

Geologische Bundesanstalt  
Bibliothek

24.225,8

„Gerlands Beiträge zur Geophysik“  
—416 Herausgegeben von V. Conrad, Wien

*Johann Josef Geyer*  
*empfangen*

*5.11.31 80*

Das Schwereprofil der Tauernbahn

24225

Von  
Robert Schwinner  
Graz

(Mit 5 Figuren)



---

Leipzig  
Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H.  
1931

24.225,8

Sonderdruck aus „Gerlands Beiträge zur Geophysik“ Bd. 29, Heft 3/4, 1931



# Das Schwereprofil der Tauernbahn

Von  
Robert Schwinner  
Graz

(Mit 5 Figuren)

Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H., Leipzig

Geol.B.-A. Wien



**Zusammenfassung:** Ausgangspunkt der Untersuchung sind die Schweremessungen, welche 1910—1912 längs der Tauernbahn und längs eines Parallelprofils Rauris—Sonnblick—Ober-Drauburg ausgeführt worden sind, im besonderen die Schwereanomalien  $g_0'' - \gamma_0$ : die Differenz der gemessenen Schwere, nach dem Verfahren von BOUGUER auf den Meeresspiegel reduziert, weniger der Normalschwere  $\gamma_0$ , letztere angenommen nach der HELMERTSchen Formel von 1901.

Zuerst wird die für alle gravimetrischen Probleme grundlegende Frage nach der Dichte der Gesteine diskutiert, im allgemeinen, und auch besonders in bezug auf die im Tauernprofil vertretenen Gesteine, woraus sich auch bei einigen Stationen Verbesserungen des Reduktionsgliedes nach BOUGUER mit nicht unbeträchtlichen Änderungen der endgültig zu verwendenden Werte der Anomalie ergaben.

Das Problem ist: aus geologischen und geophysikalischen Prämissen eine derartige Anordnung von unterirdischen „störenden Massen“ zu finden, daß deren Attraktion die aus der Reduktion der Messungen sich ergebenden Schwereanomalien  $g_0'' - \gamma_0$  erklärt. Da diese „gemessenen Anomalien“ in unserem Falle und in den Alpen überhaupt alle negativ sind, kann es sich nur um negative Störungsmassen handeln, um Gesteinskörper, die spezifisch leichter sind als die im gleichen Niveau liegende Umgebung.

Lokale Störung verursacht in erster Linie der Tauerngranit (Dichte der störenden Masse = Granit — Schiefer =  $\sigma = -0.15$ ), in viel geringerem Ausmaß der Kalkphyllit (gegenüber den anderen Schiefen  $\sigma = -0.05$ ), von welcher letzterem nur seine Anhäufung an der Nordrampe in Rechnung gezogen worden ist. Für den Granit ergab sich als die wahrscheinlichste Form die einer horizontalen Platte oder flachen Linse von 8—9 km Dicke, an deren Nordrand ein senkrecht zur Tiefe tauchender Stiel oder Zuführungsgang, mindestens 5 km mächtig, angesetzt ist. Die Annahme mancher Geologen, daß die Tauerngranitmasse an ihrem Südrand breit mit Stiel oder Wurzel in die Tiefe tauchen, ist mit den vorliegenden Schweremessungen in keiner Weise vereinbar.

Die regionale Minderschwere im Alpengebiet wird aufgefaßt (nach AIRY) als Wirkung eines „Massendefektes“, erzeugt dadurch, daß unter den Alpen durch ihre Last die sauren Gesteine (Sial) der äußeren Kruste tiefer in das basische Substratum (Sima) eintauchen als in den Nachbargebieten; vereinfacht als rechteckig begrenzter Graben im Sima ausgefüllt von Sial ( $\sigma = 2.8 - 3.1 = -0.3$ ), der am Südrand von 30 km auf

40 km absteigt, am Nordrand mit zwei Stufen, 40 auf 35 und 35 auf 30 km wieder zur normalen Tiefe der Sial-Sima-Grenzfläche emporsteigt, die auf Grund seismischer Daten mit nur 30 km angenommen wurde. Diese drei Stufen entsprechen den streichenden Hauptdislokationen des Alpenbaues: Draulinie, Salzachlinie, Alpenrand, und zwar ist angenommen, daß die beiden ersteren nördlich, die letztere südlich einfallen. Aus diesen Annahmen berechnete sich eine Schwerestörung, welche mit den gemessenen Anomalien gut übereinstimmt, besonders da für die wenigen größeren Abweichungen (Sonnblick—Nordabfall, Bischofshofen—Hochkönig, Hallein—Berchtesgaden) lokale Störungsursachen aus den geologischen Verhältnissen nachzuweisen sind.

Auf Grund dieser Annahmen über die Massenordnung wurde ferner — entsprechend der aus der AIRYSchen Hypothese folgenden Vorstellung eines Flottierens des Sial nach Art von Packeis — der hydrostatische Auftrieb geschätzt. Es ergab sich im Draugebiet Überwiegen der Last, in Tauernkette, Nordrampe und weit über die Salzach überwiegt der Auftrieb, im Berchtesgadener Land überwiegt wieder die Last. Das stimmt damit überein, daß das Gebiet der Drau und der Kärntner Seen ebenso wie Berchtesgaden als säkular sinkend, die Tauern und das Gebiet nördlich bis zum Hochkönig als jung beträchtlich gehoben durch die Oberflächengestaltung zu erkennen sind.

Geologisch scheinen die Daten des Schwereprofils und der ihm supponierten Massen mehr für ein Vorwiegen von etwa vertikalen Gebirgsbewegungen zu sprechen (ungefähr nach Art der Pingen-Theorie K. LEHMANN'S) und gegen die heute vielfach übliche übertriebene Betonung der horizontalen Verfrachtungen.

Zum Schluß werden Richtlinien für eine eventuelle Fortsetzung der Schweremessungen in den Tauern angegeben.

**Summary:** This investigation is starting from the determinations of gravity which have been executed in 1910—1912 along the railway of the Tauern and the parallel profile Rauris—Sonnblick—Ober-Drauburg, particularly from the anomalies of gravity  $g_0'' - \gamma_0$ , that is the difference of the observed gravity, reduced to the level of the sea according to BOUGUER'S method, less the Normal Gravity  $\gamma_0$  (assumed in the formula of HELMERT 1901). First the question of the density of Rocks, fundamental to all gravimetric problems, is discussed generally, and particularly with respect to the rocks found in the profile of the Tauern, by which at some of the stations ameliorations of BOUGUER'S reduction have resulted changing considerably the values of the anomalies.

The Problem is: to find out of geologic and geophysical premises such a kind of disposition of the subterranean disturbing masses that their attraction is explaining the anomalies of gravity  $g_0'' - \gamma_0$ , resulting from the reduction of the measurements. As these observed anomalies are all negative only a negative disturbing mass can be in question, rocks which have a lighter specific weight than the surroundings at the same level.

Local disturbances are caused chiefly by the granite of the Tauern

(density of the disturbing mass = granite — slate = — 0.15) and in much inferior degree by the calcareous phyllite ( $\sigma = -0.05$ ) of which only the accumulation of the Northern Slope is put in computation. For the granite resulted the most probable form of a horizontal plate or a flat lens, about 8—9 km thick, at the Northern border of which a vertical root or dyke is placed. The dipping of the granitic masses of the Tauern with a large root or dyke at the Southern border — as many geologists believe — agrees by no means with the present determinations of gravity.

The regional Minus-Attraction at the Alpine region is understood (according to AIRY) as effect of a deficiency of mass produced in the way that under the Alps by their weight the acid rock of the outer crust ("Sial") are sinking lower into the basic substratum ("Sima") than the neighbouring districts; simplified as a rectangular bordered ditch in the Sima filled with Sial ( $\sigma = 2.8 - 3.1 = -0.3$ ) descending at the Southern border from 30 to 40 km, at the Northern border rising in two steps from 40 to 35 and from 35 to 30 km, to the normal depth of the Sial-Sima-bordering plain, which according to seismic data is supposed to be 30 km only. These three steps are corresponding to the trendline of the principal faults of the Alpine structure: the line of the Drau, of the Salzach and of the Northern border of the Alps, and it is supposed that the two former are dipping northward, the latter southward.

From these assumption a disturbance of gravity is computed which is sufficiently in accordance with the determined anomalies, particularly as for the smaller differences (Sonnblick northern slope, Bischofshofen—Hochkönig, Hallein—Berchtesgaden) local causes of disturbance are to be proved.

Besides the hydrostatic uplift was estimated according to this assumption on the configuration of masses, corresponding with the idea ensuing from AIRY's hypothesis of a floating Sial in the manner of an ice-berg. There is overweight in the district of the Drau and of the Carinthian Lakes, and prevailing uplift in the chain of the Tauern, at their Northern border and far across the Salzach, and the weight is prevailing again in the district of Berchtesgaden; which is corresponding with the fact, that the district of the Drau and the Lakes in Carinthia and the District of Berchtesgaden according to the formation of their surface are proved to be sinking and the Tauern being recently lifted up.

Geological applied the dates of the profile of gravity and the supposed masses seem to prove that in this region vertical movements plaid the principal part (in some way as the "Pingen-Theorie" K. LEHMANN) and speak against the horizontal dislocation nowadays too much emphasized.

At the end propositions are made for the continuation of the gravity determinations in the Tauern.

Anlässlich des Baues der Tauernbahn wurden in den Jahren 1910 bis 1912 auf Initiative und mit Unterstützung der Akademie der Wissenschaften unter Leitung von Oberst ANDRES (Mil. Geogr. Inst.) längs der Bahnstrecke Salzburg—Spital a. d. D., sowie auf einem in einiger

Entfernung westlich davon gezogenen Parallelprofil Lienz—Rauris und auf einigen anschließenden Stationen Schweremessungen ausgeführt, deren vorläufige Resultate nunmehr veröffentlicht worden sind<sup>1)</sup>. Daß die veröffentlichten Ziffern ausdrücklich als „vorläufige Resultate“ bezeichnet sind und daß eine Erläuterung der ganz knappen Zahlenreihe<sup>2)</sup> nicht beigegeben ist, könnte den Versuch, heute bereits eine geologische Deutung dieser Schweremessungen zu geben, als vorzeitig und verfrüht erscheinen lassen. Es wird sich aber zeigen, daß die eventuell zurückbleibende Unsicherheit es nicht verhindert, wenigstens die großen Grundzüge der Massenverteilung zu erkennen. Und mehr, genaueres Eingehen in das tektonische Detail, wird nie herauszuholen sein; zumindest nicht, wenn diese isoliert und nicht immer ganz glücklich angelegte Messungsgruppe nicht erweitert und ergänzt wird. Für einen solchen Ausbau ist aber die geologische Diskussion des Vorhandenen einfach Vorbedingung.

### I. Bemerkungen zur Tabelle der Schweremessungen.

Die in Diskussion gezogenen Schwerestationen sind in der nebenstehenden Tabelle aufgezählt, und zwar eingeteilt in 3 Gruppen: A. Draulinie, deren Stationen etwa längs des Parallelkreises  $46^{\circ} 45'$  nördl. Breite liegen und zwei Profile, welche von dieser meridional nach Nord laufen, und zwar B längs des Meridians  $13^{\circ}$  östlich von Greenwich, und C. in  $13^{\circ} 10'$ , also in etwa  $12\frac{1}{2}$  km Abstand voneinander, was im allgemeinen auch ziemlich ordentlich eingehalten wird, nur gegen die Enden zu — die uns ja weniger interessieren — streuen die Stationen mehr.

Die Koordinaten sind in Gruppe A, wie meist üblich, in Breite ( $\varphi$ ) und Länge ( $\lambda$ ) angegeben, in den Profilen (B, C) wurden sie zur Erleichterung der Diskussion in km umgerechnet, und zwar bezeichnet als  $x$  von  $46^{\circ} 45'$  positiv gezählt gegen Nord,  $y$  positiv gezählt gegen Ost, und zwar bei Profil B von  $13^{\circ}$ , bei Profil C von  $13^{\circ} 10'$  weg. Mit  $h$  ist die Meereshöhe angegeben in m.

Mehrere Stationen sind doppelt, eine (Lienz) dreimal ver-

<sup>1)</sup> Bei SCHÜTTE, K.: Karte der Schwereabweichungen von Süddeutschland (enthaltend das Gebiet zwischen  $46^{\circ} 20'$  und  $51^{\circ}$  Breite, sowie  $6^{\circ}$  und  $14^{\circ}$  östlicher Länge). Veröffentlichung der Bayerischen Kommission f. d. Internationale Erdmessung. München 1930.

<sup>2)</sup> So wäre z. B. bei Gebirgsstationen überhaupt und hier ganz besonders die Mitteilung der „topographischen Korrektur“ für die Beurteilung von Wert gewesen!

messen. Für Ober-Drauburg stimmen alte und neue Messung genügend (Differenz 0.003 in g). Für Berchtesgaden hat die Bayerische Messung (1899, SCHÜTTE kontrolliert nach BORRASS) für  $g$  980.643, die österreichische (1912) 980.653. Merkwürdigerweise differieren die  $g_0''$  nur mehr um 0.002, allerdings liegt das österreichische Stationslokal um 39 m tiefer als das bayerische, aber das gibt doch höchstens 0.004 im BOUGUERSchen Glied! Da bei den Messungen von 1912 die verwendete topographische Korrektur nicht mitgeteilt ist, kann der Rest von 0.004 nicht weiter aufgeklärt werden. Grober Fehler scheint nicht vorzuliegen, ich nehme daher auch hier das Mittel aus den beiden Resultaten. Für Greifenburg differieren Messung 1893 und 1912 in  $g$  um 0.013, wovon durch verschiedene Lage des Lokals (14 m Höhenunterschied und vielleicht auch etwas in der Breite) höchstens 0.002 erklärt werden können: hier darf man wohl kein Mittel bilden, wahrscheinlich liegt ein größerer Fehler vor, und da muß man die neuere Messung für die bessere halten — besonders weil sie auch besser ins Ganze hineinpaßt. Für Lienz wurde 1887  $g = 980.529$  gemessen, 1893 dann 980.554 und 1912 schließlich 980.536. Auch in diesem Falle dürfte die Messung von 1893 auszuschließen und bei der Mittelbildung der von 1912 das größere Gewicht zu geben sein. Ferner können nicht zusammen in Geltung bleiben die Messungen 1893 Sachsenburg (549 m)  $g = 980.550$  (kontrolliert bei BORRASS) und 1911 Möllbrücken (556 m) 980.581, da diese Stationen knapp 2 km auseinander liegen. Nun ist jede dieser Ziffern gestützt durch Nachbarstationen, Sachsenburg durch Spital 1893, Möllbrücken durch Kolbnitz und Greifenburg 1911, es ist aber kein Zweifel, daß die neueren Messungen — ganz abgesehen von dem Vorzug, den sie wegen besserer Methoden vor den älteren etwa behaupten könnten — auch hier wieder besser ins Ganze hineinpassen, und so müßte abermals die Messung von 1893 verworfen werden. Nach diesen Proben wäre vielleicht nachzuforschen, ob in dieser Messungsreihe nicht irgendein ständiger Fehler steckt; auf alle Fälle wird durch den Fall von Sachsenburg auch die Ziffer ins Wanken gebracht, welche 1893 sich für Spital ergeben hatte<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> Unglücklicherweise hat W. HEISKANEN, Untersuchungen über Schwerkraft und Isostasie; Veröff. d. Finnischen Geodätischen Instituts, Helsinki 1924, S. 58, gerade diese Station ausgewählt und isostatistisch reduziert; sollte sie nun auch nicht mit einem groben Fehler behaftet sein — wie es nach Obigem doch stark in Verdacht ist —, so wäre es sicher ein Scherwergwert, der allein steht und für die betreffende Gegend keineswegs als charakteristisch

In die Tabelle wurde weiter nur die Schwereanomalie aufgenommen, wie sie sich nach BOUGUERScher Reduktion ergibt; die weiteren Daten möge man, wenn benötigt, in den Originalveröffentlichungen nachsehen, als Ausgang unserer Diskussion genügen die ersteren. Von diesen und den angegebenen Durchschnittsgradienten wird dann im nächsten Kapitel die Rede sein; vorher besprechen müssen wir nur noch die eine Spalte mit der Überschrift „Dichte  $\sigma'$ “, weil von dieser Korrekturen abhängen, welche an einzelnen der angegebenen Stationswerte anzubringen sind.

Die Dichte der Gesteine unmittelbar um und unter der Station ist eine Größe, welche — besonders im Gebirge — in die Reduktionsrechnungen mit ziemlichem Gewicht eingeht, und ich habe mich immer gewundert, wie wenig die Geodäten sich um die verlässliche Bestimmung dieses Faktors gekümmert haben. Daß das Problem schwierig ist, habe ich nie verkannt<sup>1)</sup>, das kann eigentlich aber nicht entschuldigen, wenn Fehler von mehreren Milligal — man vergleiche die betreffende Spalte in unserer Tabelle! — unbesehen mitgeschleppt werden. Die Schwierigkeit liegt darin, daß es sich nur bei reiner Mineralsubstanz um eine wirklich „spezifische“ Materialkonstante handelt, für Gesteine, d. i.

Tabelle I. Ergebnisse der Schweremessung

(nach SCHÜTTE und BORRASS).

## A. Draulinie.

Station	Breite $\varphi$	Länge $\lambda$	Höhe $h$	Dichte $\sigma$	$g_0'' - \gamma_0$ $\times 10^3$	korrigiert $\sigma'$	$ g_0'' - \gamma_0 $	Anmerkungen
Sillian . . . . .	46°45'	12°25'	1097	2.6	— 93	2.7	— 98	
Assling . . . . .	47'	40'	819	2.4	— 65	2.7	— 75	
Lienz 1887 . . . . .	50'	46'	673	2.4	— 99	2.7		
Lienz 1893 . . . . .	50'	46'	673	2.4	— 74			
Lienz 1912 . . . . .	50'	46'	674	2.7	— 99	2.7	—102	
Ober-Drauburg 1893	44.9'	58'	617	2.5	— 78			siehe B
Ober-Drauburg 1911	44.9'	58'	618	2.7	— 79	2.8	— 83	
Greifenburg 1893 . .	45.1'	13°11'	618	2.5	— 68			siehe C
Greifenburg 1912 . .	45.1'	11'	632	2.7	— 80	2.8	— 83	
Sachsenburg . . . . .	50'	21'	549	2.5	—103			
Spital a. d. Drau . .	48'	30'	538	2.5	—104			
Paternion . . . . .	43'	38'	524	2.5	— 53	2.8	— 60	
Villach . . . . .	37'	51'	505	2.3	— 51	2.7	— 59	

gelten kann, und auch das entspricht nicht dem Gebrauch, den HEISKANEN von dieser Ziffer machen will.

<sup>1)</sup> Vgl. meine Bemerkung in Gerlands Beitr. 1929, Bd. 23, S. 50.

B

13°

Profil im  
östlich von

Station	S→N	W→O	Höhe <i>h</i> m	Dichte $\sigma$	$g''_0 - \gamma_0$ $\times 10^3$ cm/sec <sup>2</sup>	korrigiert		Gradient Milligal je km
	<i>x</i> km	<i>y</i> km				$\sigma'$	$ g''_0 - \gamma_0 $	
Ober-Drauburg 1893	- 0.2	- 2.5	617	2.5	- 78	} 2.8	- 83	-1.2
Ober-Drauburg 1911	- 0.2	- 2.5	618	2.7	- 79			
Iselsberg . . . . .	+ 9.7	-11.8	1198	2.7	- 95			
Winklern . . . . .	13.4	- 8.9	956	2.7	- 94	2.8	- 98	+0.4
Döllach . . . . .	24.5	- 7.7	1018	2.7	-124	2.8	-128	-2.7
Fleiss-W. H. . . . .	31.0	-10.2	1449	2.7	-143			-2.1
								-1.1
Seebichlhaus . . . .	34.3	- 5.8	2453	2.7	-154	2.65	-149	+4.0
Sonnblick . . . . .	34.3	- 2.8	3099	2.7	-143	2.65	-137	-2.5
Neubau . . . . .	34.3	- 0.8	2169	2.7	-147	2.65	-142	-4.4
Kolm-Saigurn . . . .	35.2	- 1.0	1596	2.7	-140	2.8	-146	-1.4
Bodenhaus . . . . .	39.5	- 0.4	1226	2.7	-152			+0.3
Bucheiben . . . . .	45.4	- 1.8	1062	2.7	-150			+1.2
Rauris . . . . .	51.9	0	946	2.7	-138	2.8	-142	+1.7
Taxenbach . . . . .	60.4	- 3.8	722	2.7	-123	2.8	-126	+1.5
Hochkönig . . . . .	74.7	+ 5.0	2938	2.7	- 89	2.8	-101	+0.3
Berchtesgaden bayer.	98.2	0	579	2.3	82	} 2.8	- 92	-0.2
Berchtesgaden österr.	98.2	0	540	2.3	80			
Groß-Gmain (Reich.)	108.9	- 6.3	519	2.7	- 94			+0.5
Oberndorf (Laufen) .	131.5	- 3.7	397	2.7	- 82			+1.2
Eggelsberg . . . . .	147.5	0	510	2.7	- 62			-0.1
Simbach (Braunau) .	168.6	+ 2.5	349	2.2	- 57	2.7	- 64	

Gefüge aus verschiedenen Mineralkörnern, bedeutet „Dichte“ einen Durchschnittswert aus den spezifischen Gewichten derselben, und es erweist sich, daß die Mischung nicht sehr gleichmäßig zu sein pflegt, sondern daß dieser Durchschnittswert schon in einem Bereich, den man immer noch als ein und denselben geologischen Körper ansehen muß, nicht unbeträchtlich schwankt. Daher würde es ein fehlerfreies Resultat nicht verbürgen, wenn man etwa einfach bei der Station eine Volumeinheit herausstechen und abwägen würde — weswegen offen-

Meridian  
Greenwich.

13° 10'

C

Station	S→N	W→O	Höhe <i>h</i> m	Dichte $\sigma$	$g''_0 - \gamma_0$ $\times 10^3$ cm/sec <sup>2</sup>	korrigiert		Gradient Milligal je km
	<i>x</i> km	<i>y</i> km				$\sigma'$	$ g''_0 - \gamma_0 $	
Greifenburg 1893 . .	+ 0.2	+ 1.3	618	2.5	- 68			
Greifenburg 1912 . .	+ 0.2	+ 1.3	632	2.7	- 80	2.8	- 83	+0.1
Möllbrücken . . . .	9.8	+14.0	556	2.7	- 79	2.8	- 81	-0.2
Kolbnitz . . . . .	14.1	+11.0	612	2.7	- 79	2.8	- 82	-2.2
Ober-Vellach . . . .	20.4	+ 2.8	678	2.7	-106			-2.0
Mallnitz . . . . .	26.9	+ 0.6	1179	2.7	-120			-4.6
Tunnel-Südportal . .	28.4	+ 0.6	1216	2.76	-127			-5.5
Tunnelkammer 7 . . .	30.4	0	1225	2.68	-132			
Weißbachscharte . .	30.4	0	2196	2.68	-146			-0.3
Tunnelkammer 5 . . .	32.1	- 0.6	1221	2.65	-132			
Gamskaarlscharte . .	32.1	- 0.6	2570	2.65	-147			-1.4
Tunnelkammer 2 . . .	34.7	- 1.3	1194	2.65	-142			
Sperauerkopf . . . .	34.7	- 1.3	2170	2.65	-145			-1.0
Böckstein-Stat. . . .	36.9	- 2.5	1182	2.64	-146			-6.0
Böckstein-H. St. . . .	38.0	- 3.3	1153	2.7	-155			+1.0
Bad-Gastein . . . . .	40.6	- 2.0	1083	2.7	-152			+1.1
Hof-Gastein . . . . .	46.7	- 3.8	865	2.7	-145			+0.5
Dorf-Gastein . . . . .	54.7	- 4.3	826	2.7	-137	2.8	-141	+2.2
Lend-Gastein . . . . .	60.8	- 8.8	636	2.7	-124	2.8	-127	+1.6
Bischofshofen . . . .	73.9	+ 3.8	556	2.7	-101	2.8	-103	+0.9
Golling . . . . .	94.5	0	474	2.7	- 91	2.8	- 93	+2.0
Hallein . . . . .	103.8	- 5.0	441	2.7	- 73			-0.8
Salzburg . . . . .	117.5	- 8.8	427	2.7	- 86			+0.6
Neumarkt . . . . .	133.6	+ 5.0	551	2.7	- 75			+0.5
Mattighofen . . . . .	150.8	- 1.2	452	2.7	- 65			-0.4
Obernberg am Inn . .	174.7	+12.4	352	2.4	- 67	2.7	- 74	

bar die Geodäten das meistens auch gar nicht versucht haben! Man müßte jene Schwankung kennen oder doch wenigstens Anhaltspunkte haben, sie zu schätzen, entweder durch Entnahme und Verarbeitung zahlreicherer Proben — etwa nach Art der Bergleute bei Bestimmung von Durchschnittserzgehalten — oder durch spezielle gravimetrische Messungen<sup>1)</sup>. Bearbeitet man — wie hier beabsichtigt — die Schwere-

<sup>1)</sup> Es muß hervorgehoben werden, daß bei den hier angeführten Messungen im Tauerntunnel unmittelbar bestimmte Gesteinsdichten in

messungen für ein größeres Gebiet nachträglich, so kann man diese Lokaluntersuchungen nicht mehr nachholen. Es bleibt nur der Ausweg, für die geologisch unterschiedenen Gesteinsarten die sonst angegebenen Dichten einzusetzen. Nur ergibt sich hier die neue Schwierigkeit, daß die Dichten, welche in der Literatur für die einzelnen Gesteinsarten angegeben werden, weit voneinander absteigen und daß — oberflächlich angesehen — der Unterschied in der Dichte zwischen zwei bestimmten Gesteinskörpern (wie er für unsere Rechnung in erster Linie wichtig ist) beinahe unbestimmbar wird, indem er in manchen Fällen aus der Literatur sowohl als + wie als — belegt werden könnte! Daher müssen wir auf die Grundlagen eingehen.

