeigt, daß Granit- (und andere Tiefengesteins-) Massive in allen nachprüfaren Fällen die Gestalt von flachen Kuchen oder Fladen zeigen, deren Horizontalausdehnung ein Vielfaches ihrer Vertikalmächtigkeit ist. Er dürfte allerdings — durch die bekannte Kontrastwirkung — letztere allzu gering einzuschätzen geneigt sein. Das oberösterreichische Granitmassiv ist so breit ausgebreitet, daß es auch mit 12—15 km Mächtigkeit des Granits eine verhältnismäßig dünne Platte vorstellt. Gegen diese Annahme kann von

²⁹⁾ Cloos, H., Batholithenproblem (Berlin 1923). Auf S. 33 und 37 wird für den Brockengranit 1400 m und für den Lausitzer Granit 2000 m Mächtigkeit angegeben. Dagegen bin ich, ebenfalls auf Grund der Schweremessungen, für den Riesengebirgsgranit auf eine Mächtigkeit von etwa 5000 m gekommen (R. Schwinner, Schweremessungen und Gebirgsbau im Riesengebirge. Jahrb. Preuß. Geolog. Landesanst., 1928, Bd. 49, S. 274). Man muß dabei erwägen, daß die Stellen, wo der Aufschluß die Mächtigkeit zu messen gestattet, meistens Stellen ausnahmsweise geringer Mächtigkeit sein werden.

geologischer Seite — auch im Sinne von Cloos — Einspruch nicht erhoben werden.

Das Schema der Fig. 10 gilt im Grundsatz auch für Senken, die mit

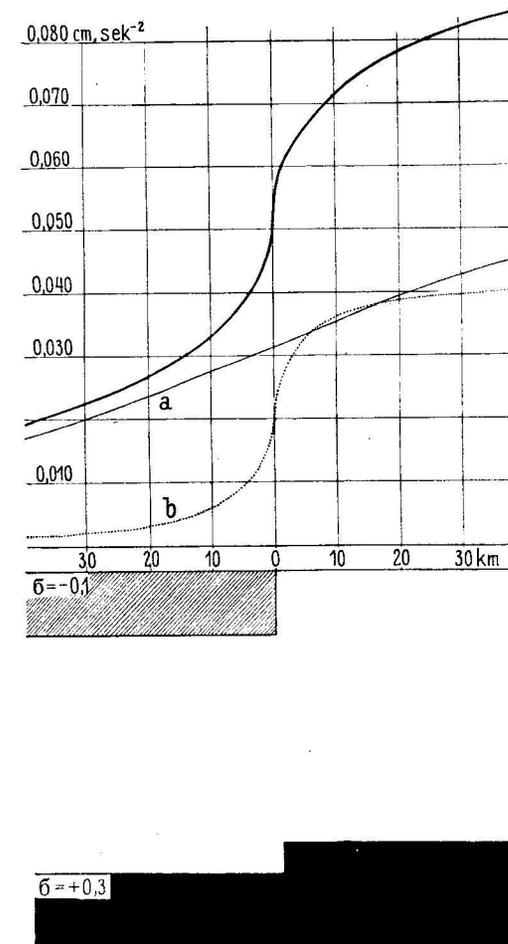


Fig. 10.

jungem, lockeren und daher leichten Ablagerungen erfüllt sind. Aber lockere Schüttung (Sand, Schotter u. dgl.) kann nur in den oberen Schichten vorkommen, in größerer Tiefe ist die Raumfüllung auch hier vollkommen (Druck, Zement, Diagenese überhaupt), die Tone und Tegel sind im allgemeinen ziemlich schwer, kurz, in diesen Horizonten

ist der Dichteunterschied gegenüber dem älteren Gebirge nicht mehr groß. Außerdem die Tiefe solcher mit Quartär-Tertiär gefüllten Mulden ist selten sehr groß; ich glaube nicht, daß die Totalstörung an irgendeinem unserer Tertiärbecken über $0.010 \text{ cm sec}^{-2}$ hinausgehen wird und, was für ihre Erscheinung wichtig ist, wegen des sanften Abfalles der Anlagerungsböschung ist ihr Einfluß auf den Gradienten gering (vgl. Fig. 9).

Vielleicht beeinflußt diese Art von Störung auch in gewissem Maße das Verhältnis zwischen Kalkalpen und Vorlandkristallin. In den Sedimenten des Alpenrandes, Flysch und litorales Mesozoikum, ist reichlich Sand eingestreut, also Quarz, der die Dichte des Gesteines immer stark drückt, und selbst die normalen Kalkalpensedimente (Kalk, Dolomit, Mergel, Tonschiefer) dürften merklich leichter sein als die Moldanubischen Paragesteine (Fibrolith- und Cordierit-Gneise und ähnliche). Doch reicht dieses Deckgebirgsstockwerk, die einzige Zone, für die evtl. geringere Dichte angenommen werden kann, wieder nicht in große Tiefe. Was darunter kommt, der Geosynklinalboden, dürfte Krystallin der 1. Tiefenstufe sein, dessen typomorphe Mineralien — Sericit, Chlorit, Epidot, Zoisit — spezifisch sehr schwer sind. Den Gesamtbetrag dieser Störung möchte ich etwas, wenn auch nicht sehr viel, höher einschätzen als den am Rand von Tertiärsenken; aber der Einfluß auf den Gradienten kann wesentlich größer sein, weil die Alpenrandstörung meist steil einfällt. Doch dürfte dieser störende Einfluß sehr stark variieren, also während er an der niederösterreichischen Kalkalpenfront ziemlich voll zur Geltung kommen dürfte, an der Thermelinie ungefähr den entgegengesetzten Einfluß der Tertiärsenke aufheben, und in Oberösterreich wird man gar nicht damit rechnen können, da dort im Vorland die leichten Granite eine große Rolle spielen, während gerade hier der Untergrund der Kalkalpen sehr schwere Gesteine haben dürfte. Unter den „exotischen Vorkommen“, die einen gewissen Schluß darauf gestatten, sind hier granitische Gesteine äußerst selten, am häufigsten werden „Glimmerschiefer“ und basische Gesteine (und zwar meist Ergußgesteine) angegeben. Wie die Profile zeigen, ist in Oberösterreich das Verhältnis zwischen Vorland und Kalkalpen überhaupt nicht so einfach wie in Niederösterreich. Nur Profil 7 und 8 zeigen die erwarteten hohen Gradienten gerade am Alpenrand; aber Profil 8 zeigt unmittelbar anschließend (Gmunden—Wels) einen schwer zu erklärenden „rückläufigen“ Gradienten, und das Hauptschweregefälle von 8, 9, 10 liegt außerhalb der Alpen. Nach den — hier leider nur von

