

II. Stoffwanderung bei der Metamorphose.

Von Friedrich Becke.

H. Rosenbusch hat den Satz aufgestellt, daß der Prozeß der Metamorphose den stofflichen Bestand der umgewandelten Gesteine nicht wesentlich ändere, so daß man aus der Analyse eines metamorphen Gesteins auf seine ursprüngliche Zusammensetzung schließen könne. Er hat diesen Satz, der für die Auffassung der kristallinen Schiefer zu einem fruchtbaren Leitgedanken geworden ist, bis zuletzt nachdrücklich verfochten¹⁾.

Daß dieser Satz eine Reihe von Einschränkungen erfahren muß war durch den Fortschritt der Forschungen erkannt worden. In dem Bericht über Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose²⁾ habe ich auf eine Reihe von Fällen aus eigenen Erfahrungen und denen anderer hingewiesen, in denen stoffliche Änderungen der Gesteine während und durch die Metamorphose festzustellen sind. In zwei im April 1920 in Stockholm und Kristiania gehaltenen Vorträgen³⁾ habe ich diesen Hinweis wiederholt und die Alkalizufuhr betont, welche bei gewissen Typen der Metamorphose vom Intrusivgestein in seine Schieferhülle hinein nachweisbar ist, und welche zu einer Assimilierung der Abkömmlinge von Erstarrungs- und Sedimentgesteinen führen kann.

Nun hat V. M. Goldschmidt diese Frage bezüglich der Metamorphose im Kaledonischen Gebirge im Gebiet von Stavanger weiter verfolgt und hat versucht, Art und Quantität der Stoffzufuhr genauer abzuschätzen⁴⁾.

Für solche Untersuchungen sind die Verhältnisse im Stavangergebiet sehr günstig. Ein ziemlich homogener Phyllitkomplex von kambrosilurischem Alter wird intrudiert von Noriten, Dioriten,

¹⁾ Man vergleiche z. B. Elemente der Gesteinslehre. 3. Aufl. S. 576 (1910).

²⁾ Fortschritte der Mineralogie usw. 5, S. 210 (1916).

³⁾ Geolog. Fören. i Stockholm Förhandl. 42, S. 188 (1920).

⁴⁾ Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiet. Videnskabs selskabet's Skrifter Kristiania 1920, Nr. 10.

Trondhjemiten, Adamelliten des Trondhjemit-Opdalitstammes samt zugehörigen Pegmatiten, Apliten. In den von den Intrusivgesteinen entferntesten Teilen erscheint das phyllitische Gestein als Quarz-Muscovit-Chlorit-Phyllit (I. Stadium). In dem Maße als man sich den Intrusivkörpern nähert, nimmt die Deutlichkeit des kristallinen Gefüges zu, in den Mineralbestand treten Granaten ein (II. Stadium, Qu. Mu. Ch. Granat-Phyllit), dann wird der Chlorit durch Biotit ersetzt (III. Stadium Qu. Mu. Biotit-Granat-Phyllit), dann wird das Gefüge gröber, die Glimmer treten makroskopisch hervor (IV. u. V. Stadium Qu. Mu. Bi. Gr.-Schiefer und Glimmerschiefer). Auf nächste Nachbarschaft mit den Intrusivgesteinen ist das VI. Stadium beschränkt, in welchem Porphyroblasten von Albit das Grundgewebe des Schiefers durchspicken (Albitporphyroblastenschiefer).

Die mittlere chemische Zusammensetzung des Schiefergesteins in den verschiedenen Stadien ermittelte Goldschmidt, indem er von möglichst vielen (4 bis 18) Aufschlußpunkten Proben von gleichem Gewicht entnahm, die demselben Stadium angehörenden gemeinsam pulverte und von den so erhaltenen Durchschnittsproben von O. Roer chemische Analysen machen ließ.

Diese Analysenreihe I bis VI zeigt eine ziemlich regelmäßige Änderung in dem Stoffbestand der Glieder. Die Kieselsäure nimmt regelmäßig zu. Die Tonerde nimmt ab, die Eisenoxyde schwanken etwas, ohne eine Veränderung anzudeuten, dasselbe gilt von der Magnesia. Kalk nimmt merklich zu. Sehr regelmäßig ist die Zunahme des Natrons. Kali scheint etwas abzunehmen, doch ist die Abnahme nicht bedeutend und in der Reihe nicht regelmäßig. Sehr deutlich und ziemlich regelmäßig ist die Abnahme des Wassergehaltes.