Von gesteinsbildenden Mineralien kommen die allerleichtesten (um 2.2 etwa) für die Schwerstörungen nur in seltenen Fällen in Betracht (Salz, Gips) oder nur als charakteristisch für eine dünne Schicht, wie Kaolin, Hydrargyllit und andere Mineralien der Verwitterungszone, die — neben der lockereren Packung selbstverständlich — die geringe Dichte der jüngsten geologischen Bildungen bedingen. Aber selbst in diesen nimmt die Dichte mit der Tiefe (Pressung, zunehmende Diagenese: Schiefertone, Tegel, zementierte Sande usw.) nicht unbeträchtlich zu, es wird meistens nicht richtig sein, das in der lockeren Oberflächenschicht ermittelte Raumgewicht z. B. in die BOUGUERSche Formel einzusetzen. Im eigentlichen „Gebirge“ sind die leichtesten Mineralien

Kali-Feldspat (Orthoklas) 2.53—2.58,

Quarz 2.5—2.8; rein 2.653;

daran schließen sich, als immerhin noch leicht zu bezeichnen

Plagioklas: rein Natron-Feldspat 2.624 bis Kalk-Feldspat 2.758,

Chlorite 2.55—2.78,

Kalk 2.6—2.8; rein 2.74;

mäßig schwer sind die Glimmer:

Muskovit 2.76—3.1,

Biotit 2.8—3.2

und der Dolomit 2.85—2.95; rein 2.90.

Dagegen sind sehr schwer, über 3.0, zum Teil stark darüber, alle Rechnungen gezogen worden sind und daß die gewählte Verbindung von Tunnel- und Bergstationen geeignet ist, die wirkliche Gesamtmasse des dazwischen liegenden Gebirges zu ermitteln. Aber leider sind in der vorläufigen Veröffentlichung nur die nackten Schlußziffern, ohne Angabe der Berechnungsweise, mitgeteilt, so daß eine Diskussion derselben in der angedeuteten Weise noch nicht möglich ist.

sonstigen, die dunkeln und auch die anderen Neben- und Übergemengteile der Gesteine: Hornblenden und Pyroxene, Granat, Staurolith, Olivin, Zoisit, Epidot, Turmalin, Andalusit — Sillimannit — Disthen, Apatit, Titanit, Spinell, Chloritoid, Flußspat. Und besonders schwer (über 4.0) die mit den dunkeln Gemengteilen so oft und reichlich vergesellschafteten Erze (Pyrit, Magnetit, Hämatit, Ilmenit usw.), Zirkon, Rutil u. a. Damit werden die Dichteverhältnisse der verschiedenen Gattungen der Gesteine leicht verständlich; im besonderen wird es möglich, zu schätzen, wie sich die Dichten zweier bestimmter Gesteine zueinander verhalten werden, sofern nur deren Mineralbestand bekannt ist; und vielleicht nicht einmal mit viel größerer Unsicherheit, als einer zufallsmäßigen Probenentnahme anhaften würde. Natürlich auf die nackten Gattungsangaben („Gneis, Glimmerschiefer u. dgl.“) darf man nicht beschränkt sein, die Dichten variieren in jeder dieser Gattungen so weit, daß stark übergreifende Zweifelszonen entstehen.

Die leichtesten Gesteine<sup>1)</sup> müssen nach den gegebenen Daten über die Dichten der gesteinsbildenden Mineralien jene sein, in denen Quarz und Alkali-Feldspate herrschen: Granite (2.6—2.7) und — vielleicht mit einer ganz schwachen Verdichtung<sup>2)</sup> — die von ihnen abstammenden Orthogneise (Alkali-Feldspatgneise GRUBENMANN 2.62 bis 2.74) und anschließend alle jene Gesteine, die von Granitmagma durchtränkt worden sind. Das ist, alles zusammengenommen, ein beträchtlicher Teil des eigentlichen Grundgebirges. Nehmen aber solche granitkörnige Gesteine mehr Kalk-Feldspat auf, so kommen sie schon über 2.7 (Tonalit) oder, bei größerem Gehalt an dunklen Gemengteilen (Diorit), auf 2.8—2.9, und ebenso ihr metamorphes Äquivalent, GRUBENMANN'S Plagioklasgneise, auf 2.75—2.9, Dichten, die sonst nur

<sup>1)</sup> Die im folgenden benutzten allgemeinen Daten stammen aus den allbekanntesten Handbüchern von ROSEBUSCH und GRUBENMANN, die über Tauerngesteine usw. aus BECKE, FR., Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen der Zentralkette der Ostalpen, Denkschr. d. Akad. d. W., Wien, Math.-nat. Kl., 1913. 1. Hälfte, Bd. 75, S. 153ff.

<sup>2)</sup> Dabei ist ganz abgesehen von der mit mechanischer Beeinflussung Hand in Hand gehenden Verglimmerung, die natürlich gleich höhere Dichten ergibt (so bei BECKE, S. 165, 170 folgt auf die leichteren Granite und sogar Syenitgneise mit Nr. 25 ein serizitisierter Granit mit 2.714). Ich glaube aber, daß dieser Effekt auf schmale Zonen beschränkt ist, daher an und für sich in den Totalschwerewerten nicht stark zum Ausdruck kommt, und bei den Tauern nur Randzonen des Granitkerns ergreift, also einfach eine kl. Verbreiterung der ohnedem vorhandenen Zone schwerer Hüllgesteine (s. oben S. 362 bedeutet).

kristallinen Paraschiefern eigentümlich sind. In unseren Profilen, im Hochalmmassiv (im weiteren Sinn, einschließlich Ankogel, Sonnblick usw.) herrschen sehr saure Granitgesteine (vgl. BECKE S. 170/71), wie z. B. der „Forellengneis“ des Anlaufales mit 2.63, daneben kommen allerdings auch basischere Varietäten vor, Tonalit- und Syenit-Gneis (um 2.75 etwa) und gar reine Hornblendegesteine, aber in der Masse ist der Anteil dieser dunkleren und schwereren Gesteine ganz unbedeutend; wir werden nicht weit fehlen, wenn wir die Durchschnittsdichte der Granite dieses Massivs mit 2.65 in Rechnung stellen.

Um diese Granitkerne legt sich nun eine „Schieferhülle“, deren unterste Schichten<sup>1)</sup> im allgemeinen ident sind mit jenen Gesteinen, welche die Gebirgszone im Süden der Tauern bis zur Drau im übrigen aufbauen (BECKE S. 171, 192): Schiefergneise (2.75—2.95) und Glimmerschiefer (2.801—2.964); wenn leichtere Gesteine darin vorkommen, nehmen sie geringen Raum ein wie die Marmore; und die Quarzite, die häufiger sind, führen meist etwas Granat, werden also nicht besonders leicht sein; auch die jungen Eruptiva, welche diese Zone nicht selten durchbrechen, sind Tonalitabkömmlinge, oft ebenfalls Granat führend. Jedenfalls werden die leichteren Gesteine mindestens aufgewogen durch die gar nicht seltenen Amphibolite (2.9—3.0). Wir werden kaum zu hoch greifen, wenn wir dieser Gesteinsreihe, dem sogenannten „Altkristallin“, eine Durchschnittsdichte von 2.8 zuschreiben, und noch sicherer können wir die Dichtedifferenz zwischen dem „Altkristallin“ und den Tauerngraniten mit 0.15 anschlagen<sup>2)</sup>.

Schwieriger und unsicherer ist die Beurteilung und Einschätzung der Gesteinsgruppen, welche die Nordhälfte unseres Profils zusammensetzen. Zuerst am Nordrand des Granites folgt ein Streifen, der dem „Altkristallin“ der Drauzone vergleichbar ist und — schon wegen reichlichen Gehaltes an basischeren Varietäten („Flugkogel-

<sup>1)</sup> Da und dort sind auch die Randzonen des Granites verglimmert und demgemäß ebenfalls schwerer geworden. Vgl. S. 361.

<sup>2)</sup> Wenn ich in einer früheren Arbeit (Gerlands Beitr., 1929, Bd. 23, S. 76) die Dichtedifferenz von Granit und Gneis zu 0.1 angenommen und eine Erhöhung höchstens auf 0.11—0.12 [wegen eines unliebsamen Versehens steht dort im Text 1.1—1.2, in Fig. 10, S. 77 und S. 75 aber richtig  $\sigma = 0.1$ ] — für annehmbar erklärt habe, so widerspricht das nicht unserer Annahme, denn dort unter den kristallinen Schiefern des Waldviertels spielen die feldspathhaltigen Gesteine eine größere Rolle: Gneise und granitisch durchaderte Schiefer. Darum ist dort die niedrigere Schätzung am Platze.

gneis“, Floitite, Amphibolite usw.) wohl ebenso auf Durchschnittsdichte 2.8 geschätzt werden kann; aber dieser Streifen ist schmal, wenig mächtig und kommt daher nur lokal in den Schwerewerten zur Geltung. Dann folgt eine breite Zone — entsprechend dem mittleren Teil der Tauertäler, etwa Hof-Gastein bis Dorf-Gastein, die „Kalkphyllitgruppe“. Das typische Gestein enthält Kalk entweder diffus verteilt oder in Lagen, die meist ganz dünn sind, sich aber auch zu massiven Kalkbänken zusammenschließen können; lichten Glimmer, wenig Quarz, und von noch leichteren Mineralien (saure Feldspate) so gut wie nichts, seine Dichte kann kaum unter die des Kalkes (2.74) herabgehen. Das stimmt mit den für Tauerngesteine mitgeteilten Messungen: Kalkglimmerschiefer von Mallnitz 2.718 (BECKE S. 193) und von Prettau-Ahrnthal 2.814 (ROSENBUSCH S. 630) überein<sup>1)</sup>. Neben diesem Hauptgestein kommen in der Serie vor: Quarzite, die vermutlich leichter aber nicht allzu häufig sind, und jedenfalls aufgewogen werden von den basischen Einschaltungen („Grünschiefern“, Prasiniten, Serpentin, Chloritschiefern), dazu „Glanzschiefer“, die wohl wie andere Tonschiefer an 2.8 haben werden. Nach alledem kann ich mich nicht entschließen, das Durchschnittsgewicht der „Kalkphyllitgruppe“ niedriger als 2.75 anzusetzen; die Differenz gegen den Granit also zu  $\sigma = 0.1$ .

Die weiter nördlich folgenden „Pinzgauer Phyllite“ unterscheiden sich hauptsächlich durch Fehlen des Kalkes; vielleicht etwas mehr Quarz, dafür aber auch mehr Glimmer und mehr Eisengehalt, sind also um eine Kleinigkeit schwerer einzuschätzen:  $\sigma = 2.8$ . Und das muß auch für den Sockel der Kalkalpen gelten, die ja auf solchem Phyllit liegen, und in ihren tieferen Schichten auch reichlich Dolomit ( $\sigma = 2.9$ ) haben<sup>2)</sup>. Für die oberen Teile (etwa den Hochgebirgskalk des Hochkönig), die reinerer Kalk sind, mag eine etwas tiefere Schätzung zutreffen.

Die derart gewonnene Schätzung der Durchschnittsdichten für die großen Gesteinskörper, die in unserem Profil geologisch unterschieden werden können, mag mit beträchtlichen Fehlern behaftet sein, sie genügt aber für den Zweck, für den sie in erster Linie vorgenommen worden ist, nämlich für eine — wenn auch vorerst nur über-

<sup>1)</sup> GRUBENMANN (S. 152) gibt Kalkglimmerschiefer vom Simplon 2.75 und 2.73, was dazu stimmt, aber auch Kalkphyllit von Tarasp und wieder vom Simplon, beide mit 2.67 (?).

<sup>2)</sup> Diese hohen Dichteschätzungen stützen sich nicht unwesentlich auf die Schweremessungen. Vgl. S. 390.

schlagsmäßige — Bestimmung der Schwerestörungen, welche von eben jenen verschiedenartigen Gesteinskörpern verursacht werden. Denn deren Umgrenzung ist selbst an der Erdoberfläche — teils einfach deswegen, weil eine genaue Detailkartierung fehlt, zum Teil aber auch, weil wirklich nicht ganz scharfe Trennung statthat, sondern Übergänge, Wechsellagerungen u. ä. sich einschalten — nicht sehr genau bestimmt, gegen größere Tiefen zu kann sie nur auf Grund theoretischer Extrapolationen und daher nur in den größten Zügen gegeben werden. Die Unsicherheiten, welche aus dieser Quelle für die Massenberechnung sich ergeben, sind in der Größenordnung kaum geringer als die Unsicherheiten in der Dichteschätzung — eher im Gegenteil größer —, und daher können letztere vorläufig als für diesen Zweck genügend angesehen werden.

Die Dichteschätzung kommt allerdings noch an einer zweiten Stelle in die Rechnung, nämlich bei der Bestimmung des Reduktionsgliedes nach BOUGUER. Offenbar kann nun eine bestimmte Materialkonstante in ein und dieselbe Deduktion immer nur mit einem und demselben Wert eingesetzt werden, die BOUGUER'schen Schwereanomalien, welche wir mit den aus der theoretischen Tektonik folgenden Störungswerten vergleichen wollen, müssen mit der gleichen „Gesteinsdichte“  $\sigma$  berechnet sein wie die letzteren. Mit anderen Worten, wir müssen die in der Literatur angegebenen Werte der BOUGUER'schen Anomalie entsprechend korrigieren, wenn die in den Tabellen ja immer mit angegebene Untergrundsdichte, mit welcher die BOUGUER'sche Reduktion dort berechnet worden war, von unserer Schätzung der Gesteinsdichte — wie wir sie eben zur Störungsrechnung verwenden wollen — abweicht. Die BOUGUER'sche Reduktion pflegt man nach der Formel  $2\pi G\sigma h$  zu berechnen, und somit ist die Verbesserung des Wertes der BOUGUER'schen Anomalie ( $g''_0 - \gamma_0$ ) zu setzen

$$\Delta g''_0 = -4.189 \cdot 10^{-7} \cdot \Delta\sigma \cdot h,$$

wobei  $h$ , die Meereshöhe der Station, im absoluten Maßsystem, in cm angegeben wird, und  $\Delta\sigma = \sigma_1 - \sigma_0$  die Differenz der neugeschätzten Gesteinsdichte  $\sigma_1$  weniger der Dichte  $\sigma_0$  ist, wie sie in der alten Tabelle zu finden ist. (Wenn die neu angenommene Dichte größer ist als die alte — was bei der früher bestandenen Vorliebe für die Ziffer 2, 4 usw. oft der Fall sein wird —, so wird  $\Delta g''_0$  negativ, und  $g''_0 - \gamma_0$ , das in den Alpen immer negativ ist, bekommt größeren Ziffernwert.)

Die Korrekturen, welche wir demgemäß an den  $g''_0 - \gamma_0$  anbringen, betragen in den meisten Fällen (vgl. Tabelle I) nicht mehr

als 3—5 Milligal, ihre Unsicherheit muß daher wohl unter  $\pm 0.001$  bleiben, also jedenfalls unter dem Betrag des mittleren Fehlers, welcher den Schweremessungen ohnedem anhaftet<sup>1)</sup>. Formell ist darin sicher eine Verbesserung zu sehen, auch geologisch scheinen mir die daraus folgenden Verschiebungen in den Ziffernreihen nicht unplausibel, allerdings kann man von diesem Gesichtspunkt aus in all den Fällen geringen Betrages der Korrektur nicht viel Entscheidendes sagen, nur bei den Stationen, wo unsere Korrektur höhere Beträge erreicht, kann die geologische Diskussion mit Erfolg angreifen. Hierher gehört die Station Hochkönig (— 0.012), und da ist es sicher geologisch eine Verbesserung, daß diese dadurch mit Station Bischofshofen auf ein Niveau kommt<sup>2)</sup>, denn soweit irgend Anhaltspunkte vorliegen, ist die geologische Position beider nahezu die gleiche, und soweit Vermutung auf eine verborgene geologische Sonderbeeinflussung besteht, so müßte dies beide Stationen ziemlich gleich treffen. (Vgl. die bezeichnete Diskussion auf S. 390.) Ziemlich dasselbe gilt für die Station Berchtesgaden (Korrektur — 0.009); auch hier ist es geologisch recht annehmbar, daß die Ziffer der Schwereanomalie dieses Ortes mehr in die Reihe der übrigen Nachbarstationen rückt, und die Ausnahmestellung von Hallein nur abgeschwächt wiederholt wird. In diesen beiden Fällen, welche wegen des großen Betrages der Korrektur einer geologischen Nachprüfung am ehesten zugänglich sind, ergab diese also, daß die Korrektur dem Sinn nach sicher plausibel ist und auch dem Betrag nach nichts Unwahrscheinliches vorstellt. Und das Ergebnis dieser Stichprobe spricht wohl auch für die anderen weniger auffälligen Verbesserungen<sup>3)</sup>.

<sup>1)</sup> Für die Messungen von 1910—1912 liegt eine Mitteilung über die Genauigkeit nicht vor. Wenn ich recht berichtet bin, ist mit sehr modernen Methoden gearbeitet worden; aber auch dann ist die Annahme eines mittleren Fehlers von  $\pm 0.001$  das Äußerste.

<sup>2)</sup> Hierbei wurde nur das BOUGUER'sche Glied verbessert, die „topographische Korrektur“ — welche in der Publikation nicht angegeben ist, aber wohl unschwer wenigstens schätzungsweise hätte herausgezogen werden können und bei einer Gipfelstation nicht klein sein wird —, blieb ungeändert; denn da es sich dabei um die höchsten Teile der Gebirgsmasse handelt, die vorwiegend aus Kalk bestehen, ist es besser, deren Anziehung mit Dichte 2.7 zu berechnen, während für BOUGUER, wo es sich um Dolomit und Phyllit des Sockels handelt, 2.8 richtiger ist.

<sup>3)</sup> Es ist kein Widerspruch, wenn ich bei einer früheren Untersuchung über Schwereverhältnisse von einer ähnlichen Verbesserung des BOUGUER'schen Gliedes abgesehen habe. Das galt für die „verhältnismäßig geringen

## II. Zur Deutung der Schwermessungen.

### a) Allgemeines.

In neuerer Zeit ist der STOKESSche Satz überraschend weit bekannt geworden — selbst bei Geologen; aber wenn die Verbreitung von Ergebnissen der exakten Wissenschaft im allgemeinen immer zu begrüßen ist, kann in diesem besonderen Fall das Bedenken nicht unterdrückt werden, die Übernahme des Satzes, daß aus der Kenntnis der Schwereverteilung an der Oberfläche die Massenverteilung im Innern der Erde nicht eindeutig bestimmt werden kann, bedeute vielfach kaum mehr, als daß ein anfänglich übertrieben hochgespanntes Zutrauen zu den Schwermessungen ins Gegenteil hinübergependelt wäre — ebenfalls nur wenig begründet. Nun, der STOKESSche Satz, soweit er vom Innern handelt, bedeutet wohl kaum mehr als die triviale Feststellung, daß die bloße Angabe einer Summe (Resultierenden) natürlich nicht hinreicht, um über Zahl und Größe der Summanden (Komponenten) Auskunft zu geben. Demnach ist es wohl klar, daß z. B. Wägungen, die man längs einer einzigen Profil-Linie (praktisch gesprochen an einigen wenigen Punkten dieser Linie) veranstaltet hat, eben auch nur gewisse Bruttoziffern für die darunterliegenden Massen geben können, aber nicht all die Einzelheiten, wie sich all diese Massen über die Profil-Fläche verteilen<sup>1)</sup> usw. Wohl aber ist das Umgekehrte „Stationshöhen“ des dort behandelten Gebietes (Gerlands Beitr. 1929, Bd. 23, S. 50). In den Hochalpen (mit Gipfelstationen usw.) ist das BOUGUERSche Glied groß, und da mußte die Verbesserung versucht werden.

<sup>1)</sup> Man könnte einwenden, daß der zweite Teil des STOKESSchen Satzes ganz das Gegenteil angäbe, nämlich daß die Kenntnis der Schwere auf der Erdoberfläche genüge, um die Verteilung der Schwerebeschleunigung im ganzen Außenraum eindeutig zu bestimmen. Aber da handelt es sich um ganz etwas anderes, um den „äußeren Raum“, in dem definitionsgemäß keine Masse, also keine Energiequelle drin ist, und demnach an Gravitationsenergie nur das, was durch jene trennende Oberfläche durchfließt. Wenn man jenen Energiefluß nach Maß und Richtung genau kennt, muß man wohl ableiten können, was damit ausgerichtet wird. — Es ist recht nett, daß man diese an und für sich einleuchtenden Sätze auch strikt mathematisch beweisen kann, vielleicht auch notwendig. Denn daraus können sich neue Beziehungen ergeben, wie z. B. beim STOKESSchen Satz die zur Form der Niveauflächen, die vielleicht nicht so elementar evident sind. Aber für den Laien, und vielleicht auch sonst, ist es zum Verständnis nicht ohne Vorteil, sich den einfach anschaulichen Kern herauszuschälen, der unter solchen nicht gerade allgemein verständlichen Deduktionen steckt. Als Vorbild kann da jene einfache und lichtvolle Erläuterung dienen, welche MACH für den Inhalt der LAPLACE-POISSON'schen Differentialgleichung gegeben hat.

möglich, nämlich durch solche „Bruttowägungen“ die Vorstellungen über Massenverteilung zu kontrollieren, die aus den geologischen Beobachtungen an der Erdoberfläche für die tieferen Schichten abgeleitet worden sind. Man kann eben auf unsere doch recht oberflächlichen Kenntnisse von der Erdkruste manchmal mehrere, oft recht verschiedene „Ultratektonische“ Extrapolationen aufbauen, zwischen denen heute die Geologen nach ihren respektiven — hypothetischen — Anschauungen über den „Mechanismus der Gebirgsbildung“ entscheiden. Wenn derartige verschiedene — vorerst geologisch gleichberechtigte — Gedankengebäude merkliche Unterschiede in der unterirdischen Massenverteilung involvieren, geben die Schwermessungen ein objektives Merkmal, diejenigen auszuschließen, welche der Natur sicher nicht entsprechen. Und da als geologisch möglich doch immer nur eine geringe Zahl von tektonischen Konfigurationen gelten kann, so wird eine sorgfältige Diskussion der geologischen und der gravimetrischen Daten in günstigen Fällen auch ein eindeutiges positives Ergebnis liefern. Auf alle Fälle ergibt sich, ob und inwiefern bestimmte, auf geologische Daten gestützte Auffassungen des Gebirgsbaues mit den Schwermessungen verträglich sind; und das ist immer eine gewisse Bestätigung ihrer Realität.

Eine allzu hohe Genauigkeit wird man bei dieser Prüfung heute überhaupt noch nicht fordern können, im besonderen Fall kann nach der vermutlichen (leider nicht angegebenen) Genauigkeit der einzelnen Schwermessungen und dem gegebenen Stationsabstand<sup>1)</sup> mehr als

<sup>1)</sup> Ich habe andernorts (SCHWINNER, R., Über den Horizontalabstand von Pendelstationen, Zeitschr. f. Geophysik, Jg. 6, 1930, S. 111—114) darauf hingewiesen, daß Genauigkeit der einzelnen Messung und Stationsabstand aus Zweckmäßigkeitsgründen in gewissem Verhältnis stehen sollen. Hier können wir durch Umkehrung jener Gedankengänge den Schluß ziehen, daß die uns vorerst nicht bekannte Messungsgenauigkeit für die kürzeren Stationsabstände gerade noch hinreichte. Ich habe da z. B. Böckstein-Station und -Haltestelle im Auge, mit 0.009 Differenz, auf einem Horizontalabstand, der ja erst genauer angebar wäre, wenn angegeben würde, wo in den recht weitläufigen Anlagen von Böckstein—Anlaufthal der Apparat gestanden, der aber 2 km nicht wesentlich überschritten haben kann, und das in einer Gegend, wo geologische Gründe für einen Sprung in  $g$  durchaus nicht gefunden werden können. Die wirkliche Differenz kann höchstens 0.003 bis 0.004 sein; und da ist klar, daß, wenn die beiden Fehler, die jetzt unglücklicherweise beide mit + in Rechnung gekommen sind, beide das entgegengesetzte Vorzeichen bekommen hätten, der scheinbare Gradient umgekehrt worden wäre. Und das hätte wieder den Geologen arg irreführen können, etwa zur Annahme einer verborgenen basischen Intrusion längs den Gasteiner Thermalspalten!

eine Aufklärung der Hauptzüge des Gebirgsbaues billigerweise nicht verlangt werden. Demgemäß darf der Arbeitsvorgang vereinfacht werden. Ich benutze also zur Bestimmung der Attraktion der angenommenen Massenordnungen jene Schaulinien, welche ich 1929<sup>1)</sup> für die Anziehung von langen Prismen gegeben habe. Die Fehler, welche beim Abgreifen der Koordinaten entstehen, bleiben meines Erachtens in den meisten Fällen wesentlich hinter jenen Fehlern zurück, mit denen die in Vergleich zu ziehenden Messungsergebnisse behaftet sind<sup>2)</sup>. Bedenklicher ist die Annahme, daß die störenden Massen als lange, senkrecht zum Profil ausgedehnte Prismen angesehen werden können. Das wird manchmal von der Wirklichkeit stark abweichen: z. B. können die Granite nur im Sonnblickgebiet als weithinstreichende Platten angesehen werden, im Hochalmgebiet bilden sie dagegen eine rundliche Masse. Dagegen werden die Abgrenzungen zwischen den schichtigen Gesteinen jenem Prismenmodell meistens gut entsprechen. Im ganzen wird die Berechnung nach den Prismenformeln den berechtigten Ansprüchen an Genauigkeit genügen<sup>3)</sup>, besonders wenn im Bedarfsfall — für stark abweichende lokale Konfigurationen — passende Korrekturen schätzungsweise angebracht werden.