ziemlich alten Aufnahmen herrührenden — geologischen Karten scheinen hier die Abweichungen der Schwereanomalien nach der positiven Richtung hin eng verbunden zu sein mit dem Vorkommen von Schieferinseln und -zügen, während die stärker negativen Anomalien auf dem Granit liegen. Jene alten Karten mögen in den Einzelheiten und auch in der theoretischen Auffassung der Gesteine vielfach zu verbessern sein. Aber die alten Geologen haben meist den augenfälligen Habitus der Gesteine und die großen Züge ihrer Verbreitung richtig erfaßt, und daher dürfte die von ihnen vorgenommene Abgrenzung von Schiefen und Granit ungefähr parallel gehen mit dem Unterschied im Durchschnitt des spezifischen Gewichts — und darauf kommt es hier einzig an. Es wäre übrigens möglich, daß diese Dichteunterschiede auch im Grundgebirge unter den Kalkalpen bestehen und noch in den dortigen Schwerewerten zum Ausdruck kommen. Nimmt man an, die gegen das Positive abweichende Schwelle Urfahr—Losenstein sei die Fortsetzung des in den Granit eingesenkten Schieferzuges Leonfelden—Urfahr, während die durch niedrige Schwerewerte ausgezeichneten Senken westlich und östlich von jener Fortsetzungen der Granitmasse im Untergrund vorstellen, wie er ja in Wels erbohrt und an der Enns durch die bekannte Granitklippe des Buchdenkmals bei Weyr im Untergrund bezeugt ist, so hat man die Schwereverteilung in den oberösterreichischen Voralpen größtenteils erklärt — allerdings noch nicht restlos; denn das Hauptgefälle von Profil 14 (Frankenfels—Gresten) liegt fern von jenem Granitzeugen, während der Gradient, der in diesem Profil näher letzterem liegt, beinahe schon mit der Airyschen Stufe genügend erklärt werden könnte, was auch für Profil 15 gilt. Dies spricht dafür, daß das Schweregefälle an der Ennslinie nicht — oder wenigstens nicht allein — Folge einer solchen oberflächlichen Dichteanomalie, sondern auf eine tiefliegende Störungsursache zurückgeht, die in der Großtektonik begründet ist.

II. Fall. In die Fuge zwischen zwei verschieden bewegten Kontinentalblöcken sei von unten eine Abzweigung der basischen Magmazone (Sima) emporgedrungen — und dann natürlich darin erstarrt. In diesem Falle würde sich zu der Störungswirkung der tiefliegenden (50—60 km) Airyschen Stufe die des basischen Intrusivkörpers in der Fuge addieren. Die physikalischen Bedingungen dieses Vorganges sind klar. Rein hydrostatisch muß das unterliegende Magma von der Dichte $\sigma = 3.0$ in der Fuge zwischen flottierenden Sialblöcken von $\sigma = 2.7$ auf $\frac{9}{10}$ ihrer Mächtigkeit emporsteigen, d. i. wenn sie 50 km mächtig

sind, bis auf 5 km unter die Erdoberfläche. Das würde für unsere Zwecke bereits genügen. Aber es gibt genug Möglichkeiten, das Magma noch weiter zu fördern; abgesehen von seiner hauptsächlich durch den Gasgehalt bedingten aktiven Eruptionsfähigkeit, auch rein mechanisch passiv. Ein Beispiel dafür kennt jeder Eisläufer, nämlich wie durch die Sprünge der Eistafeln Wasser ausquillt, das auf rein hydrostatischem Wege ebensowenig übers Eis kommen könnte wie Sima über Sial. Geologisch ist gegen diese Vorstellung auch nichts einzuwenden, im Gegenteil, es ist schon lange bekannt und zum Gegenstand von verschiedenen Hypothesen gemacht worden, daß gewisse Hauptdislokationslinien geradezu derart charakterisiert sind, durch Förderung basischer Magmen selbst oder durch Thermen (Ostabbruch der Alpen), durch Säuerlinge³⁰⁾ oder durch sonstige nähere oder fernere Emanationen eines oberflächennahen Magmaherdes. Warum diese magmatischen Äußerungen einmal so, das andere Mal anders ausgefallen sind, dafür können wir heute noch keinen Grund sicher angeben; aber ein Einwand gegen die Theorie überhaupt ist das nicht, denn es ist erst recht kein Grund vorhanden, daß sich der Vorgang immer gleich abgespielt haben sollte. Wir haben ja unmittelbare Belege aus der geologischen Beobachtung dafür, daß sich magmatische Aktivität in recht mannigfacher Weise äußern kann und besonders auch — was für unser Thema von Wichtigkeit ist — in der Raumbildung plutonischer Körper. Daher sollen fürs erste zur Erläuterung dieses Falles zwei besondere Beispiele gegeben werden.