Die wesentlichsten Bedenken kann erregen, daß unsere Störungsrechnung und die Diskussion überhaupt durchgeführt wird unter der Annahme — im horizontalen — ebener Massenkonfigurationen, oder mit anderen Worten: unter Vernachlässigung der allgemeinen Erdkrümmung ebensowohl als der speziellen Undulation des Geoides im Gebirge. Nun, das erste, die Vernachlässigung der Erdkrümmung, wird unsere Diskussion nicht merkbar schädigen: das Profil hat im ganzen eine Bogenlänge von  $1\frac{1}{2}^\circ$  in  $\varphi$ , und ferner sind (wie aus der Aufstellung S. 394/5 hervorgeht) beispielsweise die Anteile der

<sup>1)</sup> Gerlands Beitr., Bd. 23, S. 66, 67, 69, 85.

<sup>2)</sup> Auf Tafel I und Fig. 8 (a. a. O., S. 66/67), die wir hauptsächlich benutzen werden, kann man Zehntel Milligal noch ganz gut schätzen, dann ist zu bedenken, daß die zugrunde gelegten Dimensionen der Stufe verhältnismäßig groß sind, für alle maßstäblich kleineren Massenkonfigurationen daher die Ziffern durch Verkleinerung gewonnen werden, wobei auch der Fehler kleiner wird. In den meisten Fällen dürfte sich das selbst in der Gesamtergebnisse der berechneten Störung nicht höher aufsummieren als auf  $\pm 0.001$  oder höchstens  $\pm 0.002$ , eine Genauigkeit, welche die Messungen nicht so häufig haben werden.

<sup>3)</sup> Es sei hier noch darauf hingewiesen, daß JUNG (Zeitschr. f. Geophysik, Jg. 3, 1927, S. 278ff.) den Vergleich zwischen „zweidimensionalen“ und rotationssymmetrischen Massenordnungen durchgeführt hat.

an der Drau supponierten Störungsmassen an dem Schwerewert, wie er am Inn gemessen werden kann, brutto nicht sehr groß (um die 0.010), und eine Änderung um einige Prozent, wie sie der Verschwenkung um einen so kleinen Winkel entsprechen würde, kommt bei den nun einmal festgelegten geringeren Genauigkeitsansprüchen nicht in Betracht. Übrigens muß hier gleich bemerkt werden, daß eine speziellere Behandlung jenes Profilverteiles nördlich von Salzburg nicht im Plan dieser Arbeit liegt, einfach deswegen, weil hier mit dem Tertiär der Randsenke, dem Schäringer Granit und dem sonstigen Bau der Randzone der Böhmisches Masse Probleme ins Spiel kommen, die nicht so nebenbei an die Diskussion des Tauernbaues angehängt werden können. Das betreffende Gebiet ist nur in dem Sinn in Berücksichtigung gezogen worden, als von dort aus Störungen im eigentlichen Untersuchungsgebiet verursacht werden könnten.

Sorgfältigere Überlegung erfordert dagegen die Spezialundulation des Geoides, welche höchstwahrscheinlich durch die Tauernkette hervorgebracht wird, ein störendes Moment, dessen Bedeutung erst in neuerer Zeit durch HOPFNER<sup>1)</sup> ins rechte Licht gesetzt worden ist. Der Einfluß dieser Störung ist nicht bloß darin zu sehen, daß Abgrenzungen, die wir als Ebenen in Rechnung gezogen, eigentlich schwach gekrümmt sind, sie betrifft in erster Linie die Grundlagen der ganzen Diskussion, den Betrag, welchen die gebräuchliche BOUGUERSche Reduktion als Schwereanomalie erscheinen läßt. Jene Reduktion wird vorgenommen mit jener Ziffer für die Meereshöhe, die sich aus den gewöhnlichen geodätischen Operationen ergibt, es ist — wenn wir von Korrekturen höherer Ordnung, wie wegen der Variationen im Abstand der Äquipotentialflächen, in der Richtung des Lotes usw. hier absehen — eine Reduktion auf die Äquipotentialfläche des Meeresniveaus, wie sie etwa durch Nivellieren übertragen werden könnte. Die so reduzierte Schwere vergleicht man nun mit der „Normalschwere“  $\gamma_0$ . Diese ist aber durch eine Formel gegeben, die sich auf ein (rotations-)ellipsoidähnliches Niveausphäroid bezieht. Man vergleicht dabei also eigentlich Schwerewerte, die nicht verglichen werden sollten, weil sie sich auf verschiedene Punkte beziehen! Das schadet wenig, solange das wirkliche Geoid und das supponierte Niveausphäroid ungefähr parallel ver-

<sup>1)</sup> Neben den vielen einschlägigen Arbeiten, die HOPFNER in Gerlands Beiträgen (vom Bd. 19 ab) veröffentlicht hat, mache ich aufmerksam auf eine allgemeinverständliche und zugängliche Darstellung von ihm in Petermanns Geogr. Mitteil. 1930, S. 10—14.

laufen; unsere Diskussion bezieht sich nämlich nicht auf die sogenannten BOUGUERSchen Anomalien ( $g''_0 - \gamma_0$ ) selbst, sondern auf die Unterschiede (Differenzen) solcher Schwereanomalien; es fällt daher ein derartiger Fehler — solange er konstant bleibt — von selbst heraus. Dagegen muß eine lokale Hebung des Geoides (im Verhältnis zu der regelmäßigen geometrischen Figur des Niveausphäroides) in den nach BOUGUER reduzierten Schwerewerten als Minusanomalie zum Ausdruck kommen, was erstens der Definition nicht entspricht, welche von jener Reduktion gegeben wird, und zweitens nicht mit jenen Anomalien zusammengeworfen werden darf, die wir durch lokale Störungsmassen im Tiefbau<sup>1)</sup> erklären wollen. Eine Berechnung dieses Effektes der Anziehung einer Gebirgskette ist heute direkt nicht möglich, man kann ihn näherungsweise ableiten, wenn ein sogenanntes astronomisches Nivellement zur Verfügung steht — was für die Tauern leider nicht der Fall ist (aber lebhaft zu wünschen wäre!) Um trotzdem zu einer ungefähren Schätzung zu kommen — wie sie hier fast notwendig ist —, gehe ich von der Annahme aus, daß die lokale Lotabweichung in den Tauern kaum viel größer sein kann, als sie auch sonst in den Alpen beobachtet worden ist<sup>2)</sup>, d. h. nicht größer als  $1/2'$  (im

<sup>1)</sup> Natürlich, jene Störungsmassen im Tiefbau stören ihrerseits das Geoid ebenfalls, aber sie erzeugen von jenen Undulationen des Geoides sicher nur einen kleineren Bruchteil — wenn sie nicht gar eher abschwächend darauf wirken. Jene Wellungen des Geoides werden hauptsächlich verursacht von den Massen ober dem Meeresspiegel, welche die BOUGUERSche Reduktion entfernt, bei welcher Rechenoperation die Horizontalkomponente ihrer Attraktion eine Berücksichtigung überhaupt nicht finden kann. Genauer gesagt sind es von diesen wieder nur die Massen der Berge, die sich über das mittlere Niveau erheben, welche den Löwenanteil der Lotablenkung liefern. (Vgl. NIETHAMMER, TH. & A. LALIVE, *Deviations de la Verticale et Isostasie, Travaux astronomiques et géodésiques exécutés en Suisse*, vol. XVII, S. VI. Bern 1925.)

<sup>2)</sup> ANDERS, L., *Ein astronomisches Nivellement im Meridian von Laibach*, Mitteil. d. Milit. Geograph. Institutes, Wien 1919, gibt als vergleichbares Datum (S. 241) am Südfuß der Steiner Alpen — also bei recht hochalpinem Relief — eine Lotablenkung von  $23''$  an. Von den Schweizer Stationen, welche NIETHAMMER und LALIVE (l. c. s. Anmkg. 1) bearbeitet haben, sind die meisten geologisch schwer zu deuten, jedoch ist darunter auch eine Angabe über den Alpenabfall vom Gotthart nach Süden, der mit dem Südabhang unserer Tauern wohl zu vergleichen ist. Hier (a. a. O., S. 96 ff.) wird als beobachtet angegeben zwischen Gotthart und Mte. Generoso eine Differenz der Lotablenkung von  $27''$ . Allerdings meinen NIETHAMMER und LALIVE, daß diese Anomalie, weil sie den gewöhnlichen Berechnungs- = Erklärungsmethoden trotzt, auf „perturbations locales“ zu beziehen wäre (a. a. O.,

Bogenmaß: 0.000145), dann kann die maximale Hebung des Geoides zwischen Drau und Salzach in der Größenordnung kaum über das Dekameter hinausgehen (wie es HELMERT aus anderen Überlegungen für die Alpenkette als Ganzes geschätzt hatte); 10 Meter bedeuten nun in Freiluftreduktion<sup>1)</sup> rund  $0.003 \text{ cm/sec}^{-2}$ , bei Berücksichtigung der BOUGUERSchen Attraktion würde es sogar noch um  $1/3$  weniger betragen (0.002). In unserer weiteren Rechnung kann das wohl damit genügend Berücksichtigung finden, wenn wir die störenden Massen mit einer gewissen Zurückhaltung annehmen, so daß ein gewisser Teil der BOUGUERSchen Minusanomalie „unbedeckt“ bleibt, welcher Rest dann auf das Konto der Geoidhebung unter den Tauern geschrieben werden kann. Es wird sich auch hier wieder zeigen<sup>2)</sup>, „daß man mit den Annahmen über Dichte und Dimensionen der störenden Massen nahe an die oberen Grenzen dessen gehen muß, was geologisch und geophysikalisch bei vorsichtiger Erwägung aller Umstände noch als plausibel bezeichnet werden kann.“ Und da kann es nur als vorteilhaft erscheinen, wenn die Vorstellung der Hebung des Geoides, entsprechend der Gebirgskette, ein gewisses Zurückbleiben supponierter Störungen hinter den Messungen sanktioniert.

#### b) Der „Massendefekt“ der Alpenkette.

Der augenfälligste Zug des Schwereprofils der Hohen Tauern ist folgendes: An und unmittelbar nördlich der Drau ist die Schwereanomalie (immer nach BOUGUER) rund — 80, dann steigt sie S. 101), worüber ich ohne spezielle Untersuchung dieser schwierigen Materie mich vorläufig nicht äußern möchte. (Ich möchte hier nur noch darauf aufmerksam machen, daß für den Nordabfall Gotthart—Rigi nicht einmal die Hälfte der für den Südabfall gegebenen Lotablenkung beobachtet wird, eine Einseitigkeit, die hier auch in den Schwereanomalien auffällt und die auch sonst die Hauptkette der Zentralalpen zu kennzeichnen scheint — auch in unserem Tauernprofil; vgl. S. 372.) Dafür, daß die Tauern-Lotstörung über das gebräuchliche Maß nicht stark hinausgehen kann, spricht auch die Überlegung, daß das sonst den Ingenieuren im Tauerntunnel fast handgreiflich hätte auffallen müssen (in Verkürzung der vorausberechneten Tunnellänge).

<sup>1)</sup> Wenn auch der vertikale Schwerkraftgradient hier nicht gemessen worden ist, so kann er doch nach dem Satz, daß sich  $V$  und seine erste Ableitung nur stetig ändern, von seinem sonst angenommenen Wert nicht um einen Betrag abweichen, der für unsere Überschlagsschätzung von Bedeutung wäre.

<sup>2)</sup> Vgl. Gerlands Beitr., 1929, Bd. 23, S. 88.

schnell ab und erreicht bei 40 km (wieder immer nördlich von der Drau gemeint, wie in der Tabelle) auf der Linie Böckstein—Bodenhaus als Minimalwert — 152 bis — 155; steigt nun langsamer wieder an, erreicht an der Salzach (60 km) — 120 und am Alpenrand (120 bis 130 km) wieder, wie an der Drau, — 80. Dieses beträchtliche BOUGUERSche Minus ist bekanntlich auf allen bisher gemessenen Alpenprofilen festgestellt worden, ja auch die eigentümliche Asymmetrie: Süden steil, Norden allmählich abnehmend, fand sich in den Alpen ziemlich allgemein. Demnach kann man dafür wohl auch eine allgemeine Erklärung fordern.

Dazu paßt die Vorstellung isostatischen Gleichgewichtes nach AIRY, die sich auch sonst ohne Schwierigkeit in die Gedankengänge von Geochemie, Geophysik, Geologie einfügen läßt. Die Orthogneise, aus denen das tiefere Grundgebirge hauptsächlich besteht, kann man ohne weiteres als das eine, das saure Differentiationsprodukt der geochemischen Entwicklungsreihe ansehen, und die daraus gebildeten „Sial“-Blöcke müssen dann auf dem zurückgebliebenen basischeren Restmagma oben ebenso flottiert haben, wie die silikatischen Schlacken auf der Kupfersulfidschmelze im Flammofen. Je höher einer der Blöcke nach oben aufsteigt, desto tiefer mußte er nach unten in das schwerere Substratum tauchen, ob nun die Blöcke von Anfang an verschieden mächtig gewesen waren, oder wenn sie — wie bei den jungen Kettengebirgen — durch die spätere Zusammenstauung verschiedene Mächtigkeiten bekommen haben, gerade so, wie man das heute im kleinen an Packeis und Eisbergen sieht, die sich nach ihrer wechselnden Gestalt und Größe stets in die Gleichgewichtslage flottierend einstellen. Nach Durchführung der BOUGUERSchen Reduktion muß nun jene ins schwere „Sima“ hineintauchende „Wurzel“ des Gebirges als „Massendefekt“ erscheinen, dessen Einfluß auf die Attraktion im Kartenbild der Schwere (Linien gleicher Schwereanomalie = Isogammen) als Zone der Minderschwere aufscheint.

Wenn isostatisches Gleichgewicht genau hergestellt wäre, müßte die Masse des Massendefektes genau gleich jener Masse sein, die übers mittlere Niveau als Gebirge aufragt. Bestehen aber Abweichungen vom isostatischen Gleichgewicht, so wäre es für ihre Beurteilung wichtig, zu wissen, von welcher Seite her die Erreichung jenes Gleichgewichtszustandes angestrebt worden ist. Es ist nämlich sehr wahrscheinlich, daß die Ausgleichsbewegungen in der Erdkruste, die gewaltige Widerstände, besonders auch an Reibung Fest gegen Fest,

zu überwinden haben, noch vor Erreichung völligen Gleichgewichtes steckenbleiben, und in diesem Falle bestünde zwischen den vorhandenen Abweichungen vom Gleichgewicht und der tektonischen Vorgeschichte eine Korrelation. Man kann sich da zwei Fälle vorstellen: entweder die dünne Sialhaut wäre zuerst für sich allein zusammengestaut und lokal verdickt worden — durch allgemeinen Seitendruck (die ältere Kontraktionstheorie) oder durch stellenweise Überschiebung und Überrollung von oben her (die neuere Deckentheorie), und die Einstellung in die isostatische Gleichgewichtslage würde danach durch passives Einsinken der von der Oberfläche her übermäßig belasteten Teile angestrebt, so müßte geologisch (genauer gesagt: durch Untersuchung der Gestaltung der Oberfläche, d. i. geomorphologisch) nachzuweisen sein, daß der letzte Ausklang der Bewegung ein allmählich ersterbendes (epirogenetisches) Einsinken des fertiggestellten Gebirgskörpers im ganzen gewesen sei<sup>1)</sup>, und die Abweichung der Massenverteilung vom isostatischen Gleichgewichtszustand sollten als eine gewisse Überbelastung der Zone des Gebirges in Erscheinung treten, gravimetrisch — nach durchgeführter Kompensationsberechnung natürlich — als Überschwere. Im anderen Fall, wenn man die Bilder der Unterströmungshypothese (AMPFERER) bevorzugt, so wären die Sialschollen von dem Wirbel der Verschluckungszone angesaugt und zuerst mit Gewalt hinabgezogen worden, und müßten dann nach Aufhören dieses Impulses in langsamem Emporsteigen (epirogenetisch) der isostatischen Gleichgewichtslage wieder zustreben, nach Art des archimedischen Auftriebes. Das paßt in den Hohen Tauern besser als die erste Annahme; denn nach der Oberflächengestaltung zu schließen, war der letzte Ausklang der Gebirgsbewegungen ein Emporsteigen (und Aufwölben?) des Tauernkörpers im ganzen, völlig nach Art der sonst bekannten isostatischen Ausgleichsbewegungen<sup>2)</sup>. Und was nun

<sup>1)</sup> Diese Folgerung hat ALBERT HEIM ganz folgerichtig gezogen in seiner Theorie über „Die Entstehung der alpinen Randseen“ (Vierteljahrsschr. Naturf. Ges., Zürich 1894, Jg. 39, S. 66—84). Die folgende Diskussion hat aber festgelegt, daß eine solche allgemeine „Rücksenkung“ der Alpen in den Beobachtungen nicht ausgedrückt ist; vgl. auch SCHWINNER, R., Die Oberflächengestaltung des östlichen Saganer Gebietes, Berlin 1923 (Bornträger), S. 103—105.

<sup>2)</sup> Was ich (SCHWINNER, R., Geologisches über die Niederen Tauern, Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenver., 1924, S. 35/36) über diesen Gegenstand (betreffend die Niederen Tauern) ausgeführt habe, gilt in der Hauptsache auch für die Hohen Tauern.

die Schweremessungen anbelangt, so muß man — aus den bereits oben (S. 371) angeführten Gründen — ebenfalls wieder derjenigen Annahme den Vorzug geben, welche es zuläßt, ja direkt fordert, daß nach Berücksichtigung der angenommenen Anomalien der Massenverteilung im Gebirgsbau, ein gewisser, wenn auch nicht allzu großer Rest der BOUGUERSchen Minusanomalie ohne weitere lokale Erklärung zurückbleibt.

Diese Vorstellung des isostatischen Gleichgewichts hilft uns über die sonst nicht unbedenkliche Schwierigkeit hinweg, daß ohne dieselbe unsere Rechnung ganz an einer immer rein hypothetischen Annahme über die Dichte des „Sima“, das einer unmittelbaren Untersuchung nun einmal nicht zugängliche basische Substratum, hängen würde. Dagegen folgt aus der Vorstellung des Flottierens nach dem archimedischen Prinzip die Gesamtmasse des „Massendefektes“, und auf diese kommt es bei Berechnung der Anziehung doch in erster Linie an; denn die Anziehung einer ausgedehnten Platte ist nur von der Flächenbelegung (Masse pro Flächeneinheit) abhängig, und wenn auch die „Randstörungen“ etwas von der Dicke sozusagen, mit der jene Flächenbelegung aufgetragen ist, abhängig erscheinen, so macht das nicht gar viel Unterschied, sobald die störende Platte in einigermaßen großer Tiefe liegt, und wenn die fragliche „Auftragsdichte“ nicht stark schwanken kann. Zum Beleg dessen gebe ich die Attraktionen von zwei Stufen mit gleicher Flächenbelegung, von denen A absteigt von 30 auf 40 km Tiefe, bei einem Dichteunterschied  $\sigma = 0.3$  (etwa Amphibolit-Granit), während B absteigt von 30 auf 35 km, bei einem Dichteunterschied  $\sigma = 0.6$  (etwa Eklogit-Gneis), beidemal bezogen auf einen Punkt im Meeresniveau.

Horizontalabstand des Aufpunktes von der Stufenkante in km	Attraktion in Einheiten von $10^{-3}$ cm sec $^{-2}$	
	Stufe A	Stufe B
0	62.8	62.8
10	52.0	51.0
20	42.0	41.0
30	34.7	33.0
40	29.0	27.4
50	24.6	23.0
60	21.4	20.0
70	18.8	17.4
80	16.8	15.7
90	15.1	14.0
100	13.7	12.8

Danach kann man wohl mit Sicherheit behaupten, daß im Rahmen der hier möglichen Genauigkeitsanforderungen die Hypothesen über das unzugängliche Sima und der daraus erfolgende Dichteunterschied gegen das Sial gar keine Rolle spielen. Ich rechne hier mit  $\sigma = 0.3$ , erstens, weil ich dafür mir bereits die handlichen Diagramme<sup>1)</sup> ausgerechnet habe (Gerland's Beitr. Bd. 23), und dann, weil ich das überhaupt für besser halte als die höhere Ziffer; ich kann immer noch nicht glauben, daß da unten der pure Eklogit liegt.

Unsere nächste Aufgabe muß somit sein, die Masse zu bestimmen, welche durch den Auftrieb des AIRYSchen Massendefektes getragen werden soll, bzw. da wir das Problem der Gesteinsdichte bereits eingehend diskutiert haben, das Volumen des Gebirgskörpers. Darüber, wie man eine solche Kubatur auf Grundlage eines Höhen-schichtenplanes (etwa der Plansektionen 1:25000) durchführt, ist weiter nichts zu sagen<sup>2)</sup>; für unsere Zwecke wäre das unnötig viel Arbeit, wir können die nötigen Ziffern mit hinreichender Genauigkeit einfacher gewinnen. Die fast regelmäßig fiederförmige Anordnung der Tauerntäler und -seitenkämme begünstigt die in der nebenstehenden Figur durchgeführte Näherungsmethode: über das Längsprofil eines Tauerntales (wir beschränken uns natürlich auf die beiden durchgemessenen Profillinien, Gastein — untere Möll und Rauris — obere Möll) werden die Kammlinien der beiden das Tal einschließenden meridionalen Seitengrate gezeichnet. (Ich habe — ausnahmsweise — eine fünffache Überhöhung angewendet, weil es hier nicht auf die mehr oder minder naturgetreue Veranschaulichung der räumlichen Verhältnisse ankam, sondern auf die Genauigkeit der Ausmessung.) Nun addiert man zu jeder Talstation je  $\frac{1}{5}$  der im Profil zum

<sup>1)</sup> Um unnötige Rekrimationen zu vermeiden, sei hier hervorgehoben, daß die angegebenen Ziffern natürlich auch dem erwähnten Graphikon entnommen sind. Das Abschätzen der Zehntel ist dabei mit einer gewissen Unsicherheit behaftet, und daher zeigt die Differenz der Attraktionen, in der sich diese Fehler verdoppeln können, einen ungleichmäßigen Gang. Die Hauptzüge sind aber auch da hinreichend klar. Senkrecht über der Stufenkante sind beide Attraktionen selbstverständlich gleich, dann wächst ihr Unterschied, erreicht in 30 km Horizontalabstand (= Tiefe der Stufenkante!) ein Maximum von nicht ganz 2 Milligal und nimmt dann weiterhin wieder ab. Im Unendlichen muß er natürlich wieder verschwinden.

<sup>2)</sup> Eine sehr ausführliche Zusammenstellung der Methoden bei A. PENCK, Morphologie der Erdoberfläche, Stuttgart 1894, S. 38, 73.

gleichen  $x$  gehörigen relativen Höhe der beiden Seitenkämme<sup>1</sup>). Die Ordinaten der so gewonnenen Kurve geben die mittlere Höhe eines schmalen Streifens, der in dem gegebenen Abstand westöstlich, d. i. parallel zur Gebirgsachse, streicht. Diese Kurve kann man nun weiter, nach irgendwelchen Kriterien, in Stücke teilen, und die Quadratur eines solchen Stückes gibt die mittlere Höhe der derart ausgewählten streichenden Zone.

Wie bereits gesagt: die Gliederung des Querprofils in Zonen kann man beliebig vornehmen, mehr oder weniger detailliert, je nach dem Zweck; und in unserem Falle wird es genügen, das Tauerngebirge in nur drei streichende Zonen zu zerlegen: zwei Talstrecken und den eigentlichen Wall des Hauptkammes. Wir erhalten folgende mittlere Höhen (vgl. dazu Fig. 1):

Nordrampe:			
Gastein (bis unter Wildbad)	(20 km)	1291 m	} 1300 m
Rauris („ „ Bodenhaus)	(18 km)	1325 m	
Hauptkamm <sup>2</sup> ):			
Korntauern (Wildbad bis unter Mallnitz)	(20 km)	1732 m	} 1800 m
Sonnblick (Bodenhaus bis ober Döllach)	(16 km)	2032 m	
Südrampe:			
Stufe unter Mallnitz bis zur Drau	(20 km)	1145 m	} 1300 m
Döllach—Iselsberg—Ob. Drauburg	(26 km)	1434 m	

Mittlere Höhe der Tauernkette als Ganzes:			
Profil Gastein — untere Möll	1394 m	} Mittel aus beiden 1482 m	
„ Rauris — obere Möll	1566 m		

Ohne auf das — heute auch kaum lösbare — Problem einer absoluten isostatischen Kompensation eingehen zu wollen, können wir unserer Aufgabe vollkommen Genüge tun, wenn wir die in unserem Profil vertretenen Gebirgsglieder gegeneinander, d. i. also relativ ausbalancieren. Daher ist es nicht von großer Bedeutung, was wir

<sup>1</sup> Das entspricht der Annahme, daß der Querschnitt des Tales etwa die Form einer Parabel  $y = a \cdot x^{3/2}$  habe, also ein Mittelding vorstelle zwischen dem geradlinigen Querschnitt der V-Täler und dem extremen U-Trog, der durch die nächsthöhere Parabel  $y = b \cdot x^2$  dargestellt werden dürfte. Ich glaube, daß damit die Form der Tauerntäler und -kämme so gut dargestellt wird, als man es von einer solchen einfachen und bequemen Rechnungsregel irgend nur verlangen kann.

<sup>2</sup> Gerade am Hauptkamm wird unsere Näherungsmethode leider etwas unsicherer: die Gegend südlich von Gastein ist wegen mehrfacher tiefer Durchschartung wohl unterm allgemeinen Mittel, aber das andere Profil, das über einen Gruppenkulminationspunkt geht, ist wohl noch viel mehr darüber, danach wurde das Mittel geschätzt.

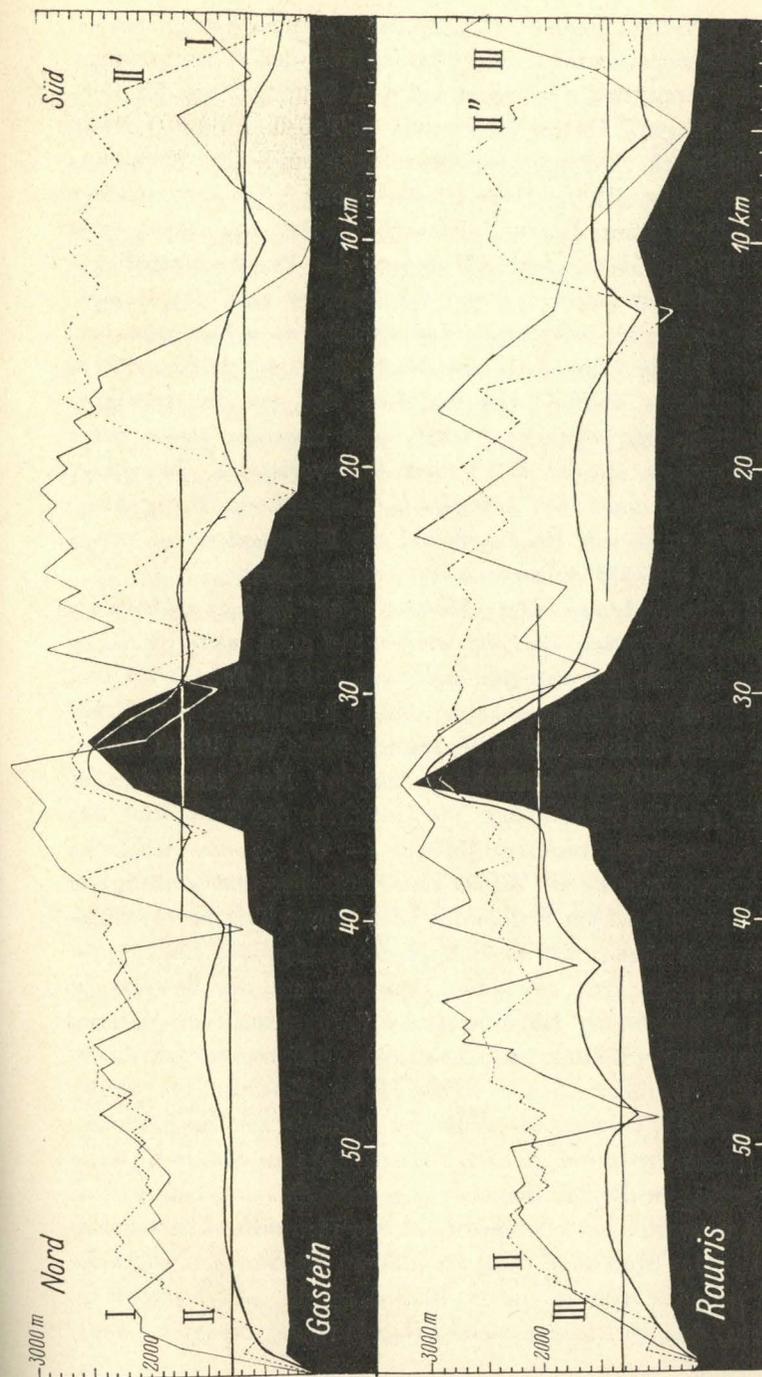


Fig. 1. Die mittleren Höhen im Tauernquerschnitt, ermittelt aus den Profilen der Seitentäler und -kämme; Abszissen in km von der Drau nordwärts gezählt. Ordinaten in m über dem Meer, 5-fach überhöht. Schwarz ausgefüllt die Talprofile: (oben) Lend—Gastein—Korntauern—untere Möll—Greifenburg; (unten) Taxenbach—Rauris—Sonnblick—obere Möll—Iselsberg—Oberdrauburg. Zickzacklinien = Kammprofile: I. Ost von Gastein und von der unteren Möll; II + II', Ost von Rauris und von der oberen Möll (fällt nur z. T. mit dem vorigen zusammen); III, West von Rauris und der oberen Möll. Die Kurve (Ordinate des Talprofils + je  $\frac{1}{2}$  der beiden zugehörigen Kammordinaten) gibt die mittleren Höhen von schmalen Streifen parallel zum Gebirgsstreichen. Die horizontalen Geraden sind die mittleren Höhen von breiten Zonen; Nordrampe, Kamm, Südrampe.

als Normal- oder Null-Lage ansehen wollen. Am nächsten liegt es, dafür die Stationen zu wählen, die nördlich von der Alpenrandüberschiebung und vermutlich also schon auf dem Grundgebirge der Böhmisches Masse liegen. Davon finden wir in Tabelle I fünf (Laufen, Eggelsberg, Simbach, Mattighofen, Obernberg), und das Mittel aus ihren Meereshöhen ist 412 m. Dann ist das Gebirge, das sich zwischen Salzach und Drau über dieses Nullniveau erhebt, äquivalent einer Platte von 1070 m Mächtigkeit. Nachdem die Durchschnittsdichte des Gesteins sicher zwischen 2.7 und 2.8 liegt, so muß der Massendefekt von der Dichte  $\sigma = 0.3$  (Sima—Sial), welcher diese Last ausbalancieren soll, als Platte angesehen, eine Mächtigkeit von 9630—9990 m haben. Mit anderen Worten: Der Sialblock, der das Tauerngebirge (zwischen Salzach- und Draulinie) trägt, muß ungefähr 10 km tiefer ins Sima eintauchen als der Block des Alpenvorlandes. Bei dieser einfachen Annahme muß der Auftrieb noch sicher ein wenig überwiegen, wie wir es ja mit Rücksicht auf die Hebungstendenz dieses Blockes oben (S. 373) für wünschenswert erklärt haben.

Eine Zwischenfrage: Der „Massendefekt“ ist hier einfach als Platte eingeschätzt worden, und wir werden ihn auch weiterhin so in Rechnung ziehen, mit der einzigen Änderung, daß in Tabelle III und Figur 3 der Nordabfall in zwei Stufen zu je 5 km Höhe geteilt ist, während im Süden eine ungeteilte senkrechte Stufe von 10 km bleibt. Ist eine solche gröbliche Vereinfachung zulässig? Nun, einesteiles ist Grund zu der Annahme vorhanden, die Unterseite der Sialblöcke, das unterirdische, sozusagen negative Gebirge — wie es die AIRY'sche Theorie postuliert, möchte in Wirklichkeit einfacher und großzügiger gestaltet sein als der an der Erdoberfläche sichtbare Teil des Gebirges. Soweit nach unten können nur die Bahnen der ganz großen Bewegungssysteme durchdringen, bzw. aus dieser Tiefe stammen nur Bewegungsimpulse von planetarischer Bedeutung und Verbreitung; das Material ist viel homogener (SERDEHOLMS Anatexis). Störungen von außen fehlen (Erosion, Sedimentation = Kerbwirkung, Belastung u. ähnl.), und daher auch die verwirrende Fülle der tektonischen Kleinformen. Demgemäß haben wir in der Sial-Sima-Grenzfläche zu erwarten: weite Felder mit geringem Relief, die aber gegeneinander oft beträchtlich verstellt und verworfen sind entsprechend den Hauptdislokationen des Gebirgsbaues. Das Stufenbild, das wir unseren Rechnungen zugrunde legen, paßt grundsätzlich in diesen Baustil hinein. Andererseits ist hervorzuheben, daß Detailformen eines Reliefs in der besagten Grenz-

fläche, die also mindestens 30 km tief liegen, in den an der Erdoberfläche gemessenen Schwerewerten kaum merklich zur Geltung kommen können. Zum Beleg dieser Behauptung<sup>1)</sup> gebe ich nebenstehend in Tabelle II die Attraktionsstörung, welche eine Rinne verursacht, die in die Simaoberfläche  $2\frac{1}{2}$  km tief eingesenkt ist und die im Falle a) 20 km breit, im Falle b) 10 km breit angenommen worden ist. Eine solche Flächenbelegung von  $2\frac{1}{2}$  km Mächtigkeit mit der Dichte  $\sigma = 0.3$  ist äquivalent mit einer Gesteinsschicht von rund 270 m, und ein Plateau von dieser Höhe und 10—20 km Breite würde man an der Oberfläche wohl nicht mehr als Detailform bezeichnen. Aber wenn diese Hohlform in der Sial-Sima-Grenzfläche liegt, kann sie dem anderweitig bestimmten Schwereprofil im Falle a) (20 km Breite) eine Einmuldung von höchstens  $-0.005 \text{ cm sec}^{-2}$ , in dem Falle b) (10 km Breite) von maximal  $-0.003$  hinzufügen. Hier verweise ich auch darauf, daß — nach Figur 3 und Tabelle III — die Teilung des Nordabfalles des „Massendefektes“ in nur zwei Stufen bereits genügt, um eine sehr sanft und gleichmäßig ansteigende Schwerekurve zu erzielen. Diese Beispiele zeigen, daß für die Massenverteilung in größeren Tiefen, schon von etwa 30 km an, die allereinfachsten Vorzeichnungen bereits eine für unsere Zwecke vollkommen genügende Annäherung in den daraus berechneten Schwerewerten erzielen lassen.

Grundlage der AIRY'schen Hypothese ist die Vorstellung vom Flottieren des Sial auf dem Sima-Substratum. Daher muß die Aus-

<sup>1)</sup> Tabelle II soll außerdem an einem einfachen Beispiel die Methode erläutern, die weiterhin bei diesen Attraktionsschätzungen verwendet werden wird. Spalte a) gibt die Ziffern, die man von Kurve 12 der Tafel I in Gerlands Beiträgen 23 abzirkeln kann — in diesem Falle könnte man auch die Ziffern der Tabelle verwenden, die ich als Grundlage jener graphischen Darstellung berechnet, aber nicht publiziert habe, die graphische Darstellung hat aber den Vorzug, daß man aus ihr auch die Werte für Argumente entnehmen kann, die nicht ganze Vielfache von 10 km vorstellen, — also die Anziehung einer Stufe, die von 120 auf 130 km absteigt, auf  $\frac{1}{4}$  verkleinert, d. i. für die Stufe im Sima von 30 auf  $32\frac{1}{2}$  km Tiefe. Spalte b) und c) geben dieselbe Ziffernreihe in umgekehrter Folge, d. h. die Attraktion von Stufen von dem entgegengesetzten Sinn, und zwar steht in Spalte a) die Stufenkante — fettgedruckte Ziffer 15.7 — bei  $x = 70$  km, in Spalte b) bei  $x = 90$  km, in Spalte c) bei  $x = 80$  km, so daß die Addition der horizontal nebeneinander stehenden Ziffern, mit a + b die Attraktion einer Rinne von  $2\frac{1}{2}$  km Tiefe und 20 km Breite in einer Unterlage von der Dichte + 0.3 (gerechnet gegenüber der überliegenden Schicht) gibt, und in a + c die einer solchen Rinne von nur 10 km Breite, wohlverstanden beidemal zuzüglich einer vorläufig noch ganz willkürlichen additiven Konstante.

Tabelle II.

## Attraktion

einer Rinne von  $2\frac{1}{2}$  km Tiefe in der 30 km tief angenommenen  
Grenzfläche Sima—Sial =  $\sigma = 0.3$

Hori- zontal- abstand normal z. Streichen	in: $\text{cm sec}^{-2} \times 10^{-3}$				
	Stufe	Stufe	20 km breite Rinne	Stufe	10 km breite Rinne
km	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>a + b</i>	<i>c</i>	<i>a + c</i>
0	27.2	3.3	30.5	3.7	30.9
10	26.6	3.7	30.3	4.2	30.8
20	25.8	4.2	30.0	4.8	30.6
30	24.8	4.8	29.6	5.6	30.4
40	23.3	5.6	28.9	6.6	29.9
50	21.3	6.6	27.9	8.1	29.4
55	20.1	7.3	27.4	9.0	29.1
60	18.8	8.1	26.9	10.1	28.9
65	17.3	9.0	26.3	11.3	28.6
70	15.7	10.1	25.8	12.6	28.3
75	14.1	11.3	25.4	14.1	28.2
80	12.6	12.6	25.2	15.7	28.3
85	11.3	14.1	25.4	17.3	28.6
90	10.1	15.7	25.8	18.8	28.9
100	8.1	18.8	26.9	21.3	29.4
110	6.6	21.3	27.9	23.3	29.9
120	5.6	23.3	28.9	24.8	30.4
130	4.8	24.8	29.6	25.8	30.6
140	4.2	25.8	30.0	26.6	30.8
150	3.7	26.6	30.3	27.2	30.9

wertung der Ergebnisse in einer Diskussion des Verhältnisses von Last und Auftrieb gipfeln. Dazu diene als Hauptgrundlage Figur 3; wir nehmen also die Ziffern über die Verbreitung der Granite usw. vorweg, die erst im nächsten Kapitel begründet werden, eine Sünde gegen die Methodik, die ich aber für geringer halte, als wenn unsere Diskussion des Auftriebes bis hinter jenes Kapitel aufgeschoben werden müßte, obwohl sie doch offenbar zum AIRYSchen Massendefekt gehört.

Die Stationen des nördlichen Teiles der Nordrampe südlich der Salzach (und ein großer Teil der Grauwackenzone, der nördlich der Salzach an sie anschließt) sowie die Gegend von Ober-Vellach, etwa auf der Südrampe, steht über dem vollen Massendefekt (10 km mit

$\sigma = 0.3$ ) und trägt eine Mehrbelastung — auch diese natürlich wieder über den als Normalnull gerechneten Alpenvorlandstationen mit etwa 400 m Meereshöhe — von durchschnittlich 900 m Gestein mit  $\sigma = 2.8$ . Da übersteigt der Auftrieb die Last beträchtlich, nämlich um 48 kg auf 1  $\text{cm}^2$ .

Im Draugebiet, südlich von Ober-Vellach an, ist kein Massendefekt und daher auch kein Auftrieb mehr angenommen, daher erscheint hier die ganze Gebirgsmasse über 400 m als Überlast, was vermutlich überall mehr als 100 kg je  $\text{cm}^2$  ausmachen wird.

Der eigentliche Tauernhauptkamm hat die Last von 1800 — 400 = 1400 m Granit mit  $\sigma = 2.65$ , den Auftrieb des AIRYSchen Massendefektes von 10 km mit  $\sigma = 0.3$ , wozu noch die mindere Schwere einer 5,4 km dicken Platte von Granit mit  $\sigma = 2.8 - 2.65 = 0.15$  zu addieren ist. Daraus ergibt sich auch hier ein Überwiegen des Auftriebes, allerdings um einen geringeren Betrag, um 10 kg je  $\text{cm}^2$ .

Den Einfluß den die evtl. tieferliegenden Partien des Granitmassivs — nach Variante A stellenweise 10 km, nach Variante B sogar ein Stiel von 20 km saigerer Mächtigkeit — ausüben, rechne ich nicht besonders; denn diese extremen Massenverteilungen können sich in den Druckwirkungen gar nicht voll zum Ausdruck bringen: es wird ja nicht jede einzelne lotrechte Säule für sich ins Gleichgewicht gesetzt, sondern jeder lokale Überdruck muß sich über einen Kegel von gewissem Öffnungswinkel — der Betrag dieses Bruch- oder Maximalböschungswinkels ist vom Material abhängig und hat für uns weiter kein Interesse — ausbreiten, und auf der entgegengesetzten Seite der Platte werden sich dann immer nur Mittelwerte aus größeren Flächen bemerkbar machen. Ferner ist hier wieder in Erinnerung zu bringen, daß wir zur Erleichterung der Rechnung die Massenverteilung nur ganz grob durch einige wenige dicke Platten dargestellt haben, was in Wirklichkeit natürlich nicht zutrifft. Wahrscheinlich liegt der Zustand unseres Krustenstückes viel näher am Gleichgewicht, als die obigen Ziffern andeuten. Immerhin, unten an der Sial-Sima-Grenzfläche werden Druckunterschiede bestehen, und ich halte Druckgradienten von etlichen kg je  $\text{cm}^2$  auf 1 km Horizontalabstand durchaus für möglich. Bei der großen Viskosität, die dem Material da unten auf alle Fälle zuzuschreiben ist, wird es ein Druckgefäll ähnlicher Größenordnung wohl brauchen, wenn merkliche horizontale Massenverschiebungen im Substratum zustande kommen sollen, wie sie ja die Vorbedingung für Hebung und Senkung der Krustenblöcke sind.

Wiederholen wir: Die oben aus dem vereinfachten Schema gerechneten Verhältnisse zwischen Last und Auftrieb werden in Wirklichkeit ziemlich anders sein (vermutlich werden die Differenzen abgeschwächt sein); und die Druckverhältnisse werden nur mit ziemlicher Ausgleichung über die Fläche zum Ausdruck kommen. Wir können daher nicht mehr als die größten Züge jenes Kräfteplanes in den geologisch feststellbaren Daten wiederzufinden hoffen. Insbesondere ist die grundsätzliche Schwierigkeit nicht zu übersehen, daß wir aus den Schwerewerten (unter gewissen Voraussetzungen) nur auf die Auftriebsverhältnisse von heute schließen können; geologisch — aus der Entwicklung der Gebirgsoberfläche — ist aber nur die Summe der Bewegungen feststellbar, welche unser Gebirge in der Vergangenheit, wenn auch, geologisch gesprochen, in der allerjüngsten Vergangenheit, ausgeführt hat. Eine Berechtigung, sozusagen eine Wirkung in der Vergangenheit mit einer Ursache von heute in Verbindung zu bringen, kann nur daraus abgeleitet werden, daß der heutige Zustand die unmittelbare Weiterentwicklung der früheren vorstellt und daß daher der Kräfteplan der Gebirgsbewegungen jener jüngsten Vergangenheit in den Hauptsachen dem heute feststellbaren sehr ähnlich gewesen sein dürfte.

Die Hauptzüge der aus der Gestaltung der Gebirgsoberfläche zu erschließenden Gebirgsbewegungen der jüngsten Vergangenheit sind nun etwa folgende: unzweideutige Zeichen beträchtlicher junger Hebung zeigt die Nordseite der Tauern — besonders in dem Abschnitt, der von unserem Profil gequert wird — und auch noch ein Streifen knapp südlich vom Tauernkamm<sup>1)</sup>. Das entspricht dem oben aus unserem Modell ermittelten Überwiegen des Auftriebes; Kamm, Grat und Gipfel der Tauern, die natürlich für sich viel stärker spezifisch belastet waren, müßten von den beiderseits sich hebenden Schollen mitgenommen werden. Weiter im Süden zeigen das im Schutt ertrinkende Drautal und die Häufung von Seen (Weißensee, Millstätter-, Brennsee usw.) Zeichen junger Senkung; und auch das stimmt zu dem Vorwiegen der Last, wie es oben für diese Zone deduziert worden war. Im Norden erstreckt sich nach unseren Annahmen das Gebiet

<sup>1)</sup> Genauer wäre wohl zu sagen: „südlich vom Massiv“; denn die Hebung erfaßte auch die südliche Hochalmstanzgruppe (vgl. MORAWETZ, S., Beiträge zur Geomorphologie der Kreuzeck- und Reißbeckgruppe, Veröff. Geogr. Inst., Graz 1930, S. 30), aber in unserem Profil wird die Scheide vermutlich auf der Talstufe zwischen Mallnitz und Ober-Vellach liegen, also knapp am Kamm.

mit Vorwiegen des Auftriebes über die Salzach bis an den Fuß der Kalkalpen. Tatsächlich macht auch die Schlucht zwischen Bruck-Fusch und St. Johann i. P. den Eindruck eines Erosionseinschnittes, der in eine sich hebende Scholle eingeschnitten worden wäre; der Hochkönig läge wohl bestenfalls am Rand des Auftriebs = Hebungsgebietes, er kann aber z. B. mechanisch mitgenommen worden sein, was seine außergewöhnliche Hochlage erklären würde<sup>1)</sup>. Weiter nördlich die Salzburgisch-Berchtesgadener Kalkalpen liegen nach unseren Annahmen nur über 5 km Massendefekt mit Dichte  $\sigma = 0.3$ , äquivalent mit 556 m Gestein zu  $\sigma = 2.7$ , und da die zum Vergleich ausersehene Alpenvorlandsscholle die Durchschnittsseehöhe von 400 m hatte, so könnte die genannte Gruppe der Kalkalpen nur dann ausbalanciert sein, wenn die mittlere Meereshöhe dortselbst unter 1000 m bliebe. Nun ist das fragliche Gebiet tatsächlich sehr tief durchtalt, sagen wir durchschnittlich auf 600 m, aber dem stehen Gipfelhöhen von 2600 bis 2700 m gegenüber, und da muß nach der vorsichtigsten Schätzung die mittlere Höhe über 1000 m kommen: in den Berchtesgadener Kalkalpen wird also die Last den Auftrieb nicht unbeträchtlich überwiegen. Auch tektonisch scheint hier eine Senkungstendenz wohl verständlich; denn hier sieht man wirklich eine Schubmasse (die Berchtesgadener oder Juvavische Schubmasse) von oben her auf ein basales Gebirge aufgewuchtet — greifbar, nicht wie sonst oft rein in der Hypothese. Und dazu stimmt, daß diese Krustenscholle ihr Gleichgewicht durch Einsinken unter der Last von obenher gesucht hat, mit einer „Rücksenkung“ (HEIM), die allerdings nur lokal war, aber doch einen regelrechten „Randsee“ geschaffen hat, und die auch in den anderen Tälern merkbar ist, die eben, ohne Stufen und tief mit Schutt erfüllt herauslaufen.

Es scheint mir also, daß die großen Züge der Oberflächengestaltung unseres Gebirges zu den Folgerungen, die aus der hier dargestellten Annahme über die unterirdische Massenverteilung für die (epirogenetischen) Ausgleichsbewegungen gezogen werden können, so gut passen, wie man es billigerweise immer nur verlangen kann<sup>2)</sup>.

<sup>1)</sup> AMPFERER, O., Jahrb. Geolog. Bundesanst., Wien 1921, S. 81.

<sup>2)</sup> Der Vollständigkeit halber muß hier wohl auch noch die ingenieure Methode erwähnt werden, mit welcher ANSEL (Zeitschr. f. Geophys., 1924/5, Bd. 1, S. 43) BOUGUERSche Anomalien einfach als hydrostatischen Auftrieb verrechnet und daraus mittels Seilpolygon ein Drehmoment (Kippmoment) des Gebirges zu bestimmen unternimmt. Über die theoretische Unzulässigkeit dieses Rechnungsvorganges habe ich das Nötige schon andernorts ge-

Die nächste Frage, die wir stellen müssen, zielt auf die Tiefenlage des Massendefektes oder, tektonisch ausgedrückt, auf die Tauchtiefe der Gebirgswurzeln. Bei dieser Frage können wir uns von den speziellen Hypothesen leider nicht so weitgehend emanzipieren als bei der Frage nach der Gesamtmasse des Massendefektes. Dort ergab sich aus der allgemeinen Vorstellung eines isostatischen Flottierens gerade das, was in der Rechnung am meisten ins Gewicht fällt, und die speziellen Annahmen waren von sekundärer Bedeutung, hier hingegen kommt die spezielle so oder so begründete Hypothese über die Tauchtiefe als Hauptziffer in die Rechnung.