Fig. 11 zeigt zwei Sialblöcke, die um 5 km vertikal gegeneinander verstellt sind (Airysche Stufe von 45 auf 50 km, d. i. die Hälfte der Werte von Kurve 9 in Tafel II), wobei in der Fuge das Sima als saigerer Gang von $2\frac{1}{2}$ km Mächtigkeit emporgedrungen ist bis auf $2\frac{1}{2}$ km unter der Oberfläche. Die Resultierende aus beiden Störungen zeigt ein schnelles Ansteigen der Schwerewerte von der Liegendsholle weg zu einem Maximum, worauf die Kurve mit einem mäßigen Rückfall wieder in das langsame Ansteigen der Airyschen Stufe übergeht. Dieses Schaubild kann einigermassen als Modell dienen für die Verhältnisse, die aus dem Isogammenbild (Fig. 1) an der Thermenlinie zwischen Reichenau und Leobersdorf aufscheinen, und würde noch genauer stimmen, wenn man eine mäßige Randstörung wegen des

³⁰⁾ Wie Stiny (Beziehungen des Tertiärs der Waldheimat zum Aufbau des Nordostspornes der Alpen. Centralbl. f. Mineral. Geol. Pal., 1922, besonders S. 55ff.) für die Steiermark hervorgehoben hat.

Tertiärbeckens (etwa wie sie in Fig. 9 unter *b* eingezeichnet ist) hinzuzuschieben wollte.

In Fig. 12 ist schließlich der Versuch gemacht, ein Modell für den niederösterreichischen Kalkalpenrand zu entwerfen. Es wurde in

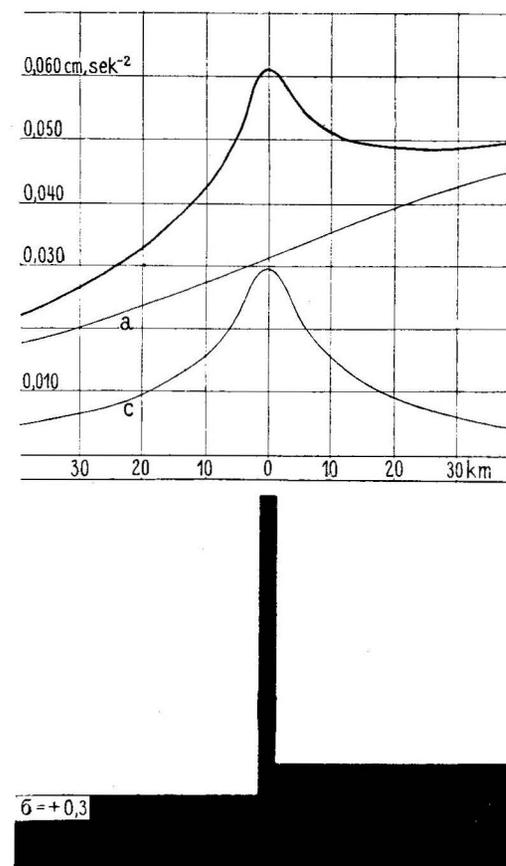


Fig. 11.

Rechnung gezogen: eine Airysche Stufe unterm Kalkalpenrand. (*a*, von 45 auf 50 km), eine zweite Airysche Stufe (*a'*, von 50 auf 55 km), die 35 km weiter zurück im Liegend liegt, in unserm konkreten Fall also im Süden, in Obersteier, was seine Begründung in den allgemein sehr tiefen Minuswerten des Mürztales findet; ein Dichtesprung ($\sigma = 0.1$) an der Oberfläche (*b*), von der Böhmisches Masse zu den Kalkalpen-

decken, deren Faltungstiefgang auf 5 km unters Meeresniveau angenommen wird; ein saigerer Gang aus basischem Magma (*c*, gerade von Stufe *a* weg, $\sigma = 0.3$), der 2.5 km mächtig, bis auf 5 km unter die Oberfläche, d. i. bis unmittelbar unters Mesozoikum emporgedrungen ist. Die Resultierende so vieler verschiedenartiger störender Einflüsse zeigt einen bemerkenswerten, schlichten Verlauf: der Schwerewert steigt von einem Minimum, das auf der (tiefer tauchenden) Liegend-scholle herrscht und erst in ziemlicher Nähe der Verwerfung merklich überschritten wird, einfach mit sehr steilem Gradienten empor und erreicht wieder gar nicht weit drüber der Verwerfung auf der Hangend-scholle beinahe das Maximum.

Diese Beispiele genügen, um zu zeigen, daß durch geeignete Kombination der angeführten Bauelemente, mit Störungsmassen in der Ausgleichstiefe und an oder nahe der Erdoberfläche, alle Schwerewerte unserer (in Tabelle C) zusammengestellten Profile in ihrem räumlichen Zusammenhang (d. i. Absolutbetrag und Durchschnittsgradient) befriedigend erklärt werden können, und das, ohne daß die dazu gemachten Annahmen über Dichte und Dimension der störenden Massen aus dem Rahmen des geologisch und geophysikalisch Plausibeln herausfallen müßten — auf welch letzteren Punkt wir übrigens unten noch ausführlicher zurückkommen wollen. Gewiß, die gemachten Annahmen stellen nicht mehr als ein sehr grobes Schema vor; vermutlich sind in der Natur die Übergänge zwischen den einzelnen Schollen nicht so hölzern, abgehackt, die Simaapophysen nicht gleich dicke Bretter, sondern vielleicht unten mächtiger als oben³¹⁾, und ähnliches mehr. Aber vorläufig hat es gar keinen Sinn, solche Verfeinerungen in der Rechnung anzubringen, solange die Messungen keinen Anhalt dafür geben. Die Mannigfaltigkeit der denkbaren Fälle ist zu groß, als daß man sie ohne solche Einschränkung quasi auf Vorrat bewältigen könnte. Die heute vorliegenden Daten geben aber nicht einmal für die als Beispiel angeführten, ganz vereinfachten Schemata zureichende Bestimmungsstücke.

Den III. Fall, eine mehr oder minder steil zur Tiefe setzende Einlagerung leichterer Gesteine, wollen wir hier nur im Hinblick auf einen besonderen Fall behandeln, der gerade noch am Rand des untersuchten Gebietes liegt. Von Spital am Semmering (bzw. Steinhaus) streicht nach Süden, durch den Westhang des Fröschnitzgrabens, ein Zug

³¹⁾ Um die vielleicht gewünschte Berechnung dieses Falles zu erleichtern, wurde oben die Formel für die Attraktion eines Trapezprofils mitgeteilt (S. 63).

„Semmeringmesozoikum“, bestehend aus Rauchwacken, Bänderkalk, hauptsächlich aber aus Quarzit. Zweifellos sind diese Gesteine spezifisch

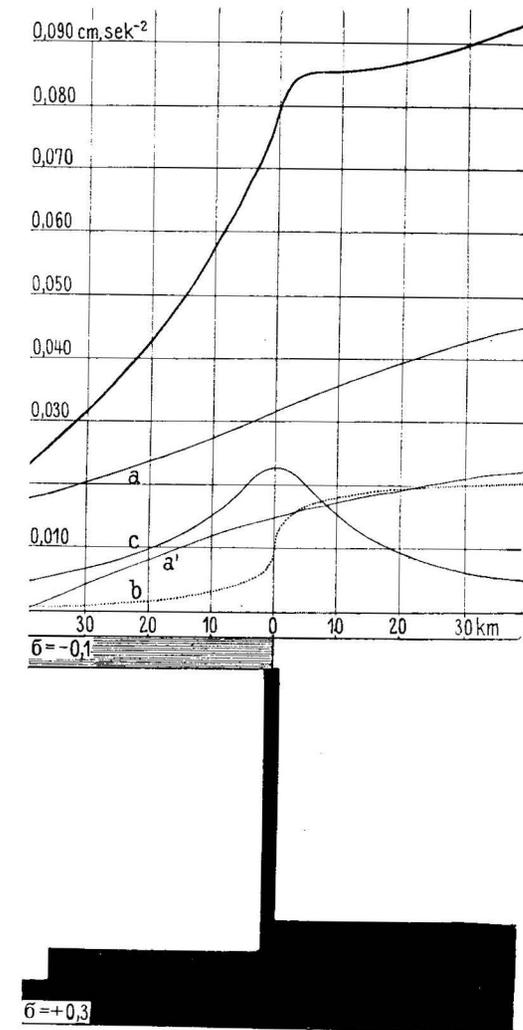


Fig. 12.

leichter als die sie von beiden Seiten umgebenden serizit- und chlorit-reichen Schiefer vom Wechseltypus, und insbesondere in Hinblick auf die Vorherrschaft des Quarzits würde ich eine verhältnismäßig hohe Differenz in der Durchschnittsdichte für möglich halten (etwa um

$\sigma = -0.15$). Dieser Zug leichterer Gesteine ist sehr mächtig, sein Horizontalausstrich mißt stellenweise (am Pfaffensattel, bei Rettenegg usw.) 2–3 km oder gar mehr, stellenweise allerdings auch viel weniger, und nach guten Aufschlüssen (z. B. Süd vom Pfaffensattel) fällt diese mächtige Platte an der Oberfläche mit rund 45° gegen Westen ein. Die gravimetrischen Daten beschränken sich leider auf ein einziges Profil, das noch dazu ungünstig, gerade an der Endumbiegung, liegt, mit drei Stationen: Müzzuschlag, Spital, Semmering, zwischen denen ungefähr gleicher Abstand, je $6\frac{1}{2}$ km, liegt. Die Mittellinie des Ausstriches der Einlagerung dürfte ungefähr $1\frac{1}{2}$ km östlich von Spital liegen, so daß — diese als Anfangs- und Nullpunkt genommen — die Schwerestationen die in der ersten Reihe gegebenen Koordinaten bekommen:

+ 8 km	Müzzuschlag	— 64	
+ 1.5 „	Spital a. S.	— 89	0.025 cm sec ⁻² auf 6.5 km
— 5 „	Semmering	— 31	0.058 „ „ „ 6.5 „

Zur Beurteilung dieses Schwereprofils soll nebenstehende Fig. 13 dienen. Diese stellt — aus dem Diagramm von Fig. 9 graphisch ermittelt³²⁾ — die Attraktion einer mehr oder minder steil einfallenden plattenförmigen Störungsmasse dar, und zwar wurde, zum Teil in Anlehnung an die in Fig. 9 eingeführten Größen, angenommen, daß die Dichte der störenden Masse sei $\sigma = 0.3$; die Breite des horizontalen Ausstriches sei 2 km, und zwar gleich für alle Fallwinkel. Auf diese Weise erhalten zwar die flacher einfallenden Platten geringere Normalmächtigkeiten als die steileren; aber es wird erzielt, daß für alle Fallwinkel die Gesamtmasse des störenden Körpers, gerechnet bis zur bestimmten, lotrecht gemessenen Tiefe, allemal die gleiche wird, was mir eine wichtige Vorbedingung für die Vergleichbarkeit der unter Annahme verschiedenen Fallwinkels erzielten Ergebnisse zu sein scheint. Der Anfangspunkt, von dem aus die Abszissen gezählt werden, und zwar positiv im Hangende der Schubfläche — in unserem Beispiel am Semmering, also positiv gegen West — liegt, wie schon oben erwähnt,