In den meisten Arbeiten, die von der AIRYSchen Hypothese ausgehen, ist die Tauchtiefe der Sialschollen mit 55 bis 60 km (d. i. ungefähr äquivalent 110 bis 120 km Ausgleichstiefe nach Methode HAYFORD) angenommen, bzw. berechnet worden. Ich habe früher bereits<sup>1)</sup> hervorgehoben, daß diese Ziffer für die Tauchtiefe zu groß sein muß, für die Alpen, für das Gebiet der Variskischen Rumpfe in Deutschland und vermutlich wohl auch für andere ältere und jüngere Gebirgsgebiete. Hier bin ich zu der Annahme einer Tauchtiefe von 30 bis 40 km übergegangen, nicht zum wenigsten, weil dadurch eine Darstellung der hier vorliegenden Schweremessungen mit ihren teilweise sehr beträchtlichen Durchschnittsgradienten erleichtert, wenn nicht geradezu erst ermöglicht wird. Gegen dieses Motiv ist wohl nichts einzuwenden, wenn man die Grundlage der Rechnung von HAYFORD u. a. gelten läßt, ja eine konkrete, auch geologisch vertretbare Darstellung der Massenverteilung scheint mir wichtiger zu sein als das Ergebnis einer Ausgleichsrechnung, die nur zulässig wäre, wenn es sich um rein zufällige, unsystematisch verteilte „Anomalien“ handeln würde. Ich stütze die Annahme einer verhältnismäßig geringen Tauchtiefe aber nicht einzig auf den Nutzen, welchen diese Annahme für die Weiterverarbeitung sagt (SCHWINNER, R., Gerlands Beitr. z. Geoph., 1928, Bd. 19, S. 120). Hier ist nur darauf hinzuweisen, daß die beiden Varianten, die in Tabelle III unter Spalte II und IV dargestellt sind, ein Beispiel für zwei Massenanordnungen geben, die fast genau gleiche Werte der BOUGUERSchen Anomalien liefern, voneinander aber beträchtlich verschieden sind, demgemäß natürlich einen recht verschiedenen Kräfteplan des hydrostatischen Auftriebes haben, aus dem sich dann auch ganz verschiedene Drehmomente ergeben würden. Theoretisch ist diese Möglichkeit jedem Fachmann von vornherein klar gewesen, ich weise hier nur deswegen darauf hin, weil man sich sonst schwerlich die Mühe macht, bloß zu Illustrationszwecken ein solches Beispiel zu berechnen.

<sup>1)</sup> Gerlands Beitr., 1929, Bd. 23, S. 57.

der Schweremessungen bringt<sup>1)</sup>, sondern ich verweise darauf, daß diese Hypothese eine Stütze auch in seismischen Daten findet. So liegen die Herde der meisten Erdbeben nach den neueren Berechnungen in einer Tiefe von rund 30 km und auch aus den Laufzeitkurven bestimmter Wellen (der P\*) kann auf einen Dichtesprung in einer Tiefe von 30 bis 40 km geschlossen werden<sup>2)</sup>.

<sup>1)</sup> Hier ist auch darauf hinzuweisen, daß W. HEISKANEN (Untersuchungen über Schwerkraft und Isostasie, Veröff. d. Finnischen Geodät. Inst., Helsinki 1924, Nr. 4, S. 78) für die Schweiz eine AIRYSche Ausgleichstiefe bzw. Krustendicke von nur 30—41 km erhalten hat, indem er jene Ausgleichstiefe zu bestimmen versuchte, mit welcher durchgeführt die isostatische Reduktion nach AIRY „die Mittelwerte der Anomalien der Alpenstationen und der Stationen der Randsenke gleich groß macht.“ Ich habe seinerzeit (Gerlands Beitr., Bd. 23, S. 56ff.) gegen die früher allgemein übliche Methode der isostatischen Reduktions- und Ausgleichsrechnung den Einwand erhoben, daß der bei geophysikalischen Deduktionen immer zu fordernde „Existenz- oder Realitätsbeweis“ mangelt, ja daß in bestimmten Fällen — gerade in den Alpen — die gebräuchlichen Annahmen der Rechnungsführung mit der Realität sicher nicht verträglich sind. Aber in diesem Falle halte ich den Rechnungsvorgang HEISKANENS für unbedenklich; denn er bildet nicht die verpönten Mittelwerte über Kraut und Rüben, sondern stellt zwei geologisch wohldefinierte Stationsgruppen einander gegenüber, eben jene zwischen denen der größte Schwereabfall, der des Alpenrandes, liegt. Daher dürfte er grundsätzlich die gleichen Werte für die Ausgleichstiefe bekommen, welche man erhalten würde, wenn man — etwa nach der hier in der Folge angewendeten Methode — die einzelnen Querprofile durch den Alpenrand geologisch diskutieren und deren Schwereabfall durch eine AIRYSche Stufe erklären und schließlich aus ihnen allen das Mittel bilden würde. (Der wesentlichste Unterschied dürfte sich daraus ergeben, daß bei einer geologischen Diskussion natürlich die oberflächennahen Störungsmassen, Granitmassive u. dgl., die in den Schweizer Zentralalpen sicher keine geringere Rolle spielen als z. B. in den Tauern, einzeln eliminiert werden könnten, während sie nach HEISKANENS Rechnungsvorgang allesamt in den großen Topf der allgemeinen Mittelbildung fallen mit einem Effekt, der ohne weiteres nicht abschätzbar ist.) In diesem Sinne halte ich es für bemerkenswert, daß die betreffende Rechnung von HEISKANEN einen viel geringeren Wert für die Ausgleichstiefe ergeben hat als die sonst üblichen Berechnungen derselben, welche offenbar durch die Vermischung heterogenen Materiales verfälscht werden.

<sup>2)</sup> Vgl. CONRAD, V., Gerlands Beitr., 1928, Bd. 20, S. 276 bzw. 257; GUTENBERG, B., Zeitschr. f. Geophys., 1927, Bd. 3, S. 373. Ich weiß wohl, daß gelegentlich größere Herdtiefen angegeben werden (neuestens wieder bis zu 300 km!), und daß auch die Tiefe der „MOHORovičićschen Sprungschicht“ zu 50—55 km berechnet worden ist (HASEGAWA, M., Zeitschr. f. Geophys., 1930, Bd. 6, S. 97), da ist aber doch hervorzuheben, daß die Be-

Auch unsere letzte Aufgabe, die Festlegung des Massendefektes in der horizontalen Richtung, bietet einige Schwierigkeiten und ist wieder nur mit einiger Unsicherheit durchzuführen. Im großen und ganzen muß natürlich der Massendefekt unter dem Gebirge liegen, das er kompensieren soll; aber daß genau unter jeder Masse, die oben zuviel ist, ein Defekt von gleicher Größe zur Kompensation läge, ist von vornherein nicht sehr wahrscheinlich<sup>1)</sup> und ist auch nach der Art, wie wir uns den Massendefekt im Gefolge der Orogenese entstanden denken, keineswegs anzunehmen. Im Gegenteil, die Beobachtungen über die im Ausklang der eigentlichen Gebirgsbildung auftretenden langsamen (also offenbar Ausgleichs-) Bewegungen, lassen nicht selten Kippbewegungen ganzer Krustenschollen erkennen, also den klaren Beleg, daß in dem orogenetisch aufgetürmten Bau Last und Auftrieb nicht genau gegeneinander ausbalanciert waren, sondern — von der in säkularen Hebungen zum Ausdruck kommenden vertikalen Resultierenden sei hier abgesehen — ein beträchtliches Drehmoment erzeugten. Immerhin muß von diesem Gesichtspunkt aus festgestellt werden, daß in einer großen Anzahl, vielleicht in der Mehrzahl der Fälle, jene Bewegungen ganz gleichförmige Hebungen oder Senkungen waren, wobei jenes Drehmoment also nur gering oder ganz verschwindend klein gewesen sein kann.

Der Vereinfachung der Rechnung willen wird der Massendefekt in Gestalt ebener, horizontaler, ausgedehnter Platten angenommen, welche durch lotrechte, parallel zum Gebirge streichende Stufen seitlich begrenzt werden. Es handelt sich also nur darum, die Lage dieser Stufen im Querprofil zu fixieren, und dafür ist der wichtigste Anhalt dadurch gegeben, daß diese Stufen den großen streichenden Dislokationen des Alpenbaues korrespondieren müssen (vgl. S. 378). Ein berechnungen mit den niedrigeren Ziffern sich auch gerade auf unser Land beziehen, anderswo mag es wirklich anders sein; ich glaube nicht, daß man die Tiefe der Ausgleichsfläche gleichmäßig für die ganze Erdoberfläche annehmen darf.

<sup>1)</sup> Daß diese Hypothese der „vollständigen“ oder „lokalen“ Kompensation in den Berechnungen der isostatischen Reduktion seit HAYFORD viel verwendet worden ist, begründet sich darin, daß das eine einfache, eindeutige Rechenregel gibt. Daß sie wirklich genau zuträfe, hat damit niemand behaupten wollen. Versuche einer „regionalen“ Kompensation, siehe bei NIETHAMMER, TH., Verhandl. Naturf. Gesellsch., Basel 1917, Bd. 28, bes. S. 234, 2. Teil; HEISKANEN, W., Veröff. Finn. Geodät. Inst., 1924, Nr. 4, S. 64. Eine einschlägige Arbeit von BOWIE ist mir augenblicklich nicht zugänglich.

trächtlicher Spielraum bleibt hier wohl immer dem freien Ermessen des Geologen überlassen; denn wir kennen von jenen Hauptbewegungsflächen aus den unmittelbaren geologischen Beobachtungen ihren Ausstrich an der Erdoberfläche und, mit einer gewissen — oft gar nicht großen — Genauigkeit ihren Fallwinkel dortselbst; aus Überlegungen regionalgeologischer Natur kann man meistens auch den relativen Bewegungssinn der großen Schollen gegeneinander ableiten, was eine Beseitigung der Unsicherheit gestattet, welche sonst bei oberflächlich steilem Einfallen der Schubfläche vorliegen würde. Aber wie sich der Fallwinkel gegen die Tiefe zu ändert, ob die Dislokation unten steiler, gleich steil oder flacher einfällt, darüber läßt sich direkt gar nichts aussagen, das ist bis jetzt nur Tummelplatz für verschiedene tektonische „Auffassungen“. Nachdem nun die Tiefe der Sial-Sima-Grenzfläche mindestens 30 km beträgt, macht auch ein kleiner Unterschied im Fallwinkel der Bewegungsflächen viel aus in der Horizontalkoordinate ihres Schnittpunktes, d. i. für die Lage der Stufe im Querprofil. Diese Unsicherheit wird allerdings dadurch einigermaßen ausgeglichen, daß der horizontale Gradient der von einer so tief gelegenen Stufe ausgeübten Attraktion klein ist (vgl. hierzu Kurve I in Fig. 3), und daß daher eine seitliche Verschiebung der Stufe in den an der Erdoberfläche gemessenen Schwerewerten nur schwach zum Ausdruck kommt. Im übrigen hat für die vorhabenden Deduktionen die wirkliche Lage jener Stufe eigentlich recht wenig Bedeutung, sie ist nicht mehr als ein Mittelglied zwischen der an der Erdoberfläche beobachteten Tektonik und der ebendort gemessenen Schwere, und demnach kann jene Unsicherheit unbedenklich ausgenützt werden, um jene beiden Beobachtungsreihen bestmöglich aneinander anzupassen.

Das Alpenprofil, das wir hier betrachten, zeigt eine seiner größten Dislokationen gleich am Südrand, dort, wo das Kristallin der Zentralalpen an die mesozoischen Kalke des „Drauzuges“ (die Kette von den „Lienzer Dolomiten“ bis zur Villacher Alpe) grenzt. Dieser großen, streichenden Störung, der „Draulinie“, ordne ich nun die Stufe zu, welche den Massendefekt der Zentralalpen im Süden begrenzt, mit einem Abstieg der Sial-Sima-Grenzfläche von 30 km im Süd auf 40 km im Nord, und zwar nehme ich an, daß die Störung ziemlich steil (etwa 57°) nordwärts einfällt, so daß also diese „Drauzugstufe“ in unserem Koordinatensystem (vgl. Tabelle I sowohl wie III)  $x = 20$  km bekommt. Es soll nicht verheimlicht werden, daß diese Annahme geologisch nicht zwingend begründet ist; im Westen in den Lienzer Dolo-

miten herrscht wohl das geforderte Nordfallen entschieden und einheitlich, weiter östlich dagegen tritt im Triasgebirge auch die entgegengesetzte Überfaltungsrichtung auf (so in der Spitzegelkette, GEYER). Wir müssen nun wohl annehmen, daß die Hauptbewegungsbahnen in größerer Tiefe doch wieder in nördliches Einfallen umbiegen<sup>1)</sup>; denn ohne diese Annahme ist es durchaus unmöglich, die Schwerewerte unseres Profiles befriedigend darzustellen. Nur wenn die Drauzugstufe etwa 20 km von der Drau nach Nord geschoben wird, kann ihre Störungswirkung hinreichend ausgenutzt werden: es gibt keine andere Annahme, welche Ober-Drauburg (—83) aufs gleiche Niveau wie den nördlichen Alpenrand (Laufen, —82) hinaufbringen könnte.

Im Norden der Zentralalpen sieht man zwei Hauptstörungszonen: die eine läuft ungefähr längs der Salzach, ist durch eine Reihe kleiner Keile von Mesozoikum markiert und trennt die hauptsächlich aus Paläozoikum bestehende „Grauwackenzone“ von den Zentralalpen; die zweite entspricht dem Alpenrand. (Für Fernerstehende sei bemerkt, daß zwischen Grauwackenzone und Kalkalpen zwar ein sehr auffälliger Formunterschied besteht, aber keine durchlaufende, tiefgreifende tektonische Trennung; man hat sich etwa vorzustellen, daß die Kalkalpen normal ins Hangende der Grauwackenzone gehören würden.) Entsprechend dem langsameren Aufstieg der Schwerekurve gegen Nord (die gewöhnliche Asymmetrie des Schwereprofils der Alpen, vgl. S. 372) liegt es nahe, den Abschluß des Massendefektes hier in zwei Stufen zu teilen, jede natürlich nur halb so hoch wie die entgegnblickende Drauzugstufe, d. i. je 5 km, und diese dann den erwähnten zwei Hauptdislokationen zuzuordnen.

Die Schichtlage in der Grauwackenzone und auch die sie südlich begrenzenden Störungszonen zeigen meistens<sup>2)</sup> steiles Nordfallen, und so besteht kein Bedenken, dieses Verflachen weiter in die Tiefe fortzusetzen, so daß wir die „Grauwackenstufe“ ungefähr bei  $x = 80$  km anzunehmen<sup>3)</sup> hätten. Auch diesmal wird das Nordrücken

<sup>1)</sup> Daß gegen diese Hilfhypothese kein besonderes Bedenken vorliegt, erhellt daraus, daß auch RUDOLF STAUB — natürlich in ganz anderem Zusammenhang — dieselbe Annahme verwendet.

<sup>2)</sup> In dem Bereich, den unser Profil quert, sogar ausschließlich (s. TRAUTH, F., Denkschr. Akad., Wien, Math.-nat. Kl., Wien 1927, Bd. 101, Tafel A).

<sup>3)</sup> Dieses Nordrücken der Stufe, welche den Dislokationen der Salzachlinie entspricht, hat allerdings auch einen Vorteil in bezug auf seismische Erscheinungen. Ich habe andernorts (Gerlands Beitr., 1930, Bd. 28, S. 438)

der Stufe besonders von den Bedürfnissen der Deutung unseres Schwereprofils gefordert. Wenn die Drauzugstufe bei  $x = 20$  km liegt, kann die Grauwackenstufe unmöglich südlich der Salzach ( $x = 60$  km) liegen; denn — wie man durch entsprechendes Verschieben der Spalten b und c in der Tabelle III leicht ausprobieren kann — dadurch würde der Massendefekt und besonders seine Störungswirkung so sehr verkleinert, daß man damit unmöglich das Auslangen finden könnte. Die Störungen am Alpenrand fallen südwärts, und zwar meistens ziemlich steil, es liegt kein Grund vor, gegen die Tiefe anderes anzunehmen; denn auch hier würde es sich nicht empfehlen, die beiden benachbarten Stufen zu nahe aneinander zu rücken, nur wenn sie entsprechend voneinander entfernt sind, bewirken sie das ziemlich gleichmäßige Ansteigen der Schwerekurven gegen Nord, das den Messungsreihen eigentümlich ist. Demgemäß setzen wir die Alpenrandstufe auf  $x = 120$  km.

Nehmen wir derart den AIRYSchen Massendefekt an als eine Ein-senkung (mit  $\sigma = -0.3$ ) ins Sima, so daß dessen Oberfläche von einem normalen Stand von 30 km Tiefe, den sie an der Drau hatte, bei  $x = 20$  km, d. i. etwa lotrecht unter Ober-Vellach, in einer senkrechten Stufe um 10 km auf — 40 km absteigt, und dann in zwei Stufen, jede zu 5 km, eine unterm Hochkönigstock ( $x = 80$  km) und eine unter Salzburg ( $x = 120$  km) wieder zur normalen Lage von 30 km Tiefe unterm Alpenvorland emporsteigt, so ergibt sich daraus allein schon eine Schwerestörung, welche in den Hauptzügen bereits die Kurve der Schwereanomalien vorzeichnet, wie sie durch die Schweremessungen gegeben wird (Kurve I in Fig. 3). Die Kurve der so für den AIRYSchen Massendefekt berechneten Schwerestörungen weicht vom Duktus der Beobachtungswerte nur in zwei Punkten wesentlicher ab. Ihr Minimum liegt bei  $x = 55-60$  km, also nördlich vom Minimum der Messungen, das bei  $x = 40$  km liegen dürfte. (Vgl. Tabelle III und I.) Das war wünschenswert, weil die Störungswirkung des sichtbaren Gra-

als erstaunlich hervorgehoben, daß jene Dislokationen, so auffällig und wichtig sie in der Oberflächentektonik erscheinen, in dem Bild der Verbreitung des Bebens vom 14. Mai 1930 so gar nicht zum Ausdruck kommen. Diese Schwierigkeit wird beseitigt oder jedenfalls sehr verringert, wenn man annimmt, die jenen Dislokationen entsprechende Stufe in der Sial-Sima-Grenzfläche, welche ich für eines der wichtigsten Elemente halte, das die Verbreitung des Bebens bestimmt, diese Stufe läge weit nördlich etwa unterm Fuß des Hochkönigstockes, in einer Gebirgsgegend, aus welcher Erdbebenmeldungen überhaupt nicht eingelaufen sind.

nites das Minimum weit südlich des beobachteten zurückzuziehen droht (s. S. 397). Ferner ist die Kurve der Messungen in ihrem Abfall beträchtlich steiler. Wie aus den von mir berechneten Kurven (Gerlands Beitr. Bd. 23) hervorgeht, kann ein Gradient, wie ihn insbesondere die Tauernsüdrampe zeigt, durch eine Störungsmasse in 30 km Tiefe, deren Betrag pro Flächeneinheit durch die Bedingung isostatischen Gleichgewichtes vorgegeben ist (10 km zu  $0.3 = 300 \text{ kg}$  auf den  $\text{cm}^2$ ) überhaupt nicht erzielt werden. Diese „Überhöhung“ des Schwereprofils darf also nur aufs Konto von oberflächennahen Massen gesetzt werden. Was von einem AIRYSchen Massendefekt billigerweise verlangt werden darf, das leistet unsere einfache Annahme.

Bevor wir aber auf diesen zweiten Hauptpunkt, auf die störende Wirkung der Tauerngranite, übergehen, soll kurz auf einen interessanten Zug im Schwereprofil nördlich des Salzachlängstales aufmerksam gemacht werden. Aus dem gleichmäßigen Abklingen der Schwereanomalien gegen den nördlichen Alpenrand zu, wie es der Störungswirkung eines AIRYSchen Massendefektes, tiefliegend, den Alpen als Ganzes zuzuordnen, sich als ohne weiteres darstellbar bewiesen, heben sich zwei Stationspaare wegen merklicher Überschwere ab: Bischofshofen und Hochkönig, Hallein und (allerdings in geringerem Maße, aber doch auch deutlich) Berchtesgaden. Das erste Paar könnte man vielleicht noch in das Bild unserer allgemeinen Massenkonfiguration hineinbringen, etwa indem man die Grauwackenstufe nach Süden rückt und auch etwas höher annimmt (und zum Ausgleich dafür die Alpenrandstufe niedriger); das würde aber bei der Darstellung der Tauernstationen beträchtliche Schwierigkeiten mit sich bringen (s. oben S. 389), vermutlich auch mit denen am Alpenrand, und dabei würde die unkompenzierte Überschwere im Berchtesgadener Land in unerwünschter Weise überhandnehmen. (Vgl. S. 383.) Als besonders günstig wäre dieser Lösungsversuch nicht zu bezeichnen<sup>1)</sup>. Man wird davon schon deswegen absehen, weil das zweite Paar einer solchen Lösung durchaus widerstrebt — Hallein und auch Berchtesgaden erscheinen in dem gleichsinnigen Ansteigen der Werte von ( $g_0'' - \gamma_0$ ) gegen den Alpenrand auf alle Fälle als sekundäres Maximum —, während sich eine geologische Erklärung geben läßt, welche für beide Paare eine zureichende Rechtfertigung ihrer

<sup>1)</sup> Ich erinnere hier, daß Station Hochkönig erst mit sanfter Gewalt durch Verbesserung der BOUGUER'schen Reduktion auf das gleiche Niveau von Bischofshofen gebracht werden konnte! (S. S. 365.) *Ne bis in idem!*

Ausnahmsstellung im Schwereprofil liefert. Wir können nämlich als Ursache der Überschwere verdeckte große Intrusionskörper basischer (schwerer) Magmen annehmen, weil wir in beiden Fällen Auswirkung solcher magmatischer Aktivität an der Oberfläche geologisch nachweisen können. Es sind bekannt geworden auf einer südöstlich—nordwestlich streichenden Linie: Gangdiabase bei Schladming und Preunegg<sup>1)</sup>; exotische Blöcke basischer Gesteine, eingelagert in die Werfener Schiefer, am Sulzenhals unter der Thorsteinwand<sup>2)</sup>, im Gebiete des Gollinger Schwarzberges<sup>3)</sup> und schließlich auch noch bei Berchtesgaden<sup>4)</sup>. Für die zweite Zone liegen zwar nicht ebenso Ausläufer der magmatischen Intrusion selbst in Gestalt von Ergußgesteinen vor, wohl aber eine magmanahe Mineralisation, in Gestalt jener sulfidischen Erze, die wieder in einem südöstlich—nordwestlich streichenden Streifen etwa Wagrein—Bischofshofen—Mitterberg—Dienten in vielen Vorkommen, darunter auch solchen von großem Wert, bekannt sind, außerhalb dieses Streifens aber so gut wie ganz fehlen<sup>5)</sup>. Für genauere Festlegung reichen die vorliegenden Schweremessungen nicht; in Figur 3 sind die fraglichen basischen Massive schematisch ins Profil eingetragen, nur als Gedächtnisbehelf. Weitere Untersuchung wäre zu empfehlen!

Schließlich ist noch anzumerken, daß die nördlichste Station unseres Profils, Obernberg am Inn, an der Grenze des Alpeneinflusses liegt oder schon darüber hinaus. Daß die Anomalie da wieder mehr ins Minus geht, mag Einfluß des Randsenkentertiärs, eines verborgenen Granites (zum Schärddinger anzuschließen) oder der regionalen Störung der Donaubruchzone sein, jedenfalls liegt es außer dem Rahmen, welcher unserer Diskussion hier naturgemäß gezogen ist.

<sup>1)</sup> SCHWINNER, R., Mitt. Naturwiss. Verein f. Steiermark, 1921, Bd. 57 B, S. 133; ANGEL, F., ebendort, 1924, Bd. 60 B, S. 133.

<sup>2)</sup> TRAUTH, F., Denkschr. Akademie d. W. Wien, Math.-nat. Kl., 1925, Bd. 100, S. 165.

<sup>3)</sup> FUGGER, E., Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, Jg. 1905, S. 194, 200 und FUGGER, E., Erläuterungen z. Spezialkarte Blatt Hallein und Berchtesgaden, ebendort, 1907, S. 25; ferner: DOHT und HLAWATSCH, Verhandl. Geol. Reichsanst. Wien, 1913, S. 94.

<sup>4)</sup> GUEMBEL, C. W., Geognost. Beschreibung d. Bayer. Alpengebirges, Gotha 1861, S. 187, 190, Tafel IV, Fig. 30, und neben anderen: KÜHNEL, J., Neues Jahrb. f. Mineral. usw., Beilage-Bd. 61 B, 1929, S. 479, 535, 548.

<sup>5)</sup> Vgl. dazu die Karte bei TRAUTH, Denkschr. 100; s. oben Anm. 2.

## c) Die Tauerngranite als negative Störungsmassen.

Bei den Tauerngraniten steht unsere Untersuchung großenteils auf dem soliden Boden der greifbaren Tatsachen: sie sind in großen Gesteinskörpern an der Gebirgs Oberfläche und im Tunnel aufgeschlossen, nach direkter Bestimmung sind sie um vieles leichter als alle Schiefer, die sie umgeben, und auch ihre Störungswirkung ist den Schwere-messungen unserer Profile nicht zu verkennen. So zeigt sich bei Mallnitz, wo das östliche Profil in den Granit tritt, ein Durchschnittsgradient von 4.6 Milligal auf den Kilometer, also, auch nach einer beträchtlichen Korrektur, wie sie wohl nötig ist, ein Gradient, der — sofern man sich auf die unter Gesteinen möglichen Dichteunterschiede beschränkt —, nur durch eine unmittelbar an der Oberfläche liegende Störungsmasse hervorgebracht werden kann. Aber auch sonst sind an der Südrampe Gradienten von mehr als 2 Milligal je km zu finden, und ein ähnlicher Sprung findet sich, wo der Sonnblickgranit an die Schiefer der sogenannten Mallnitzer Mulde stößt (vgl. die ausführlichere Darstellung auf S. 402/3). Es kann also kein Zweifel sein, daß der Granit eine negative Störungsmasse vorstellt; und ebenso sicher ist, daß sein Rand durch Schwerstörungen ausgezeichnet ist, wie sie nach Sinn und Art am Rande einer solchen negativen Masse zu erwarten sind. Die einzige Unbekannte in diesem Rechenexempel ist die Ausdehnung, welche diese Granite gegen die Tiefe zu haben mögen, oder mit anderen Worten, wieviel jener Störungen auf das Konto des Granites kommt und wieviel auf Rechnung anderer störender Ursachen<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> In diesem Punkt ist die Anordnung der Messungen von 1910 bis 1912 ernstlich zu bemängeln. Wenn man aus der geologischen Karte von vornherein weiß, daß irgendwo eine große Störungsmasse liegt, so kann man ihr ausweichen oder den Stier an den Hörnern packen, an ihrem Rande vorüberschleichen ist die schlechteste Politik. Ohne bildliche Ausdrucksweise: man hätte unbedingt ein Hilfsprofil mitten quer durch den Hochalmkern vermessen müssen, etwa von Gr. Arl oder auch von Gastein (Kötschachtal) übers Maltatal nach Gmünd—Spital. Aus einem derart gelegten Schwereprofil wäre die Bestimmung der Mächtigkeit des Hochalmgranites ziemlich leicht und sicher durchzuführen gewesen, und daraus folgend auch die der Störungsbeträge am Rand des Granitmassivs; umgekehrt geht's aber nicht. Denn die Störung in der Mitte der Linse ist hauptsächlich nur von der einen Ziffer der Mächtigkeit abhängig, die am Rand aber außerdem von den Detailformen dieses Randes, die nur zum Teil bekannt sein können. Und gerade hier besteht eine ziemliche Ungewißheit. Es ist sicher auffällig, daß die Stationen Möllbrücken und Kolbnitz von dem doch im Ausmaß so nahen Granit gar nicht beeinflußt sind (und auch

Im Aufschluß an der Gebirgs Oberfläche ist die räumliche Erscheinung der Tauerngranite recht unregelmäßig: sie bilden in der Gruppe von Hochalmspitz—Ankogel ein „Zentralmassiv“, eine große kompakte Masse von etwa herzförmigem Umriß, die rundum (periklinal) nach außen fallend unter ihre Schieferhülle taucht, im Gebiet der Sonnblick—Goldberggruppe dagegen mächtige Platten, die einseitig gegen Süd bzw. Südwest einfallen<sup>1)</sup>. Wollte man die Attraktion so unregelmäßig gestalteter Massen (von der Dichte Granit—Schiefer =  $-0.15$ ) genau berechnen — nach der gebräuchlichen Methode der Zylindersegmente —, so wäre das eine ziemlich mühsame Arbeit, insbesondere, weil man die ganze Prozedur mehrmals durchführen müßte, jedesmal mit verschiedenen Annahmen über die Tiefenerstreckung des Granites; denn wie oben angeführt, fehlt uns jeder Anhaltspunkt, hier eine bestimmte Ziffer zu geben. Dieser Arbeitsaufwand würde sich heute, in Anbetracht der geringen Genauigkeit der uns vorläufig zur Verfügung stehenden Daten, gewiß nicht lohnen. Ich ziehe es vor, die Störungswirkung des Granites zuerst an einer schematischen Figur zu ermitteln, was auch den Vorzug hat, daß an einer solchen die Abhängigkeit des Ergebnisses von der Variation der Prämissen (betr. Mächtigkeit, Form usw.) leicht überblickt werden können, was bei der genauen Störungsrechnung nur durch jedesmaliges völliges Durchrechnen zu erzielen ist. Inwieweit die Wirklichkeit von jenem Schema abweicht, wird dann gegebenenfalls schätzungsweise zu diskutieren sein.

Ich nehme also fürs erste an, daß der Granit eine horizontale Platte bildet, die im Tauernstreichen sich weit erstreckt, im Querprofil Nord—Süd eine Breite von 20 km hat. Das ist die Breite des Nordwest-Zipfels des Hochalmmassivs, dort wo ihn die Tauernbahn quert, von Mallnitz bis Hofgastein, ist weniger als die Breite des eigent- Ober-Vellach nur verhältnismäßig wenig). Das könnte seinen Grund darin haben, daß der Granit dort überhaupt sehr wenig mächtig ist, oder aber darin, daß seine Begrenzung vom Mölltalrand weg gegen Nordosten einfällt, daß er von den schwereren Schiefen der Kreuzeckgruppe, die ja offensichtlich gegen ihn einfallen, weithin unterteuft würde. Zwischen diesen beiden Möglichkeiten zu entscheiden, dazu würde eine Station mitten über der Granitlinse genügt haben.

<sup>1)</sup> Den Geologen ist dieses Bild der Tauern heutzutage mehr als zur Genüge bekannt, die Geophysiker möchte ich darauf verweisen, daß ich in dieser Zeitschrift vor kurzem (1930, Bd. 28, S. 422) eine Skizze der geologischen Karte gegeben habe, die ja wohl auch in den Händen aller ist und die hier wieder abzdrukken unnötiger Aufwand wäre.

Tabelle III.

Nördlich von der Draut km	a	b	c	d	e	f	g	h	i	k	l	m	n	o
	Sial—Sima				I	Kristallin—Granit +0.15	Granit—K. Phyllit -0.1	K. Phyllit—Schiefer -0.05	II	Granit—Alt-Kristallin			[-240]	$g_0'' - \gamma_0$ be- rechnet var. A.
	$\sigma = -0.3$									Stufe v. . . bis . . km				
	Stufe v. . . bis . . km				Stufe v. . . bis . . km			Stufe von . . bis . . km			I + II + III	cm sec <sup>-2</sup> · 10 <sup>-3</sup>		
30→40	40→35	35→30		0→5	5→0	5→0		5→10	10→5	III				
0	83.6	8.8	5.4	97.8	30.4	0.4	0.2	31.0	29.3	1.5	30.8	159.6	- 80	
5														
10	73.6	9.9	5.8	89.3	29.7	0.5	0.2	30.4	28.4	1.9	30.3	150.0	- 90	
15	68.6	10.5	6.1	85.2	28.9	0.6	0.2	29.7	27.7	2.1	29.8	144.7	- 95	
20	62.8	11.3	6.4	80.5	27.0	0.7	0.3	28.0	26.8	2.5	29.3	137.8	-102	
25	57.0	12.0	6.7	75.7	15.7	0.9	0.3	16.9	25.0	3.0	28.0	120.6	-119	
30	52.0	12.9	7.0	71.9	4.4	1.1	0.3	5.8	21.5	3.7	25.2	102.9	-137	
35	46.7	13.9	7.4	68.0	2.5	1.7	0.4	4.6	15.7	4.6	20.3	92.9	-147	
40	42.0	15.1	7.8	64.9	1.7	2.9	0.6	5.2	9.9	6.4	16.3	86.4	-154	
45	38.0	16.4	8.2	62.6	1.3	10.5	0.8	12.6	6.4	9.9	16.3	91.5	-148	
50	34.7	18.0	8.7	61.4	1.0	18.0	1.5	20.5	4.6	15.7	20.3	102.2	-138	
55	31.6	19.8	9.3	60.7	0.9	19.3	5.2	25.4	3.7	21.5	25.2	111.3	-129	
60	29.0	21.7	10.0	60.7	0.8	19.8	9.0	29.6	3.0	25.0	28.0	118.3	-122	
65	26.5	24.0	10.7	61.2	0.7	20.1	9.6	30.4	2.5	26.8	29.3	120.9	-119	
70	24.6	26.4	11.6	62.6	0.6	20.3	9.9	30.8	2.1	27.7	29.8	123.2	-117	
75														
80	21.4	31.4	13.7	66.5	0.5	20.4	10.1	31.0	1.7	28.9	30.6	128.1	-112	
85														
90	18.8	36.4	16.5	71.7	0.4	20.5	10.2	31.1	1.4	29.5	30.9	133.7	-106	
95														
100	16.8	41.1	20.5	78.4	0.3	20.6	10.3	31.2	1.2	29.9	31.1	140.7	- 99	
105														
110	15.1	44.8	25.5	85.4	0.3	20.7	10.3	31.3	1.0	30.1	31.1	147.8	- 92	
115														
120	13.7	47.7	31.4	92.8	0.3	20.7	10.3	31.3	0.9	30.3	31.2	155.3	- 85	
125														
130	12.5	49.9	37.3	99.7	0.3	20.7	10.4	31.4	0.8	30.4	31.2	162.3	- 78	
135														
140	11.6	51.5	42.3	105.4	0.3	20.7	10.4	31.4	0.8	30.5	31.3	168.1	- 72	
145														
150	10.7	52.9	46.3	109.9	0.2	20.8	10.4	31.4	0.7	30.6	31.3	172.6	- 67	
155														
160	10.0	54.0	49.1	113.1	0.2	20.8	10.4	31.4	0.7	30.6	31.3	175.8	- 64	
165														
170	9.3	54.8	51.2	115.3	0.2	20.8	10.4	31.4	0.6	30.7	31.3	178.0	- 62	
175	9.0	55.2	52.2	116.4	0.2	20.8	10.4	31.4	0.6	30.7	31.3	179.1	- 61	

Tabelle III.

P	p	r	s	t	u	v	w	x	y	z							
											Kristallin—Granit +0.15	Granit—K. Phyllit -0.1	K. Phyllit—Schiefer -0.05	Granit—Alt-Kristallin $\sigma = -0.15$	[-302]	$g_0'' - \gamma_0$ be- rechnet var. B.	$g_0'' - \gamma_0$ gemessen in dem Profil
											5→10	10→5	10→5	IV	10→20	20→10	V
29.5	1.2	0.5	31.2	55.6	6.5	62.1	222.1	- 80	- 83	- 83							
28.9	1.4	0.6	30.9	53.3	8.1	61.4	212.0	- 90	-100	- 81							
28.4	1.7	0.7	30.8	51.8	9.5	61.3	207.0	- 95	- 98	- 82							
27.7	2.0	0.8	30.5	50.0	11.0	61.0	200.0	-102		-106							
26.8	2.5	1.0	30.3	47.2	12.8	60.0	182.9	-119	-128	-120							
25.0	3.1	1.2	29.3	43.8	15.6	59.4	166.4	-136	-143	[-140]							
21.5	4.3	1.5	27.3	38.2	19.0	57.2	157.1	-145	[149] [137]	-146							
15.7	6.6	2.1	24.4	31.4	24.6	56.0	150.5	-151	-152	-152							
9.9	10.5	3.3	23.7	24.6	31.4	56.0	154.9	-147	-150	-145							
6.4	14.4	5.2	26.0	19.0	38.2	57.2	165.1	-137	-142								
4.6	16.7	7.2	28.5	15.6	43.8	59.4	174.0	-128		-141							
3.7	17.9	8.3	29.9	12.8	47.2	60.0	180.2	-122	-126	-127							
3.0	18.5	8.9	30.4	11.0	50.0	61.0	183.0	-119									
2.5	18.9	9.2	30.6	9.5	51.8	61.3	185.3	-117									
									-101	-103							
1.9	19.5	9.6	31.0	7.2	54.7	61.9	190.4	-112									
1.5	19.8	9.8	31.1	5.9	56.3	62.2	196.1	-106									
1.3	20.0	10.0	31.3	4.9	57.4	62.3	203.2	- 99	- 92	- 93							
1.1	20.1	10.1	31.3	4.2	58.3	62.5	210.3	- 92	- 94	- 73							
1.0	20.2	10.1	31.3	3.6	58.9	62.5	217.9	- 84		- 86							
0.9	20.3	10.1	31.3	3.3	59.3	62.6	225.0	- 77	- 82								
0.8	20.3	10.2	31.3	3.0	59.6	62.6	230.7	- 71		- 75							
0.7	20.4	10.2	31.3	2.7	59.9	62.6	235.2	- 67	- 62	- 65							
0.6	20.5	10.2	31.3	2.5	60.2	62.7	238.5	- 63									
0.6	20.5	10.2	31.3	2.4	60.3	62.7	240.7	- 61	- 64								
0.6	20.5	10.2	31.3	2.3	60.4	62.7	241.8	- 60		- 74							

lichen Massivkörpers (Nord-Süd maximal 37/38 km) und mehr als die Breite, in welcher der Granit im Goldberggebiet aufgeschlossen ist. Als Dicke der störenden Platte (Dichte  $\sigma = -0.15$ ) wollen wir vorerst 5 km annehmen<sup>1)</sup>.

Die Attraktionswirkung dieser angenommenen Konfiguration des Granits gibt Spalte 2 in Tabelle III, oder Kurve II in Figur 3. Besonders das letztgenannte Schaubild zeigt, daß mit dieser Annahme in einzelnen Zügen schon eine ziemlich gute Anpassung an die gemessenen Schwerewerte erreicht ist, so ist der Gradient an der Südrampe

<sup>1)</sup> Wohlverstanden, das bedeutet, daß der Granit bis 5 km unters Meeresniveau sich erstrecke; denn die Massen oberhalb desselben sind schon durch die BOUGUERSche Reduktion in Rechnung gezogen. Etwas anderes ist die Frage, welche Gesamtmächtigkeit diese Granitplatte (oder -linse) ursprünglich gehabt haben mag. Da der Granit in der Hochalmspitze 3355 m erreicht, muß diese wohl mindestens  $8\frac{1}{2}$  km gemessen haben. Viel mehr wird man auch nicht annehmen dürfen; denn in der Gipfelregion des heutigen Gebirges finden sich nicht selten Keile von kristallinen Schiefen in den Graniten eingeschaltet, während solche in den Tälern fehlen oder doch selten sind. Diese können daher nur von obenher eintauchen, vom Schieferdach des Granitkörpers, das somit nicht sehr weit über der heutigen Gebirgsoberfläche gelegen haben kann. Welche Mächtigkeiten für einen solchen Granitkuchen angenommen werden dürfen, darüber haben die Anschauungen der Geologen starke Schwankungen gezeigt. Nachdem man eine Zeitlang in diesen Graniten „Batholithen“ sehen wollte, die sich gleich breit geradeswegs und bodenlos in die „ewige Teufe“ fortsetzen, gewann neuestens die Anschauung Raum, daß in diesen Massen nur verhältnismäßig dünne Granitplatten zu sehen wären; zum Teil allerdings — wie es auch bei berechtigten Reaktionsbewegungen vorkommt — in einer zu extremen Formulierung. So scheint beispielsweise von geologischer Seite die Ansicht geäußert worden zu sein (PESONEN, U., Veröff. d. Finnischen Geodät. Inst. Nr. 13, Helsinki 1930, S. 161), daß man selbst den riesigen Rapakivi-Granit-Massen Finnlands nicht einmal eine Mächtigkeit von 7—12 km zuschreiben dürfe! Dagegen habe ich (Gerlands Beitr., Bd. 23, S. 76) dem großen oberösterreichischen Granit eine Mächtigkeit von 12, vielleicht stellenweise 15 km ohne Bedenken zugeschrieben, wie es eben die Ziffern der Schwere-messungen zu verlangen schienen; denn diese scheinen mir in einem solchen Falle als positive Aussage gewichtiger als nicht weiter begründete geologische Bedenklichkeiten. Immerhin kann eingeräumt werden, daß damit wohl die obere Grenze der möglichen Mächtigkeit einer Granitlinse erreicht sein dürfte, und daß für kleinere Massive man wesentlich geringere Mächtigkeiten ansetzen muß. Aber für eine Linse von 30—40 km horizontalem Durchmesser, wie sie der Hochalkern vorstellt, sind 8—9 km Mächtigkeit nicht übermäßig viel und können von geologischen Gesichtspunkten aus kaum angefochten werden.

damit schon recht gut dargestellt. In einem wichtigen Punkt stimmt's aber noch gar nicht. Eine Störungsmasse von der angenommenen Art und Größe reißt notwendigerweise das Minimum an sich gegen die Mitte der störenden Granitmasse (das müßte bei der tatsächlichen Gestalt des Hochalmmassivs wohl südlich von der Breite von Mallnitz sein!), in den Messungen erscheint das Minimum der Schwereanomalien viel weiter nördlich. In Gastein liegt es wenigstens noch am Rand des Granites, in Rauris aber (Bodenhaus) mehr als 5 km nördlich vom letzten sichtbaren Granitausbiß (Neubau)<sup>1)</sup>. Ich habe nun in Erwägung gezogen, daß die sogenannte oberste Schieferhülle, die Kalkphyllitgruppe, als etwas leichter angesehen werden kann als die sonstigen Schiefer, wenn auch nicht viel mehr als eine Dichtedifferenz von  $-0.05$  sich nicht verantworten läßt (vgl. S. 363). Nimmt man nun an, daß eine Zone solcher Kalkphyllite — 10 km breit und ebenfalls bis zur Tiefe von 5 km unterm Meer — im Norden dem Granit vorgelagert ist (wie in Tabelle III Spalte g und h in Rechnung gezogen), so kann man dadurch das Minimum ein wenig nach Norden ziehen. Viel macht das allerdings nicht aus. Wenn jemand dagegen Einspruch erheben will, werde ich nicht allzu heftig darauf bestehen. Ich gebe nur zu erwägen, daß man dann für diesen Ausfall den unterirdischen Granitmassen entsprechend zulegen müßte, während sonst meine Maxime war, die Verantwortlichkeit für die Störungen möglichst zu verteilen<sup>2)</sup>.

Versucht man sich nun die geologischen Möglichkeiten der Massenverteilung zu vergegenwärtigen, so erkennt man bald, daß eine befriedigende Darstellung der gemessenen Schwerewerte durchaus nicht anders möglich ist, als daß man unmittelbar unter den Nordrand des sichtbar aufgeschlossenen Granites weitere negative Störungsmassen legt, mit anderen Worten, daß man dem Granitmassiv am Nordrand irgendwie eine beträchtliche unterirdische Fortsetzung anhängt. Das kann man nun noch von zwei grundsätzlich verschiedenen Gesichtspunkten aus durchführen: Entweder man strebt, die störende

<sup>1)</sup> Über die Komplikation, welche die Teilung des Minimums durch die „Mallnitzer Mulde“ mit sich bringt, wird später noch zu sprechen sein. Vgl. S. 402/3.

<sup>2)</sup> In dieser Absicht habe ich ja bereits den AIRYSchen Massendefekt derart disponiert (s. S. 389/90), daß das Minimum der daher stammenden Schwereanomalie weit im Norden liegt, bei  $x = 55-60$  km. Doch zeigt dieser Versuch klar, daß damit ebenfalls nicht allzuviel ausgerichtet wird: gegen die nahe Störungsmasse kommt die ferne eben nie auf!

Masse nach Möglichkeit noch in den oberen Schichten unterzubringen. Dann kann man befriedigende Übereinstimmung erhalten, wenn eine Granitplatte von 5 km Dicke und 15 km Breite unmittelbar unter die oben angenommene Platte des sichtbaren Granites eingeschoben wird, d. i. von 5 auf 10 km Tiefe und von  $x=35$  bis  $x=50$  km reichend, so wie es Figur 2 A zeigt und wie es in Tabelle III unter Spalte III gerechnet ist. Die punktierte Linie der genannten Figur zeigt das vereinheitlicht als eine mäßig steil nordwärts tauchende Linse. Die Gesamtmächtigkeit dieser müßte allerdings stellenweise über 13 km betragen, was nach den oben gemachten Erwägungen (vgl. S. 396) etwas bedenklich erscheint. Was übrigens auch für die andere Konsequenz gilt, daß

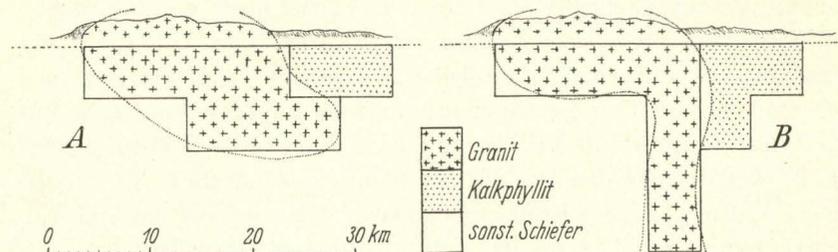


Fig. 2.

dann auch der hydrostatische Auftrieb einer so stark erleichterten Scholle übermäßig groß ausfallen würde. Daß auch in den allgemeineren geologischen Beziehungen die zweite Variante als günstiger zu betrachten ist, werden wir später noch einmal ausführlicher erörtern.

Oder man kann für die Wahl der Massenkonfiguration den Gesichtspunkt der günstigsten Ausnützung der Störungswirkung in den Vordergrund rücken; dann muß man an den Nordrand des Hochalmmassivs einen lotrecht zur Tiefe tauchenden Granitstiel ansetzen. Das ist in Tabelle III, Spalte III und IV gerechnet und in Figur 2B sowie in Figur 3 gezeichnet; dabei ist dieser Stiel als senkrechte, im Streichen des Gebirges liegende Platte von 5 km Mächtigkeit und bis 20 km unters Meeresniveau hinabstechend angenommen, und es wurde auch die Vorlage aus Kalkphyllit bis zu 10 km Tiefe hinabgezogen, dies allerdings nur mehr bis zu einer Profilbreite von 5 km. Diese bedeutende Mächtigkeit des Granitstieles ist anscheinend nicht zu vermeiden.

<sup>1)</sup> Diese Annahme mag darin einige Stütze finden, daß auch R. STAUB (s. Fig. 5, S. 407), wenn auch vermutlich aus etwas anderen Erwägungen, den Kalkphyllit bis zu 10 km hinabzieht.

Ich habe die Attraktion eines Stieles gerechnet, der zwischen 10 und 20 km nur  $2\frac{1}{2}$  km hätte, es zeigte sich aber, daß schon bei einer solchen gewiß nicht besonders starken Verjüngung des Stieles seine Attraktion für unseren Zweck durchaus ungenügend ausfiel. Damit soll nicht gesagt sein, daß es unmöglich wäre, dem Massiv eine jener Formen zuzuschreiben, wie sie neuestens CLOOS für eine Zahl Granite des Variskischen Gebirges nachgewiesen hat, bei denen die flach gelagerte Granitlinse am einen Rande mit knieförmiger Umbiegung in einen abwärts stehenden Stiel und dieser dann mit ziemlich schneller Verjüngung in einen verhältnismäßig geringmächtigen Gang als dem Zuführungskanal übergeht. Man müßte nur die Massen, die bei dieser Verjüngung gegenüber unserem Schema wegfallen, irgendwie oben, etwa an der Stielumbiegung, wieder zusetzen. Es kann aber auch der Fall sein, daß der Granit wirklich ohne stärkere Einengung zur Tiefe setzt, in jener Form, die an dem mobilen Material der Salzstöcke hauptsächlich studiert worden ist, die aber dem nicht weniger mobilen Magma ebensogut anstehen und die zur Tektonik des Grundgebirges, wenigstens des tieferen, eigentlich besser passen<sup>1)</sup>. Wer sehr genau zusieht, könnte hier bemängeln, daß dieser Gedanke nicht völlig durchgeführt wäre, daß dann eine Fortsetzung des Stieles auch unter die 20 km Tiefe in Rechnung gezogen hätte werden sollen. Dazu ist zu sagen, daß eine ungeänderte Fortsetzung dieses Stieles eine zu kleine Masse vorstellt, als daß sie die aus Tiefen unter 20 km die Verteilung der Schwere an der Oberfläche stark modifizieren könnte (ich verweise da auf die Untersuchung über den Einfluß von Kleinformen in der Sial-Sima-Grenzfläche, S. 380). Allerdings wäre ja auch eine Verbreiterung auch unten möglich, unter gewissen Auffassungen sogar vielleicht wahrscheinlich. Aber ich glaube, daß diese dann hauptsächlich darin bestehen müßte, daß der Granitkörper seine scharfe Begrenzung verliert und wolkenartig in einem Gebiete allgemeiner „Anatexis“, in durchspritzten, durchaderten, wiederaufgeschmolzenen Gneisen schwimmt (vgl. S. 378). In dieser Zone wären die Dichten der verschiedenen Gesteinszüge natürlich auch weitgehend aneinander angeglichen, und damit wäre ihre Wirkung auf die an der Oberfläche beobachtbaren Schwerestörungen als sehr gering anzuschlagen.

<sup>1)</sup> CLOOS, H., Das Batholithenproblem, Fortschr. d. Geol. u. Pal., Heft 1, Berlin 1923, S. 34, 39, Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge, Sammlung Vieweg, Braunschweig 1921.

<sup>2)</sup> Vgl. dazu: WEGMANN, C. E., Über Diapirismus (besonders im Grundgebirge), Bulletin de la Commission géologique de Finlande, No. 92, Helsinki 1930.