³²⁾ Die Verwendung dieses Diagrammes geschieht einfach so, daß man auf der für den gewünschten Fallwinkel geltenden Kurve an zwei in der horizontalen Abszisse jeweils um 2 km voneinander abstehenden Punkten die Ordinaten abgreift und voneinander subtrahiert, so daß diese Differenz in die neue Zeichnung als Ordinate einträgt für eine Abszisse, die das arithmetische Mittel der beiden im Diagramm abgegriffenen Abszissen ist. Das bedeutet die Differenz der Attraktionen von zwei um 2 km gegeneinander verschobenen Stufen von gleicher Höhe und gleichen Fallwinkels und somit

in der Mittellinie des Ausstriches. Von Fallwinkeln wurden — wieder nach dem Vorgang von Fig. 9 — vier Beispiele gerechnet, und zwar

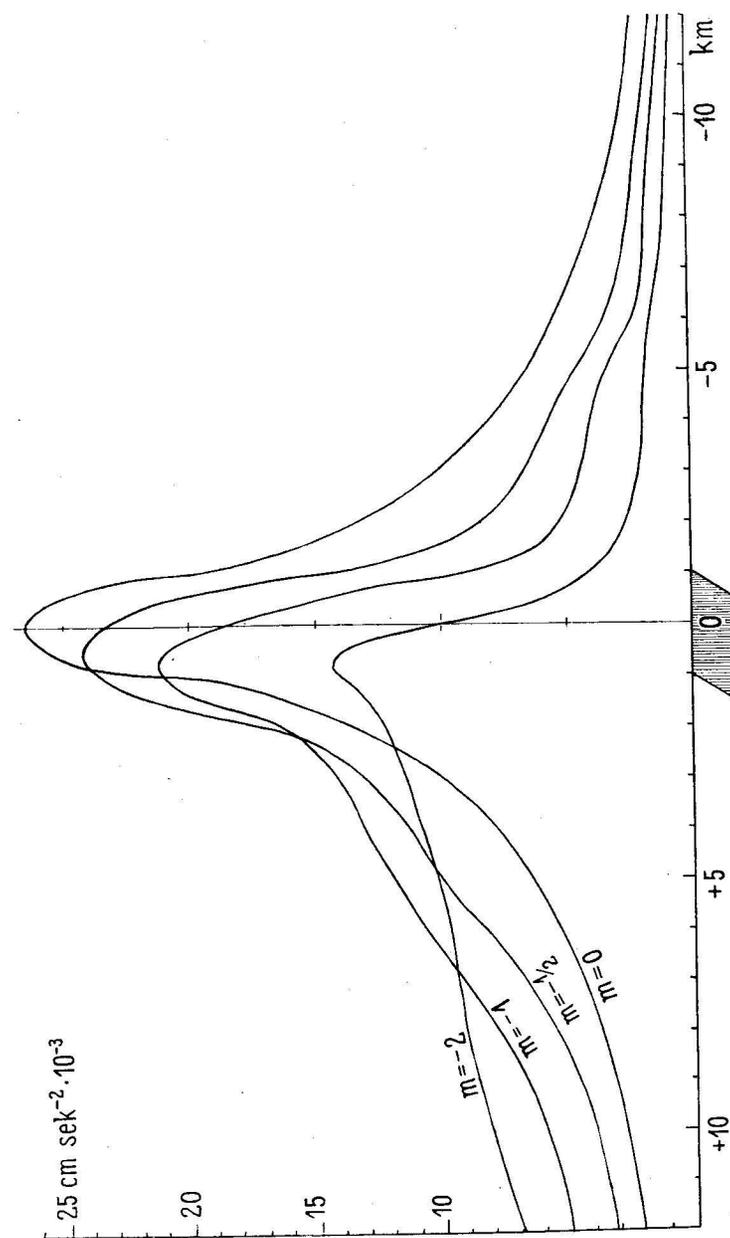


Fig. 13.

für ($m = -\text{ctg } \alpha$), $m = -1/2, -1, -2$; bzw. für die Fallwinkel der Überschiebung $\alpha = 90^\circ, 63^\circ 26' 6'', 45^\circ, 26^\circ 33' 54''$.

Ein erster schätzender Blick läßt sofort erkennen, daß wir hier mit unseren Annahmen bis an die äußerste Grenze werden gehen müssen. Nun, was die Dichte betrifft, deren Änderung am meisten ausmacht, so könnte man allenfalls als Äußerstes annehmen $\sigma = 0.2$ (wenn man aus den Angaben: Quarzit 2.55—2.65 und Schiefer dieser Fazies 2.75 bis 2.85, wie man sie verschiedentlich findet, einfach das Mittel nehmen darf). Dazu machen wir über die Ausmaße zwei Annahmen: A. Das Quarzitlager streicht an der Oberfläche 2 km breit aus und reicht 10 km tief. B. Die Ausstrichsbreite sei 3 km, der lotrecht gemessene Tiefgang 15 km. Weitere Vergrößerung der Dimensionen ist kaum mehr zu vertreten: der Ausstrich an der Oberfläche ist gegeben, und kann mit durchschnittlich 3 km ohnedem nur angenommen werden, wenn man sich vorstellt, daß die Einfaltung gegen unten zu bald merklich anschwillt, eine Vergrößerung des Faltentiefganges aber würde die größere Unwahrscheinlichkeit mit nur sehr geringerer Vermehrung des Betrages der Attraktion kompensieren. Legen wir ferner unsere Ablesungen sorgfältig so, daß wir auch die Kulminationswerte der Kurven voll ausnutzen, so erhalten wir aus Fig. 13 die in der folgenden Tabelle F zusammengestellten Störungswerte:

Tabelle F.
Attraktion

des Quarzituges Spital—Retteneegg, für Dichte $\sigma = -0.2$ in Einheiten von -10^{-3} cm sec⁻² *).

Ort	Annahme A			Annahme B		
	Breite 2, Tiefgang 10 km Fallwinkel			Breite 3, Tiefgang 15 km Fallwinkel		
	90°	63 1/2°	45°	90°	63 1/2°	45°
Mürzzuschlag .	3.4	4.4	5.6	7.0	9.0	11.5
Spital a. S. . .	17.6	16.2	14.0	26.4	24.3	21.0
Semmering . .	3.4	2.2	1.8	7.0	5.6	4.2

*) Anmerkung: Da der Quarzit leichter als der Schiefer ist, sind natürlich alle Störungsbeträge negativ.

die Attraktion des als Differenz beider Stufenkörper verbleibenden schiefen Parallelepipedes von 2 km wagrechter und 10 km lotrechter Erstreckung. Große Genauigkeit kann derart nicht erzielt werden, für unsere Zwecke genügt sie. Für die feineren Züge der Kurven (Lage der Wendepunkte usw.) kann

Aus diesen Ziffern ergibt sich, daß die von der eingefalteten Quarzitplatte verursachte Schwerestörung dem Sinn nach zum Schwereprofil Mürzzuschlag—Semmering richtig paßt, aber er nur etwa die Hälfte des Betrages der dortselbst beobachteten Anomalien erklären kann. Es müssen also noch andere Störungsursachen vorliegen, über die mangels sonstiger geologischer und geophysikalischer Anhaltspunkte vorläufig wenig gesagt werden kann. Aber zwei Punkte möchte ich noch hervorheben: fürs erste wird die Annahme einer Airyschen Stufe — die vermutlich dort wirklich vorhanden ist (Seismische Schwelle am Semmering!) — zur Erledigung des Falles wenig beitragen; denn sie bringt unter plausibeln Annahmen auf 13 km immer weniger als 0.010 cm sec Differenz in g , also nicht einmal $1/3$ des zwischen Mürzzuschlag und Semmering bestehenden Unterschiedes. Ebenso würde die Annahme, daß die Schubfläche in geringer Tiefe in viel flacheres Westfallen umbiege, nicht zu der Erklärung beitragen. Wollte man dabei der eingelagerten, spezifisch leichteren Quarzitdecke jene Mächtigkeiten zuschreiben, welche die Differenz Mürzzuschlag—Semmering erklären, so kommt man zu Ziffern, die das Plausible einigermassen übersteigen (nach Fig. 8 gibt erst eine Stufe von 7 km Höhe, bei 0.2 Dichteunterschied und günstigster Lage die nötigen 0.033), und man hat dann keine Möglichkeit, die noch stärkere Minusanomalie von Spital zu erklären.

An dieses Beispiel schließen sich zweckmäßig einige allgemeinere Bemerkungen. Die hier mitgeteilten Überschlagsrechnungen und zahlreiche weitere Versuche ähnlicher Art, die hier vorzubringen das Thema keinen Anlaß gab³³⁾, haben mich zu dem allerdings noch immer etwas

keine Gewähr geleistet werden; diese müßte man im Bedarfsfall (Diskussion von Schwerewagenprofilen z. B.) besonders berechnen. Doch dürfte das Schaubild in den Hauptsachen richtig sein; auch die merkwürdige sekundäre Undulation der Kurvenschenkel kam bei allen gleich entschieden heraus und ist — wenn man sich's überlegt — für ein auch unten begrenztes schiefes Parallelepiped nicht unwahrscheinlich.

³³⁾ Darum habe ich davon abgesehen, einige merkwürdige Messungsergebnisse, gerade aus der Umgebung von Wien, zu diskutieren, wie z. B. Biedermansdorf und Purbach als isolierte Plus-, und Gaaden als Minus-extreme. Die interessanteste, Purbach, die ich an Hand von Jung (ZS. f. Geophys., III, S. 131 ff.) auf ihre Möglichkeit nachzuprüfen empfehle, hat für unser Thema wenig Bedeutung. Bei Biedermansdorf, dessen Ausnahmewert durch die Schumannschen Schwerewagenmessungen in gewissem Maße bestätigt worden ist, haben gerade diese eine neue Schwierigkeit gebracht, indem sie auf eine gegen Nord streichende Fortsetzung der Plusanomalien zu deuten schienen, was gegen die so einheitliche, von vier Pendelstationen

gefühlsmäßigen Schluß geführt, daß man den vorliegenden Komplex von Schwerewerten und die darin enthaltenen Durchschnittsgradienten durch die angegebenen oder ähnliche geologische Modelle im allgemeinen wird genügend darstellen können, daß man dabei aber mit den Annahmen über Dichte und Dimension der störenden Massen meistens nahe an die obere Grenze dessen gehen muß, was geologisch und geophysikalisch bei vorsichtiger Erwägung aller Umstände noch als plausibel bezeichnet werden kann. Daraus würde weiter folgen, daß man diese Anpassung nicht noch weiter erschweren darf, und deswegen aus den sonst denkbaren Massenkongfigurationen jene auswählen muß, welche bei gleichem Aufwand den günstigsten Nutzeffekt geben, und das sind offenbar die, bei denen die Grenzflächen der spezifisch verschiedenen Gesteinskomplexe steil bis senkrecht einfallen. Das ist nun aber ganz gegen die Anschauungen, die jetzt von den Geologen fast allgemein für richtig gehalten werden. Denn diese bevorzugen die Annahmen auf flach fallende Bewegungsflächen, die ja in der Hauptsache die Trennung der im Gewicht verschiedenen Gesteinskomplexe verursachen dürften. Vorläufig will ich diese Möglichkeit nur andeuten; erst die Vermehrung unseres Materiales an Schwermessungen hier und an anderen Gebirgen wird eine Entscheidung bringen können, ob — ebenso wie es sich mit den Anschauungen über Isostasie als nötig erwiesen hat — auch unsere Auffassungen über den Bau der Alpen und der Gebirge überhaupt grundsätzlich geändert werden müßten, in einer Art, deren Tragweite augenblicklich noch gar nicht übersehbar ist.