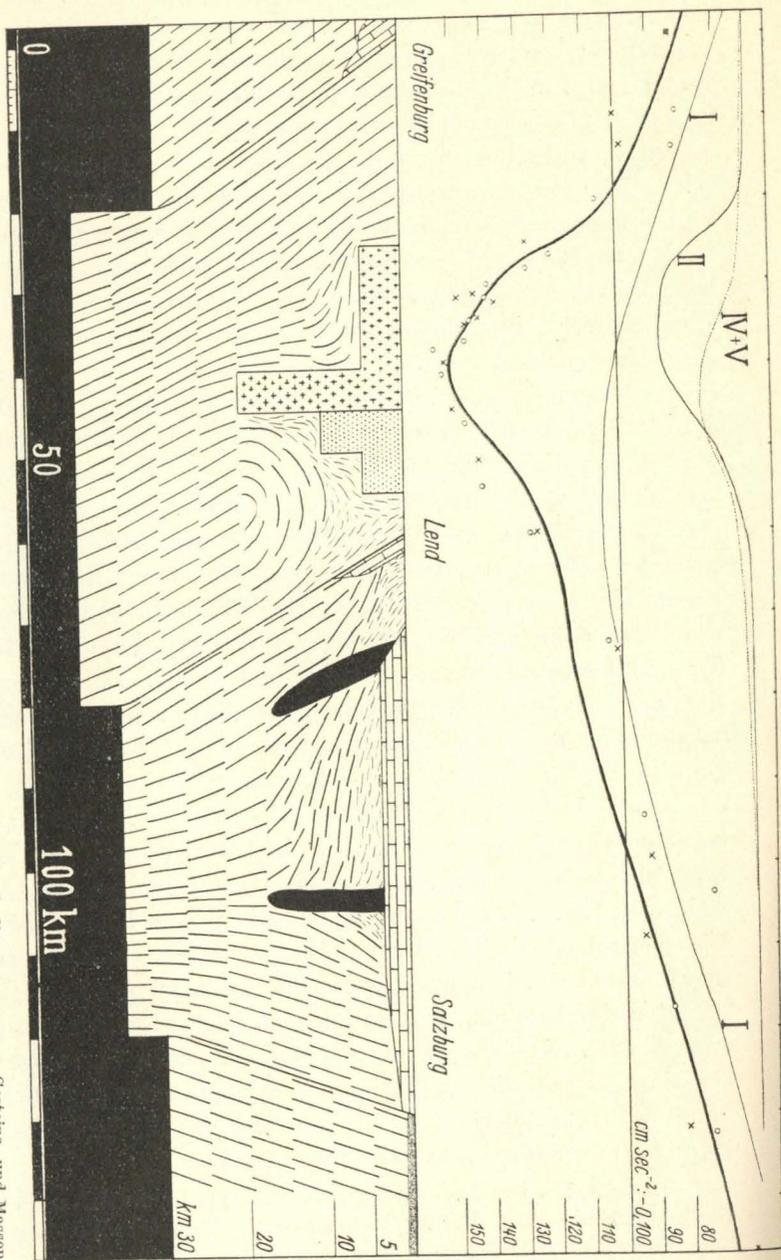


Fig. 3. Berechnete und beobachtete Schwerenanomalien. *Obere Hälfte*: Profil Süd—Nord durch die angenommene Gesteins- und Massenverteilung; unter dem Meeresniveau. *Zeichenerklärung*: Schwarz: Sima (basisches Magma oder Gestein)  $\sigma = 3.1$ ; gestrichelt (grob und fein): Schiefer, atkristallin und Phyllit  $\sigma = 2.8$ ; Raster mit Kreuzchen: Granit (Hochalm-Massiv)  $\sigma = 2.65$ ; Raster mit Punkten: Kalkphyllit  $\sigma = 2.75$ ; Mauer-Signatur: Mesozoikum, im oberen Teil vielleicht  $\sigma = 2.7$ ; sonst 2.8; *Obere Hälfte* (die römischen Ziffern entsprechen den Spalten in Tabelle III): Schwach ausgezogene Kurve I: Störung durch den Anrösch Massendeltek; schwach ausgezogene Kurve II: Störung Granit und Kalkphyllit bis 5 km Tiefe; schwach punktierte Kurve IV u. V: Störung Granitstiel bis 20 km Tiefe; stark ausgezogene Kurve: Summe aller berechneten Störungen; beobachtete Schwerenanomalien: kleine Kreise: östliches Profil (Gastein), kleine Kreuze: westliches Profil (Baurtis).

Fassen wir nun die unter den diskutierten geologischen Annahmen über die störenden Massen berechneten Schwerestörungen zusammen und vergleichen ihre Summe mit den Messungen sich ergebenden Anomalien (Tabelle III, Spalte o, x und y, z), so muß die Übereinstimmung als vollkommen zureichend bezeichnet werden, besonders, wenn man berücksichtigt, daß für einige der größeren Abweichungen spezielle Begründungen gegeben sind: Hallein und Berchtesgaden, Bischofshofen und Hochkönig geologisch angedeutete basische Massen (s. S. 390/1), Sonnblick bis Kolm—Saigurn, die Mallnitzer Mulde (s. S. 402/3), und auch Iselsberg dürfte von einer speziellen, von der Schobergruppe herkommenden Störung beeinflusst sein. Vergleicht man ferner die beiden Annahmen, die wir über die Form des Granitmassivs gemacht haben, schiefe Linse oder senkrechter Stiel (Fig. 2, A und B), so muß man feststellen, daß sie beide — im Rahmen der hier vorläufig erreichbaren Genauigkeit — gleich gut passen, was dann natürlich auch für Formen gelten muß, die zwischen diesen beiden Extremen liegen; in dieser Beziehung kann also auf Grund der Schweremessungen eine Entscheidung nicht getroffen werden.

Dagegen hat die Auffassung B (Stiel am Nordrand) in geologischer Hinsicht Vorzüge, wegen welcher sie zur Grundlage der weiteren Darstellung gewählt worden ist. Für die Vorstellung, daß das Massiv überhaupt mit einem Stiel, einer in die Tiefe tauchenden Fortsetzung versehen ist, dafür sprechen außeralpine Parallelen (wie oben S. 399 angeführt), und schließlich nehmen auch viele Alpengeologen dergleichen an; so zeichnet R. STAUB, dessen Profile ich zur Information der Nicht-Geologen unter den Lesern über die meist verbreitete Auffassung über den Bau unseres Gebirges hierhersetze<sup>1)</sup> (Fig. 5), eine Fortsetzung des Granites gegen die Tiefe zu, nur am verkehrten, am südlichen Rand. Nun, diese Hypothese STAUBS, die eine Anhäufung leichten Gesteins im Südteil unseres Profiles bedingen würde, ist mit den vorliegenden Schweremessungen in keiner Weise vereinbar. Wenn das Minimum der negativen Anomalie am Nordrand des Massivs liegt, so kann man den Hauptteil der negativen Störungs-

<sup>1)</sup> Ich habe STAUB, R., zitiert, weil er der einzige ist, der eine Profilsreihe von der erwünschten Vollständigkeit gibt; und dann auch deswegen, weil er jene viel verbreitete Auffassung von der Tektonik — sie mag nun richtig sein oder, wie ich glaube, falsch — in ihrer Art korrekt und genau gezeichnet gibt, was nicht von allen Produkten jener Schule behauptet werden kann.

masse eben auch nur dort suchen. In diesem Zusammenhang ist die Beobachtung nicht ohne Bedeutung, daß das Hochalmmassiv an seiner Südecke mit überkippter Kniefalte über den Rahmen südwärts hinübertritt<sup>1)</sup> (in Fig. 2 angedeutet). Endet die Granitlinse hier mit freiem Rand, so konnte sie auf Druck leicht aus der Fassung springen, leichter jedenfalls, als wenn sie gerade im Süden durch Stiel oder Wurzel mit der Tiefe verlötet gewesen wäre. Dafür, daß gerade am Nordrand des Massivs auch heute noch ein Weg zur Tiefe geht, kann man als Beleg die Gasteiner Therme anführen, und daß dieser Weg längs des Zufuhrkanales, den einst das Granitmagma genommen, auch noch für die jüngeren postvulkanischen Exhalationen der günstigste war, wird durch den Umstand bezeugt, daß die Tauerngänge nur am Nordrand des Massivs (von Schellgaden usw. im Murwinkel bis Radhausberg und Siglitz bei Gastein) ihre Gold-Arsen-Füllung führen. Erst weiter im Westen, wo Schieferüberdeckung den direkten Austritt aus dem Stiel hemmte (s. S. 403 und Fig. 4), springt die Vererzung eine Staffel weiter nach Süd auf den Hohen Goldberg über. Schließlich ist noch zu erwähnen, daß das Erdbeben vom 14. Mai 1930 gerade am Nordrand des Hochalmmassivs besonders stark gespürt worden ist<sup>2)</sup>, eben in jener Gegend, wo bei Vorhandensein eines Granitstieles die Bebenwellen anbränden mußten, während weiter im Norden — sozusagen im Bebenshatten dieses Stieles — die Intensität der Erschütterung sehr gering war. Einzelne für sich würden vielleicht keine von diesen Angaben völlig zwingende Schlüsse gestatten, aber in ihrer Gesamtheit haben sie doch ein beträchtliches Gewicht.

Das Schwereprofil, das im Westen durch Rauris—Sonnblick gelegt ist, unterscheidet sich von dem Gasteiner durch ein sekundäres Maximum, welches das große Minimum der  $g_0'' - \gamma_0$  in zwei Lappen spaltet. Ursache: Zwischen das leichte granitische Gestein der beiden Massive, Sonnblick und Hochalm, schaltet sich mit der „Mallnitzer Mulde“ ein Paket von schweren Gesteinsschichten, Phyllite, oft mit Chloritoid und Granat, viel Amphibolite und Grünschiefer, ein, wie nebenstehendes Profil<sup>3)</sup> zeigt. Nach den vorliegenden Schwere-

<sup>1)</sup> Vgl. dazu R. SCHWINNER, Sitzber. Akad. d. W. in Wien, math.-nat. Kl.-Abt. I, Wien 1927, Bd. 136, S. 358.

<sup>2)</sup> SCHWINNER, R., Gerlands Beitr., 1930, Bd. 28, S. 417, 428, 438.

<sup>3)</sup> WINKLER, A. v., Jahrb. Geolog. Bundesanst., Wien, Jg. 1926, Taf. VI, Fig. 2 (etwas vereinfacht); vgl. auch WINKLER, Verhandl. Geol. Bundesanst., 1923, S. 93, 95/96.

messungen ist der Attraktion dieser Einlagerung etwa 0.012 bis eventuell 0.015 cm sec<sup>-2</sup>, und daraus ergibt sich<sup>1)</sup>, daß die Stufe oder Kniefalte mit der nördlich vom Sonnblick der Granitgneis unter die Schiefer taucht, kaum weniger als 2000 m vertikal ausmachen kann, was mit WINKLERS Profil gerade noch verträglich ist. Für genauere Berechnung fehlen sowohl geodätisch als geologisch notwendige Daten<sup>2)</sup>.

Denkt man sich die Störung weg, welche durch die schwereren Massen der Mallnitzer Mulde verursacht wird, etwa indem man die äußeren Anomalienwerte durch eine gleichmäßig gekrümmte Kurve verbindet, so erscheint das Minimum in Rauris nicht schwächer, sondern eher tiefer als in Gastein. Nach den hohen

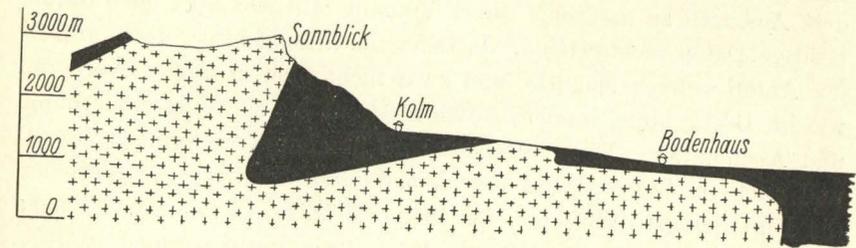


Fig. 4. Sonnblick-Nordabfall (nach WINKLER).  
Zeichenerklärung: Raster mit Kreuzchen: Granit  $\sigma = 2.65$ ;  
schwarz: Schiefer der Mallnitzer Mulde  $\sigma \geq 2.8$ .

Durchschnittsgradienten (Kolm—Bodenhaus 1.4 Milligal auf den Kilometer, Bucheben—Rauris 1.2 ebenso), handelt es sich dabei um recht oberflächennahe Massen von geringerer Dichte. Offenbar zieht also der Granit nicht bloß als randlicher Zipfel von Pochhardt und Silberpfennig in die Rauris hinab, sondern auch weiterhin unter den dort oberflächlich anstehenden Schiefen durch in großer Mächtigkeit — mitsamt dem Stiel — und eine ziemliche Strecke gegen Westen weiter.

#### d) Allgemeine Folgerungen.

Eine Grundlinie unseres Lösungsversuches war die Trennung der Störungsursachen in lokale und regionale. Lokale Störungsmassen waren die an der Oberfläche aufgeschlossenen Granite (daneben in geringem Maße auch noch die Kalkphyllite), also Massen,

<sup>1)</sup> Durch Benützung von Tabelle oder Schaubild in Gerlands Beitr., Bd. 23, S. 66—68.

<sup>2)</sup> In diesem Punkt bin ich mit der „Verbesserung“, welche ich wegen Gesteinsdichte an den Ziffern der von SCHÜTTE angegebenen Schwereanomalien angebracht habe, nicht sehr zufrieden. Hier scheinen die unkorri-

die hauptsächlich (nämlich abgesehen von dem tieferen Teil des Granitstieles) ganz oben, höchstens bis 10 km tief liegen. Regional störend nahmen wir einen Massendefekt an, ungefähr entsprechend dem Postulat der Isostasie nach AIRY, nur etwas seichter als meist angenommen, nämlich zwischen 30 und 40 km Tiefe. Durch geeignete Wahl der störenden Massen in diesen beiden Gruppen konnten nun die beobachteten Anomalien restlos erklärt werden: somit involvieren jene Prämissen auch die Annahme, daß mitten drin, zwischen 10 und 30 km, störende Massen nicht anzutreffen sind. Gewissermaßen wird damit aus der Not eine Tugend gemacht; denn es dürfte nicht leicht sein, über jene Tiefenzone und ihren Bau einigermaßen begründete Aussagen zu machen. Dieser Vorgang läßt sich aber auch durch positive Daten rechtfertigen. Je tiefer im Grundgebirge, desto größer der Anteil sauren Magmas, und zwar nicht bloß in großen Körpern, wie im Deckgebirge, sondern diffus zerstreut bis zu völliger Mischung und Assimilation. Weite Strecken sind überhaupt einförmiger Gneis, und auch im übrigen wird der geschilderten Sachlage entsprechend die Durchschnittsdichte nur um kleine Beträge schwanken. Ferner: Je tiefer eine bestimmte störende Masse liegt, desto geringer ist ihre störende Wirkung<sup>1)</sup> — sofern man diese etwa nach dem Durchschnittsgradienten einschätzt. Somit können aus jener Zone der Tiefe wegen und auch wegen der dort üblichen geringen Dichtedifferenzen tektonische Elemente nur dann gleichermaßen in den Schweremessungen zum Ausdruck kommen wie die lokalen Störungsmassen der Oberflächenschichten, wenn ihre räumliche Ausdehnung entsprechend vielmal größer ist als die der Elemente im aufgeschlossenen Gebirgsbau. Daß dies allgemein zuträfe, dafür bestehen keine Anhaltspunkte, und daher gierten Ziffern teilweise besser: denn in diesen liegt das sekundäre Maximum in Kolm, und Sonnblick hat, wie es sich für die Stufenkante schickt, den Mittelwert zwischen Kolm und Seebichlhaus, während in der korrigierten Reihe Sonnblick unverständlicherweise das Maximum trägt. Dafür fällt Neubau unkorrigiert ganz aus der Kurve heraus, während es nach meiner „Verbesserung“ ordentlich zwischen Sonnblick und Kolm im Mittel liegt. Schließlich ist das doch auch eine einwandfreie Beobachtung, daß im Sonnblickgebiet verschiedene Gesteine mit sehr verschiedener Dichte liegen, und deswegen darf man nicht alles mit der gleichen Dichte reduzieren! Offenbar muß man hier die ganze Reduktionsrechnung Posten für Posten nachprüfen, aber etwas weiter käme man mit der Schätzung schon, wenn wenigstens die topographische Korrektur angegeben wäre, deren Weglassung wir bereits an anderer Stelle bedauern mußten.

<sup>1)</sup> Vgl. dazu als Beispiel S. 380.

ist es gerechtfertigt, aus jenen Tiefen Unregelmäßigkeiten in der Massenverteilung — die dort ja sicher auch anzutreffen sein werden — für die Schwerestörungen an der Erdoberfläche nicht in Rechnung zu ziehen. Erst der „Massendefekt“ an der Sial-Sima-Grenzfläche kommt wieder zur Geltung, einmal, weil jenem stofflichen Unterschied ein größerer Dichtesprung entspricht, und dann, weil der Massendefekt als Ganzes um eine Größenordnung höher steht, nämlich einem ganzen Gebirgszug entspricht und nicht den Einzelementen, aus denen jener aufgebaut ist. Detailformen kommen aus jener Zone natürlich auch nicht zur Geltung (vgl. S. 380).

Die Untersuchung des Schwereprofils der Tauernbahn hat ebenso wie ähnliche im Gebiete der nördlichen Kalkalpen, des Randes der Böhmisches Masse und andere wieder<sup>1)</sup> zu dem Ergebnis geführt, daß man bei dem Versuch, die beobachteten Schwereanomalien als Attraktionen einer bestimmten Massenkonfiguration darzustellen, „mit den Annahmen über Dichte und Dimensionen 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“, und daß man deswegen jene Massenkonfiguration bevorzugen 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.“ Was von diesem kubistischen Stil abweicht, wird schlecht ausgenutzt, und im gleichen Verhältnis müßte man dann Massen, Dimensionen, Dichten in den Annahmen vergrößern — was von vornherein als bedenklich anzusehen war!

Im vorigen Kapitel ist ausgeführt worden, daß nach den vorliegenden Schweremessungen die heute noch vielfach angenommene Hypothese über den Bau der Alpen (wie sie durch die hier wiedergegebenen Profile von R. STAUB typisch repräsentiert ist), wonach der Granit der „Hochalmspitzdecke“ im Süden „wurzeln“ würde, mit der Wirklichkeit nicht übereinstimmen kann. Nicht im Süden, im Norden muß diese Granitmasse eine Fortsetzung in die Tiefe finden. Dieses Ergebnis könnte man nun einfach durch Umkehrung des von STAUB und Genossen angenommenen Bewegungsbildes in sein Spiegelbild — Schub von Nord nach Süd<sup>2)</sup> anstatt von Süd nach Nord — deuten und er-

<sup>1)</sup> SCHWINNER, R., Gerlands Beitr., 1929, Bd. 23, S. 88.

<sup>2)</sup> Für einen solchen von Nord nach Süd gerichteten Aufschub der Phyllitzone des Salzachlängstales auf die Schieferhülle der Tauernzentral-

klären. Vielleicht wird man der Wirklichkeit aber besser gerecht werden, wenn man den ganzen Stil der tektonischen Konzeption ändert. Jene Hypothese („Deckentheorie, *Nappisme*“) führt ihrem Wesen nach, das auf eine übermäßige Betonung der horizontalen Gebirgsbewegungen hinausläuft, auch — wie aus den mitgeteilten Profilen von STAUB (Fig. 5) klar zu erkennen ist —, zu einer sozusagen horizontal stilisierten Ornamentik, flach gelagerten Decken, Verzweigungen (Digitationen), überhaupt zu einer Flachlagerung, Ausplättung aller tektonischen Elemente; im tiefsten Untergrund werden die Trennungslinien der Schubmassen höchstens bis  $45^\circ$  einfallend gezeichnet<sup>1)</sup>, lotrechte Abgrenzungen kommen nur ausnahmsweise — z. B. an Deckenstirnen — zustande. Diese Tektonik ist offenbar schon grundsätzlich der schärfste Gegensatz jenes kubistischen Stiles, den wir als den für Erzeugung von Schwerstörungen zweckmäßigsten erkannt haben, muß also zu einer bedeutenden Materialverschwendung führen. Wollte man etwa im Stil der STAUBSchen Profile eine Massenkongfiguration aufbauen, welche die im Tauernprofil wirklich gemessenen Schwereanomalien in Naturgröße ergibt, so würde man meines Erachtens die Dimensionen der STAUBSchen Profile (Vertikalmächtigkeiten) auf mindestens das  $1\frac{1}{2}$ fache vergrößern müssen — und das wird sich schwer verantworten lassen, eben weil jene Profile nach einem — hier nicht weiter zu erörternden, aber nicht willkürlichen — Verfahren aus dem Bild der geologischen Karte konstruiert sind. Nachdem wir aber meinen, einen derartigen Massenaufwand zugunsten einer gefälligen Ornamentik überhaupt nicht verantworten zu sollen, müssen wir nach tektonischen Bildern suchen, welche sich jenen aus den Schweremessungen gezogenen Stillforderungen leichter anpassen lassen. Es wurde nun bereits im vorigen Kapitel (s. S. 399) massive führt TH. OHNESORGE (Anzeiger d. Akademie d. W., Wien, 1929, Jg. 66, S. 202) die Beobachtung von südwärts gerichteten Schuppen und Schoppfältchen an der Grenze beider Systeme an.

<sup>1)</sup> Diese Profilzeichnung entspricht offenbar der Annahme, daß der Bau des Gebirges unter genau horizontalem Seitendruck geformt worden wäre; denn nur dann werden die Hauptscherklüfte rund  $45^\circ$  einfallen. Ob die Deckentheoretiker ihre Darstellung auf rationale Erwägungen dieser Art aufgebaut oder sonstwie gefunden haben, hat leider keiner noch verraten. Wir müssen hier aber anerkennen, daß diese Zeichnung korrekt übereinstimmt mit der geophysikalischen Grundlage ihrer Anschauungen; denn ob sie nun die alte Kontraktion annehmen oder die neuere sagenhafte Polfluchtkraft, der Kräfteplan wird bei ihnen allgemein so orientiert, daß der maximale Haupt-(Normal-)Druck horizontal gerichtet ist.

vorgeschlagen, vertikal aufsteigende Bewegung in Gestalt „Diapirähnlichen“ Durchbruches der mobilen Magma-massen als Ursache der Raumgestaltung und Eingliederung des Granites in das Grundgebirge anzunehmen. Für die jüngere Tektonik, die eigentliche alpine Gebirgsbildung, wie sie in den drei Hauptbewegungsflächen unseres Profiles (s. Fig. 3) angedeutet ist, wäre zur Grundlage absteigende Massenbewegung zu nehmen, etwa in jenem Stil, den KARL LEHMANN<sup>1)</sup> in seiner Theorie der Pingeng- und Senkungstrog-Bildung aus dem Variskischen Gebirge kennen gelehrt hat. In beiden Fällen muß, der im allgemeinen herrschenden lotrechten Bewegungstendenz entsprechend,

<sup>1)</sup> LEHMANN, K., Bewegungsvorgänge bei der Bildung von Pingeng- und Trögen. — Das tektonische Bild des rheinisch-westfälischen Steinkohlengebirges. — Das rheinisch-westfälische Steinkohlengebirge als Ergebnis tektonischer Vorgänge in geologischen Trögen. „Glückauf“, Berg- und Hüttenmännische Zeitschrift, Essen, 1919, Nr. 48; 1920, Nr. 1, 2, 3 und 15. Für den Leser, der mit der geologischen Literatur nicht vertraut ist, sei nur noch angeführt, daß die Ausführungen LEHMANNS auf exakten mark-scheiderischen Aufnahmen beruhen.

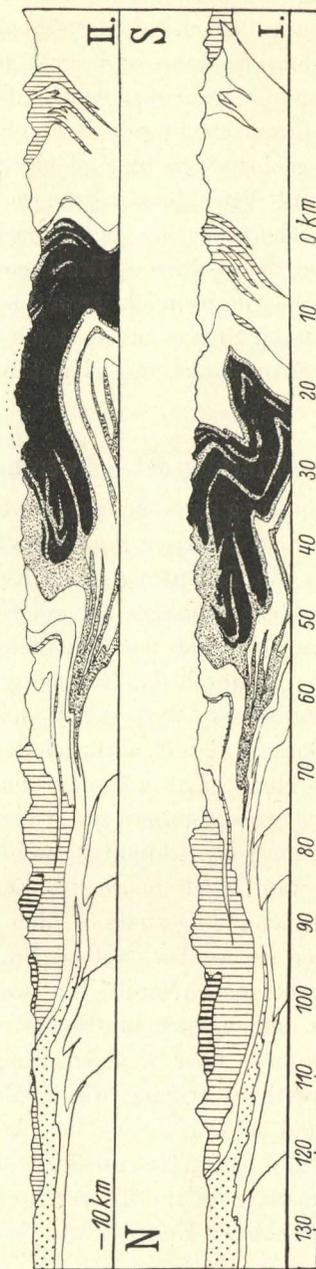


Fig. 5. Schnitt durch die Alpen (nach R. STAUB) im Meridian des I. Sonnblick =  $12^\circ 58'$  östlich von Greenwich, II. Hochalmspitz =  $13^\circ 19'$  östlich von Greenwich.  
 Zeichenerklärung: Weiß: Altkristallin und Paläozoikum; schwarz: Tauern-Zentralgneis (= Granit und Unt. Schieferh.); fein punktiert: Kalkphyllit (obere Schieferhülle); lotrechte Schraffen, fein: Kalkalpen-Trias usw., lotrechte Schraffen, grob: Kalkalpen, Berechtigadener Schubmasse; grob punktiert: Tertiär des Alpenordrandes.

steile Stellung der Bewegungsbahnen und der von ihnen geschaffenen Trennungsflächen vorherrschen, und daher sind diese tektonischen Bilder leichter und mit geringerem Aufwand in Masse und Dichte an die gegebenen Daten der Schwerestörung anzupassen. Diese Feststellung scheint mir nicht ohne Bedeutung, weil ich bereits aus anderen geologischen und geophysikalischen Gründen die Unterströmungs- und Verschluckungstheorie der Gebirgsbildung vertreten habe<sup>1)</sup>, zu welcher eben das Bewegungsbild im Stil von K. LEHMANN paßt, während die — meines Erachtens auch sonst nicht haltbare — Kontraktionstheorie ziemlich zwangsläufig zu Bewegungsbildern im Stil von RUDOLF STAUB führt, deren Brauchbarkeit ich schon vom geologischen Standpunkt aus lebhaft bezweifeln muß.