Wenn aus geologischen und petrographischen Untersuchungen die Vorstellung entwickelt wird, daß alte Gebirgsstrukturen, unter den Kalkalpen durch, Bauelemente des Böhmisches Massivs mit entsprechenden der Zentralalpen verbinden, so führt eine unter diesem Gesichtspunkt vorgenommene Auswertung der Schwermessungen zu bestimmten, geologisch und geophysikalisch an sich einwandfreien Bildern vom Bau des tieferen Untergrundes. Es muß hervorgehoben werden, daß die Schwermessungen für sich allein — sie möchten auch viel dichter gesät sein, als sie hier tatsächlich sind — niemals zu einer eindeutigen Aussage führen können, die Massenverteilung im Untergrund müßte gerade so oder so sein, sondern sozusagen nur zu einer

verteidigte Front der —20-Isogamme schwer möglich scheint. Und Gaaden, das mit seinem hohen Minuswert als vermutete Fortsetzung der Moravischen Faltungsspur von hohem Interesse wäre, ist ganz isoliert und daher selbst erst einer Bestätigung bedürftig.

Aussage über spezielle Form und Dimension vorgegebener Modelle, über deren Annehmbarkeit dann wieder nach geologischen und geophysikalischen Kriterien zu entscheiden ist. Da sind die Ergebnisse der Erdbebenbeobachtung eine sehr wünschenswerte Ergänzung zu den anderweit gewonnenen Vorstellungen über den Bau des tieferen Untergrundes der Nordostalpen. Ich kann mich hier wohl auf eine kurze Zusammenfassung dessen beschränken, was ich ganz vor kurzem andernorts ausführlich geschrieben habe³⁴). Die Beben der Nordostalpen — sofern es sich um solche von größerer Verbreitung und Intensität, nicht um reine, kleine Lokalbeben handelt — gehen ausschließlich von jungalpidischen Dislokationszonen aus. In unserer Kartenskizze sind von diesen zu finden die „Grauwackenzonen“ von Bruck über Semmering bis Gloggnitz; in Fortsetzung davon längs dem Ostabbruch der Alpen die „Thermenlinie“ und der nördliche Alpenrand. Die Ausbreitung dieser Beben zeigt keinerlei Korrelation zu dem sichtbaren Alpenbau, seinem ost-westlichen Streichen und seiner so klar ausgesprochenen Zonengliederung; daher muß man annehmen, daß sie sich in der Hauptsache nicht fortpflanzen durch dieses oberste uns sichtbare Stockwerk des Alpenbaues, sondern durch ein tieferes. Es dürfte sich dabei um „geführte Wellen“ (im Sinne Ullers) handeln, welche längs der Flächen laufen, an denen das Sial der Kontinentalblöcke an andersartiges Material stößt, also an deren unterer Begrenzungsfläche, aber auch an den mit Simaapophysen erfüllten Fugen zwischen den Blöcken (vgl. die Fig. 11 und 12). Diese Annahme erklärt sofort, warum die Bebenverbreitung mit den Schwereanomalien so auffällig in Korrelation steht. Eben jene Trennungsflächen zwischen den Sialblöcken, deren Einfluß auf die Schwere durch Stufen in der Sial-Sima-Grenzfläche und durch hoch hinaufreichende Simaapophysen oben ausführlich erörtert worden ist, sind andererseits wegen der durch diese Konfiguration bedingten Unregelmäßigkeit in der Verteilung der für das elastische Verhalten wichtigen Konstanten die Leitflächen, welche die Bebenenergie einesteils weiterleiten, damit aber andererseits ihre Verbreitung durch Schirmwirkung einengen. Damit sind, ohne weitere Hilfsannahmen, alle bizarren Einzelheiten, die an den Beben der Nordostalpen beobachtet worden sind, restlos zu erklären. Jene seismischen Schwellen quer übers Streichen der heutigen Alpen, welche die Beben des Müritztales — ihre seitliche Ausbreitung hindernd — unter

³⁴) Schwinner, R., Zur Deutung der Transversalbeben der nordöstlichen Alpen. ZS. f. Geophys., 1929, Bd. V, S. 16—31.

den Kalkalpen durch als „Transversalbeben“ in die Böhmisches Masse hinausleiten, sind wieder, wie die vorbesprochenen Zonen der Schwerestörungen, eine Ausdrucksform der eingangs geologisch postulierten Verbindungsgebirgsstrukturen.

Es soll an dieser Stelle keineswegs verheimlicht werden, daß unsere Kenntnisse in diesen merkwürdigen Beziehungen noch vieles zu wünschen übriglassen, und zwar auf allen Gebieten. Geologisch ist die Hauptschwierigkeit, die als Postulat im allgemeinen unbedenklich zu akzeptierenden Verbindungsstrukturen im konkreten Fall einzeln auszumitteln. Zum Beispiel liegt es nahe in der Zone großen Schweredefizites Arber (—57) —Kubany (—72) —Schöninger (—59) —Kohout (—52) —Viehberg (—44) —Zell (—53) —Wallsee (—7) —Waydhofen (—71) —Lassing (—81) die Wurzelspur einer variskischen Sigmoide zu sehen. Dafür würde sprechen, daß dieser Strich im Norden von einer — in moldanubischen Gebieten sonst ungewöhnlichen — postkristallinen Durchbewegung begleitet ist³⁵⁾, und daß er im Süden gegen die variskischen Faltenzüge von Eisenerz³⁶⁾ ausläuft. Doch dann ist es sehr merkwürdig, daß diese variskische Geosynklinal- und Faltenzone im Südwest sozusagen an Stelle der Geantiklinale, auch mit verhältnismäßig höheren Schwerewerten Cham (—34) —Regen (—33) —Deggendorf (—33) —Freyung (—33) —Passau (—36) —?, von der Pfahlzone mit ihren jungen, vermutlich jungalpidischen Dislokationen begleitet wird; es läuft ebenfalls eine Strecke ungefähr mit dem Rand des oberösterreichischen Granitbatholithen, der wohl als Ausklang der algomänischen Orogenese aufzufassen ist, gleichzustellen dem finnländischen Rapakivi, d. i. Ausgang des Archaikums; und die Faltenspuren der Wachau, die jenem Strich ebenfalls zuscharen, sind noch etwas älter, Bildungen der algomänischen Ära selbst, sind aber kaum weniger deutlich ausgesprochen als die variskischen Züge, besonders erscheinen sie (und die ihnen parallelen Moravischen Faltenspuren, welche letzteren man aber eher kaledonisches Alter zuschreiben möchte?) als seismische Schwellen, und nur dort, wo sie die Alpenrandstörung queren, ist letztere merklich seismisch aktiv (Neulengbach, Scheibbs).

³⁵⁾ Beschrieben bei M. Stark, Umwandlungsvorgänge in Gesteinen des Böhmerwaldes („Lotos“, Bd. 76. Prag 1928).

³⁶⁾ Nach G. Hiesleitner (Zur Geologie der Umgebung des steyrischen Erzberges. Jahrb. d. Geolog. Bundesanst. Wien, 1929, S. 224) sind allerdings diese variskischen Relikte etwas weniger bedeutend und kennzeichnend als man bisher angenommen hat (vgl. E. Spengler, Verhandl. d. Geolog. Bundesanst. Wien, 1926, S. 136).

Es handelt sich hier eben um einen Bau, an dem eine ganze Anzahl Gebirgsbildungsären mitgebaut haben. Den Anteil der jüngsten können wir abtrennen, weil — oder besser — wenigstens dort, wo sie renegant quer über die alten Strukturen wegfährt. Aber die älteren Gebirgsbildungen können wir noch nicht verlässlich auseinanderhalten, insbesondere wegen der „Konsequenz“, mit der jeweils die folgende Orogenese „posthum“ die Bewegungsbilder der vorausgegangenen zum großen Teil wieder aufleben läßt.

Was die Schweremessungen anbetrifft, so ist vorläufig — anderes steht dagegen zurück — der Hauptübelstand die Weitmaschigkeit ihres Netzes. Deswegen ist die Interpolation an vielen Punkten mehrdeutig. Das trifft manche wichtige Elemente, wie die Moravische Zone — von der Umgebung Wiens ganz zu schweigen. Anderes kommt hinwiederum recht klar und unbestreitbar im Isogammenbild heraus: Alpenrand, Ispen-Enns-Linie, die geantiklinale Stellung des „Lunz-Grestener“ Schelfplateaus und des Dunkelsteiner Waldes mit seiner hochgehobenen Eklogitfazies und anderes mehr.

Die Erdbebenbeobachtung ist hier ausschließlich makroseismisch gewesen; sie gibt, dank der auf diesen Forschungszweig aufgewendeten Sorgfalt, sehr gute Resultate. Aber natürlich die Daten, welche nur die instrumentelle mikroseismische Beobachtung liefern kann, und mit denen die Seismologie sonst fast ausschließlich zu beschäftigen liebt, fehlen hier. Übrigens, die Theorie der Erscheinungen, welche die makroseismische Beobachtung hat kennengelehrt, ist vorläufig auch noch einer Verbesserung fähig!

In Berücksichtigung aller dieser Umstände wird man nicht verlangen können, daß heute bereits feststehende, endgültige Ergebnisse vorgelegt werden. Es wäre aber andererseits ungerecht, den Unvollkommenheiten der bisherigen Untersuchungen übertriebenes Gewicht beizulegen. An und für sich ist doch bereits ein recht umfangreiches Material zusammengekommen. Da ist auf alle Fälle der Erwähnung wert, daß hier mehrere Gedankengänge vorliegen, die von weit verschiedenen Standpunkten ausgehen und jeder eigenes, von dem der anderen völlig unabhängiges Tatsachenmaterial verwendet. Daß diese alle so deutlich parallel laufen, kann man als Zeichen nehmen, daß die betreffenden Untersuchungen, wenn auch vielleicht nicht am Ziel, so doch auf dem rechten Wege sind.

Darum sollen die vorliegenden Erörterungen nicht ein Abschluß sein, sondern ein Anfang, ein Programm, eine Aufforderung zu weiterer

Arbeit für Geologie und Geophysik, die hier, beide zusammenwirkend, die Lösung von Problemen finden können, welche auch auf ihren speziellen Arbeitsgebieten von großer Bedeutung sind, wobei von den rein lokalen Ergebnissen abgesehen werden soll. Die Geologie hätte von der Klärung der hier aufgeworfenen tektonischen Fragen wichtige Ergebnisse zu erwarten, betreffend den Mechanismus der Gebirgsbildung — der übrigens auch die Geophysik interessieren sollte, wenn auch dieser Gegenstand dort sonst nicht gerade favorisiert worden ist —; ferner betreffend das Verhältnis von jüngeren zu älteren Faltungen; von Faltung zu magmatischen Vorgängen, zu jungen Krustenbewegungen (Morphologie). Für die Geophysik liegt hier eine wichtige Entscheidung in der Frage der Isostasie, deren zentrale Stellung in der Mechanik der Erdkruste immer deutlicher wird, und vielleicht noch mehr in der Seismologie. Es wird kaum ein Gebiet geben, in dem die notwendige Umbildung und Verfeinerung der seismischen Theorie besseren Anschluß an die Beobachtung finden könnte als das Nordostende der Alpen, wo die Vergitterung der tektonischen Leitlinien verlässlich Ober- und Unterbau unterscheiden läßt. Die Vorteile einer derartig orientierten Zusammenarbeit von Geologie und Geophysik liegen auf der Hand. Wir wollen hoffen, daß sich solche wird bald verwirklichen lassen.