### III. Weiterführung der Schweremessungen in den Tauern?

Die Vermessung eines einzigen Profiles (oder eines schmalen Profilstreifens, um dem Rauriser Parallelprofil nicht unrecht zu tun) kann natürlich nur die Bedeutung einer Rekognoszierung haben, einer Erkundung, welche Probleme der gravimetrischen Forschung in diesem bis dahin ganz und gar unerforschten Gebiet gestellt sein möchten. Diese Aufgabe ist durch das Schwereprofil, das längs der Tauernbahn vermessen worden ist, wie gezeigt, gelöst; die komplizierte Struktur der Tauern konnte damit natürlich nur in einzelnen Punkten etwas aufgeklärt werden; mehr wäre nur von einer systematischen Untersuchung des ganzen Gebirges zu erwarten, wie sie in besseren Zeiten im Anschluß an jene Erkundung wohl in Angriff genommen worden wäre. Aber wenn auch heute die Erwartungen und Anforderungen etwas bescheidener eingestellt werden müssen, so soll hier doch für alle Fälle erörtert werden, welche Probleme die Diskussion der vorliegenden Messungen aufgerollt hat, welche Lücken im Beobachtungsmaterial sich am unangenehmsten bemerkbar gemacht haben, welche Ergänzungen mehr oder weniger dringend erschienen, und wie man also unter Berücksichtigung dieser Erfahrungen gegebenenfalls eine Ergänzung und Weiterführung der Arbeit disponieren müßte.

Als allgemeine Grundsätze für eine Fortsetzung der Schweremessungen im Tauerngebiet können wir folgende zwei Punkte hervorheben: Erstens, was ja eigentlich eine Selbstverständ-

<sup>1)</sup> SCHWINNER, R., Vulkanismus und Gebirgsbildung, Zeitschr. f. Vulkanismus, 1920, Bd. 5.

lichkeit ist, sind bei der Beschränktheit der Mittel die in Aussicht zu nehmenden Arbeiten, stets nur ein Teil einer vollständigen Vermessung, an die Vorarbeiten eng anzuschließen, insbesondere auch räumlich. Ein isoliert wieder anderswo gelegtes Profil würde unsere Kenntnis von den Tauern kaum vertiefen, vermutlich eher neue Probleme aufwerfen als die alten erledigen. Schließen aber die Profile auch räumlich aneinander, so stützt und erklärt eins das andere. Gewissermaßen im selben Sinn wäre festzulegen, daß eine wesentliche Änderung in der Art der Untersuchung nicht anzustreben wäre. Für den Fall einer bedeutenden Erhöhung der Genauigkeit müßten ja die früher vermessenen Profile wieder neu nachgemessen werden. Abgesehen davon, daß dies unter den nun einmal bestehenden Verhältnissen kaum ernstlich in Aussicht zu nehmen sein wird, muß man sich auch fragen, ob und inwieweit eine Erhöhung der Genauigkeit möglich und rationell durchführbar ist. Es hat wenig Sinn, die Messung selbst mit besonderer Genauigkeit durchzuführen, wenn gleich darauf die Reduktion größere Fehler einschleppt<sup>1)</sup>, und eine wesentliche Erhöhung der Genauigkeit in diesem Belange würde sehr weitläufige Arbeiten verlangen. Eine mäßige Erhöhung der Genauigkeit in der Pendelung, besonders gegenüber den älteren Messungsreihen, wäre aber immerhin möglich und in gewissen Beziehungen auch wünschenswert. Von der Genauigkeit hängt nämlich der Stationsabstand ab. Für die Messungen von 1910—1912 war dieser ziemlich entsprechend gewählt; denn bei den engeren Stationen (Böckstein, s. S. 367 Anmkg.) kamen schon Unzukömmlichkeiten vor. Sind die Messungen etwas genauer, so kann man die Stationen ein wenig enger stellen, und

<sup>1)</sup> Damit meine ich nicht — oder nicht in erster Linie — den viel umstrittenen BOUGUER, sondern die topographische Korrektur, die jeder Verwertung der Schweremessungen anhängt. Bei Gebirgsstationen macht sie ziemlich viel aus: ich entnehme aus BORRASS (bei SCHÜTTE fehlen leider die bezüglichen Angaben) für Stationen unserer Tabelle I:

Sachsenburg (= Möllbrücken) $g' - g = 0.017 \text{ cm sec}^{-2}$	
Greifenburg . . . . .	0.012
Ober-Drauburg . . . . .	0.017
Lienz . . . . .	0.014

Droben in den engen Tauerntälern oder gar bei Gipfelstationen ist das Korrektionsglied noch größer. Nun ist (vgl. S. 361/63) in der Gesteinsdichte eine Unsicherheit von + 5% gar nicht einmal besonders schlecht, dazu kommen die Fehler des Kartenmaterials und die Vernachlässigungen beim Ausmessungs- und Berechnungsvorgang: es kann also schon die topographische Korrektur leicht einen Fehler von 1—2 Milligal einschleppen!

das wäre bei der gegebenen Größenordnung der Bauelemente wünschenswert. (So ist in Rauris das so interessante Minimum doch nur sehr approximativ erfaßt!)

Die besonderen Probleme, welche die Natur dem Geophysiker hier stellt, zerfallen, wie oben ausgeführt, in zwei Gruppen, je nachdem sie sich auf die lokalen oder auf die regionalen Störungsursachen beziehen. Unter den lokalen Störungsursachen spielen in den Tauern die Granite („Zentralgneise“) die erste Rolle. Da verweise ich in erster Linie auf das, was früher (S. 392) darüber gesagt worden ist, daß es wünschenswert, dringlich, ja geradezu notwendig wäre, ein Profil mitten quer durch die Hochalmmasse zu vermessen. Auch eine gravimetrische Untersuchung des Ostabfalles dieser Masse wäre zur vollständigen Kenntnis dieses Naturobjektes nötig, doch will ich das hier nur andeuten, da das ziemlich weit und von den Tauern wegführen würde. Soweit die Granitkörper im Gebirge aufgeschlossen erscheinen, ist das Problem klar gegeben als die Frage nach der Tiefenerstreckung. Es gibt aber Anzeichen, daß die Granitkörper der Tauern sich auch unterirdisch, von der Schieferhülle maskiert, weit fortsetzen. Da ist auf die Beobachtungen aus Rauris zu verweisen (s. S. 403), nach denen sich der Gasteiner Granit weit unter jenem Tal durcherstrecken muß; es wäre durch Messungen im Rauriser Seitenwinkeltal nachzuprüfen, ob diese unterirdische Granitzunge sich noch weiter nach Westen fortsetzt. Diese Möglichkeit wäre auch im Auge zu behalten, wenn die im Westen dem bereits vermessenen Gebiet zunächst benachbarten Profile von Fusch und Kaprun in Arbeit genommen werden sollten. Der Granatspitzkern ist im Aufschluß zwar klein, aber die Art, wie er im Osten unter die Schiefer des Ödenwinkels usw. taucht, ließe eine unterirdische Fortsetzung von größerer Masse nicht als unwahrscheinlich ansehen.

Bei den lokalen Störungsursachen ist das Problem basischer Massen, die vielleicht an den Linien Bischofshofen—Mitterberg und Schladming—Hallein—Berchtesgaden in der Tiefe angenommen werden müssen, mit seiner interessanten Verknüpfung im Lagerstättenkundlichen wenigstens zu erwähnen (vgl. S. 391). In der Hauptsache gehört es nicht mehr in den Bereich von Untersuchungen, welche auf Erforschung der Tauern abzielen, seine Inangriffnahme würde in erster Linie eine Verdichtung der Schwerestationen in der Grauwackenzone und in den nördlichen Kalkalpen zur Voraussetzung haben; die jetzige Stationsdichte genügt dort, unter dem Gesichts-

punkt eines „Flankenschutzes“, der Feststellung, daß von dort besondere Störungen auf das Hauptuntersuchungsgebiet nicht ausgeübt werden, für spezielle Untersuchungen ist natürlich mit Stationsdistanzen von 10—14, ja bis 24 km nichts auszurichten. Im Zusammenhang mit einer gravimetrischen Untersuchung der Grauwackenzone wäre dann auch die Erscheinung aufzuklären, daß sich der Gradient bei Annäherung an die Salzachlinie (Dorf Gastein—Lend, Rauris—Taxenbach) beträchtlich zu versteilen scheint. In den lokalen Verhältnissen sowie von der Tauerngeologie aus ist ein Grund dafür vorläufig nicht ersichtlich.

Die große regionale Störung, das Schweredefizit der Alpenkette als Ganzes, wird von selbst klarer herauskommen, wenn die lokalen Störungen möglichst restlos ermittelt und eliminiert sind. In einer Beziehung ist aber eine Erweiterung der Untersuchungen nötig. Störungen, wie die in Frage stehende negative Anomalie, welche die Alpen als Ganzes charakterisiert, sind gekennzeichnet durch langsamen Abfall, sie können nur von störenden Massen verursacht werden, die in großer Tiefe liegen<sup>1</sup>). Wir haben in den früheren Diskussionen dafür die Bilder der AIRYSchen Hypothese verwendet, weil sie geologisch, geophysikalisch, geochemisch am annehmbarsten erscheinen, das Folgende muß aber allgemein, unabhängig von der speziell gewählten Hypothese gelten. Nachdem die Störungswirkung tiefliegender Massen sehr in die Breite geht (zum Beispiel diene, daß die Störung der AIRYSchen Stufe, welche wir der Draulinie zugeordnet haben, nach Tabelle III, Spalte b am nördlichen Alpenrand noch mehr als  $0.010 \text{ cm sec}^{-2}$  ausmacht), so kennt man eine regionale Störung erst dann wirklich, wenn man die Schwereverhältnisse gleichermaßen in der Breite erkundet hat. Die Außenposten, weit von dem eigentlichen Untersuchungsgebiet, brauchen nicht eng zu stehen, zu wünschen ist je eine Station auf jeder Zone des Gebirgsbaues, welche tektonisch mehr oder minder selbständig erscheint. Dieser Forderung ist im Nordteil des Tauernprofils Rechnung getragen, mit mäßiger,

<sup>1</sup>) Natürlich sofern sie überhaupt (unmittelbar) von störenden Massen herrühren. Die schwierige Frage der Undulationen des Geoides soll hier nicht wieder angeschnitten werden. Denn von dem Schwereabfall, der hier zwischen Vorland und Alpenmitte mehr als  $0.090 \text{ cm sec}^{-2}$  beträgt, kann auch bei sehr extremen Annahmen nur ein Bruchteil auf Hebung des Geoides verrechnet werden, für den restlichen, größeren Teil müssen dann immer noch Erwägungen nach Art der oben angestellten gültig sein.

aber völlig zureichender Dichte stehen Stationen bis 100 km und mehr vom Nordrand des eigentlichen Tauerngebietes zur Verfügung. Auch wenn die weiter westlich gelegenen Profile der Tauern in Angriff genommen werden, wird die Hinzufügung weniger Stationen genügen, den Flankenschutz im Norden aufrechtzuerhalten. Aber auf der anderen Seite im Süden fehlen schon von der Drau weg Schwere-messungen ganz und gar bis weit draußen in der Friulaner Tiefebene, wo einige ältere Messungen zur Verfügung stehen (Udine, Pordenone usw.). Dieser Mangel fällt um so schwerer ins Gewicht, weil man hier aus geologischen Daten auch nichts Gewisses voraussagen kann. Man könnte vielleicht annehmen, daß das Kristallin des Gailtales und das Variskische Gebirge der Karnischen Hauptkette sozusagen eine Schwere-antiklinale vorstellen, den Kalkalpen südlich davon wäre wieder ein Massendefekt zuzuordnen, und dessen seitliche Attraktionswirkung wäre in der anschließenden Saumtiefe geltend, weswegen dort die Schwere ungefähr die gleiche ist wie in der nördlichen Saumtiefe der Alpen. Es beträgt nämlich

in Treviso  $g''_0 - \gamma_0 = -0.046$  (nach BORRASS, also mit den Ziffern unserer Tabelle I vergleichbar)

Grado	— 0.031
Portogruaro	— 0.053
Görz	— 0,036
Pordenone	— 0.071
Udine	— 0.054

Die Verhältnisse können aber auch ganz anders liegen, und der Störungseinfluß, der von Süden her in unser Tauernprofil gebracht wird, läßt sich heute daher gar nicht abschätzen. Diesem Übelstand sollte abgeholfen werden, soweit es die Mittel und der durch die Grenze arg beengte Spielraum zulassen. Fürs erste würde es wohl genügen, die beiden 1910—1912 vermessenen Profile nach Süden bis zur Staatsgrenze, d. i. längs der Paßstraßen bis auf Plöcken und Naßfeld, zu verlängern.

Im Tauernprofil selbst wäre eine Erkundung der Kreuzeckgruppe zu wünschen. Ich glaube zwar nicht, daß von dort regionale Störungen ausgehen, aber es liegt hier doch ein bedenkliches Loch im Netz der Messungen, und eine oder die andere Station in den Tälern dieser Gebirgsgruppe würde sich (z. B. in der Teuchel) zwanglos an eine rein meridionale Verlängerung des Rauriser Profiles über Fragant —

mittlere Möll anschließen, welche letztere als Ausfüllung einer allzu großen Lücke<sup>1)</sup> ebenfalls zu empfehlen wäre.

Dagegen scheint in der Schobergruppe ein Störungszentrum zu liegen, wenn es richtig ist, die Station Iselsberg mit ihrer Abweichung vom schlichten Verlauf der Anomalienkurve ins Negative für eine Abzweigung eines größeren Minderschweregebietes anzusehen. Geologisch fällt die Sonderstellung der Schobergruppe ins Auge, und wenn wir die Scholle des Priakt als aufgelastete Deckscholle ansehen, wäre ein AIRYScher Massendefekt hier auch verständlich. Aber ebensogut könnten die Eklogite dieser Gebirgsgruppe als Beleg für eine ausnahmsweise starke Heraushebung tieferen Untergrundes angeführt werden, wofür eher Überschwere zu erwarten wäre; geologisch läßt sich dieser Gedanke auch nicht völlig von der Hand weisen. Auf jeden Fall: ein Störungszentrum in der Schobergruppe müßte alle Stationen unseres westlichen Profiles an der oberen Möll stark beeinflussen, und darum ist es nötig, die Schwereverhältnisse der Schobergruppe — vielleicht durch eine Station im innersten Debanttal — wenigstens im größten aufzuklären.

Sollte es gelingen, die Messungen auch auf den westlichen Teil der Hohen Tauern auszudehnen, so ist bei Kalkulation der regionalen Störungen eine morphologische Beobachtung zu beachten. Die beiden Stücke des Salzachlaufes, ober- und unterhalb vom Zell—Kapruner Moos, sind in ihrer Landschaft ganz verschieden, und zwar deutet Weite, Schuttanhäufung, Versumpfung, Seenbildung in Ober- und Mittel-Pinzgau auf Senkung; Talenge, Stufenmündungen und hohe Terrassen von Bruck abwärts auf Hebung (vgl. S. 383), und es ist zum mindesten wahrscheinlich, daß so gegensätzliche geophysikalische Dispositionen in der Massenordnung der tieferen Schichten ihren Grund haben. Es würde sich in diesem Falle empfehlen, in das Gebiet um den Zeller See — großtektonisch sozusagen die Kippachse zwischen Hebungs- und Senkungsgebiet, mehr Stationen hineinzulegen, als sonst in der Grauwackenzone nördlich der Salzach durchschnittlich liegen —, was vielleicht auch nicht uninteressante Einblicke in die lokalen Verhältnisse erwarten ließe.

Eine wertvolle Ergänzung würden die Pendelbeobachtungen durch jede Untersuchung anderer Art finden, welche geeignet ist, selbständig

<sup>1)</sup> Daß man 1910—12 das Profil von Rauris nach Westen abgeschwenkt hat, senkrecht zum Streichen des Gebirges, soll als der einzige geologische Lichtblick im damaligen Programm hier nicht bemängelt werden. Aber damit kamen beide Profillinien so weit auseinander, daß sie sich gegenseitig nicht mehr kontrollieren.

die Figur des Geoides aufzuklären, und besonders die Undulation desselben, welche wahrscheinlich der Tauernkette entsprechen wird; denn diese Undulation beeinflußt unmittelbar die Deutung der Messungen von  $g$ . Dafür wäre das sogenannte „Astronomische Nivellement“ die allerzweckentsprechendste Operation; es ist aber zweifelhaft, ob ein derartiger Aufwand für die nächste und für absehbare Zeit überhaupt ins Auge gefaßt werden darf. Vielleicht könnten wenigstens einige Breitenbestimmungen auf einem der beiden wegsamen Meridiane (Tauernbahn oder Glocknerstraße) zu bekommen sein. Es würden vielleicht sechs Stationen genügen, z. B. längs der Tauernbahn: Lend, Badbruck, Böckstein, Mallnitz, Ober-Vellach, Greifenburg, nicht um die Gestalt des Geoides zu ermitteln, wohl aber um eine obere Grenze zu finden, welche die Hebung des Geoides sicher nicht überschreitet. Wenn diese — wie ich vermute — nicht allzu hoch liegt, wäre damit die Verwendung der gebräuchlichen Schwerereduktion innerhalb der vorläufig anzustrebenden Genauigkeit gesichert.

Daß seismische Beobachtungen zur Kenntnis des tieferen Baues der Tauern Wesentliches beitragen können, hat das Transversalbeben vom 14. Mai 1930 in überraschender Weise erkennen lassen<sup>1)</sup>. Leider handelt es sich da um Beobachtungen an einer Naturerscheinung, die unseren Vorkehrungen entzogen sind; denn für Erzeugung künstlicher Erdbeben (nach MINTROP) in dem hier nötigen Maßstab dürften die erforderlichen Mittel kaum so bald zur Verfügung stehen. Wohl aber könnte man versuchen, das Netz der Vertrauensleute für makroseismische Beobachtungen in diesem Gebiete weiter auszubauen, einmal durch stärkere Heranziehung der Alpinistenkreise und in zweiter Linie durch die Organe der großen technischen Unternehmen, die für die nächste Zeit im Tauerngebiet geplant sind. Zweifellos wird in den nächsten Jahren das Hochgebirge der Hohen Tauern Sommer und Winter in einer Weise bevölkert sein wie noch nie, und es sollte wohl möglich sein, darauf eine wesentliche Verbesserung und Verstärkung des Erdbebendienstes aufzubauen. Allerdings, ob sich dann ein so zweckmäßiges Beben wie das vom 14. Mai 1930 zur Beobachtung darbieten wird, das muß dem guten Glück der Tauernforschung überlassen bleiben.

<sup>1)</sup> Siehe SCHWINNER, R., Gerlands Beitr. Bd. 28, 1930, S. 413—438.

### Schlußwort.

Zum Schlusse unserer Ausführungen sei der geneigte Leser gebeten, nicht allzu kritisch nachzurechnen, an wie wenig Punkten ein festes Resultat erzielt werden könnte, und an wie vielen es bei einer „interessanten Perspektive“ verbleiben mußte. Das wäre nicht ganz gerecht in Anbetracht des fragmentarischen Charakters der zugrunde liegenden Beobachtungen und der Schwierigkeit eines ersten Versuches auf diesem Gebiete. Kann die Vermessung eines einzigen Profilstreifens — wie oben auseinandergesetzt worden ist — wohl nur als eine gravimetrische Rekognoszierung dieser Terra incognita angesehen werden, so kann von ihrer geologischen Bearbeitung auch nicht mehr verlangt werden, als daß sie zeigt, was man mit einer vollständigeren Vermessung der Tauern anfangen könnte. Und das dürfte doch gelungen sein, zu zeigen, wie durch methodisches Zusammenwirken von Geophysik und Geologie (im weitesten Sinne verstanden, einschließlich Morphologie) gewisse Probleme wenigstens einer Wahrscheinlichkeitslösung zugeführt werden können; Probleme, die einer dieser Wissenszweige isoliert arbeitend nicht bewältigen kann und die für das Verständnis von Bau und Werden unserer Alpen von großer Bedeutung sind. Und das muß den Wunsch nach einer Fortsetzung der betreffenden Arbeiten in den Tauern wohl rechtfertigen.

Gerade heute stehen großartige technische Projekte in Vorbereitung, welche im wilden Hochgebirge der Tauern wenigstens für einige Zeit eine Wegsamkeit und sonstige Hilfsmittel schaffen werden wie nie zuvor. Da sollte es möglich sein, im Gefolge solchen gewaltigen technisch-wirtschaftlichen Aufwandes in einem gewissen Maße auch eine Förderung der reinen Naturwissenschaft in Berücksichtigung zu ziehen. Es ist mir eine angenehme Pflicht, festzustellen, daß bezügliche Anregungen von den zuständigen hohen Stellen mit vielem Verständnis und Entgegenkommen aufgenommen worden sind. Es sei daher zum Schlusse der Wunsch gestattet, daß es trotz aller Schwierigkeiten gelingen möge, die in den Tauern 1910 begonnenen Schweremessungen weiter fortzuführen und auszubauen. In diesem Zweige der Geophysik hat Österreich schon seit der Begründung desselben eine führende Stellung innegehabt; möge die Erforschung der Tauern der Anlaß sein, diesen überlieferten Ruf rühmlich zu erneuern.

## Inhaltsverzeichnis.

Einleitung . . . . .	354—355
I. Bemerkungen zur Tabelle der Schweremessungen . . . . .	355—357
Die Dichte der Gesteine . . . . .	357—350
Reduktion nach BOUGUER . . . . .	360—365
II. Zur Deutung der Schweremessungen . . . . .	366—408
a) Allgemeines . . . . .	366—371
b) Der „Massendefekt“ der Alpenkette . . . . .	371—391
Volumen und mittlere Höhe des Gebirges . . . . .	
Hydrostatischer Auftrieb und Epirogenese . . . . .	
Faltungstiefgang, Hauptdislokationen usw. . . . .	
Basische Intrusionen unter der Grauwackenzone? . . . . .	
c) Die Tauerngranite als negative Störungsmassen . . . . .	392—403
Stiel oder Zuführungsgang des Hochalm-Massivs . . . . .	
Sonnblick-Profil . . . . .	
d) Allgemeine Folgerungen . . . . .	403—408
Verschiedene Stile der Tektonik . . . . .	
III. Weiterführung der Schweremessungen in den Tauern? . . . . .	408—414
Schlußwort . . . . .	415

Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H. / Leipzig

# GEOCHEMIE

## IN AUSGEWÄHLTEN KAPITELN

von

**Prof. Dr. W. J. Vernadsky**

Leningrad

Autorisierte Übersetzung aus dem Russischen

von

**Dr. E. Kordes**

am Mineralogischen Institut Leipzig

X und 370 Seiten. Broschiert M. 23.—

Gebunden M. 25.—

In seinem Buch der „Geochemie“ tritt der Verfasser W. J. Vernadsky zum Teil von einer ganz anderen Seite an die Probleme der Geochemie heran, als wir es von diesen Arbeiten anderer Forscher, z. B. V. M. Goldschmidt, F. Clarke, H. Washington — um nur einige wenige Namen herauszugreifen — und anderen, gewohnt sind. Hier herrscht die „anorganische“ Richtung unter Zuhilfenahme von physikalischer Chemie und Physik vor. Vernadsky zeigt uns dagegen, daß auch noch weitere wesentliche Erscheinungen mitzubehutsichtigen sind, besonders die Lebensvorgänge in der Biosphäre, will man den gesamten Mechanismus der äußeren Zonen unserer Planeten — der Erdrinde — verstehen. Die von ihm hierbei ausgewählten Kapitel dürften somit dem Leser vieles bieten, was er in anderen zusammenfassenden Werken über Geochemie im allgemeinen nicht findet. Die vorliegende deutsche Ausgabe der „Geochemie“ von W. J. Vernadsky wird dazu beitragen, die interessanten Ergebnisse speziell auch der russischen geochemischen Forschung, die vielen wegen der Unkenntnis der russischen Sprache schwer zugänglich sind, als Ergänzung der geochemischen Arbeiten anderer Forscher in weiteren Kreisen bekanntzumachen.

### *Aus dem Inhalt:*

Erstes Kapitel: Aus der Vorgeschichte der Geochemie. Zweites Kapitel: Die chemischen Elemente und ihre verschiedenen Arten von Vorkommen in der Erdrinde. Drittes Kapitel: Die Geochemie von Mangan und energetische Betrachtungen. Viertes Kapitel: Das Silicium und die Silikate in der Erdrinde. Fünftes Kapitel: Der Kohlenstoff und die lebende Substanz in der Erdrinde. Sechstes Kapitel: Die radioaktiven Elemente in der Erdrinde.