Goldschmidt schließt nun, daß Zunahme der Kieselsäure, des Natrons und des Kalkes und Abnahme des Wassers die wesentlichen Veränderungen seien; die kleineren Schwankungen bei den übrigen Substanzen seien durch die relativen Änderungen zu erklären, die namentlich durch die Kieselsäurezufuhr bedingt werden, sowie durch die Schwankungen des sedimentären Ausgangsmateriales, die durch das Mittelnehmen noch nicht hinlänglich ausgeglichen sind.

Die Reihe der Analysen wird noch fortgesetzt durch Analysen von Augengneisen und Granitgneisen. Da aber der Beweis, daß auch diese Gesteine aus Phyllit durch Stoffzufuhr während der Metamorphose entstanden seien, vom Autor selbst nicht als erbracht angesehen wird, sollen sie weiterhin außer Betracht bleiben.

Wie ersichtlich, ist eine wesentliche Voraussetzung der ganzen Auseinandersetzung, daß die in ihren Endstadien sehr verschiedenen Gesteine einmal einen einheitlichen Sedimentkomplex gebildet haben. Diese Auffassung wird nicht allseitig geteilt. Es macht sich auch die Auffassung geltend, die Intrusivgesteine und die sie begleitenden höher kristallinen Schiefer einem anderen geologischen Körper zuzuteilen als die normalen Quarz-Muscovit-Chlorit-Phyllite von Stadium I, und zwischen diesen geologischen Körpern tektonische Störungsflächen anzunehmen.

V. M. Goldschmidt hat im Juni 1922 die Verhältnisse des Stavangergebietes auf einer Reihe vom herrlichsten Sommerwetter begünstigter Exkursionen seinen Kollegen und Freunden gezeigt und ich hatte dank seiner freundlichen Einladung Gelegenheit, daran teilzunehmen. Wenn ich mir auch keineswegs anmaße, auf Grund von sechstägigen Ausflügen in diesem herrlichen Gebiet eine Entscheidung in dieser geologischen Streitfrage fällen zu wollen, so muß ich anderseits bekennen, daß ich nichts gesehen habe, was der Auffassung von Goldschmidt widersprechen würde. In den zahlreichen Aufschlüssen auf den Inseln des Stavangerfjords konnte man sich überzeugen, daß im lebendigen Kontakt mit den Intrusivgesteinen niemals die Phyllite vom Stadium I zu beobachten waren, sondern stets die höher metamorphen Stadien mit Biotit-Granat usw.

Die Schiefer mit Feldspatknotten sahen wir stets nur in der Nähe der Intrusivkörper, allerdings beobachteten wir unter gleichen Verhältnissen auch Schiefer mit Muscovitporphyroblasten, besonders schön auf der Insel Horge. Diese scheinen durch die chemischen Studien von Goldschmidt noch nicht erledigt zu sein.

Der allmähliche Übergang von Muscovit-Chlorit-Phyllit zu den höher metamorphen Stadien mit Granat und Biotit konnte besonders im mittleren Teil der Insel Aamöen gut verfolgt werden.

Goldschmidt nimmt also an, die Albitporphyroblastenschiefer VI seien aus Phyllit I unter Stoffzufuhr von SiO_2 , CaO und Na_2O und unter Wasserabgabe hervorgegangen. Er erörtert die verschiedenen Möglichkeiten dieser Zufuhr: Direkte Zufuhr von Trondhjemitsubstanz von bestimmter Zusammensetzung, Zufuhr von Granitaplit, von Albit, von Albit + Kieselsäure + Kalk. Sie werden abgelehnt, teils weil sie eine unwahrscheinlich große Stoffwanderung erfordern, um die Natronmenge des Albitporphyroblastenschiefers zu erzielen, teils weil sie doch keine genügende Übereinstimmung mit Analyse VI ergeben

würden. Er entscheidet sich endlich für die Annahme, daß eine Zufuhr von Kieselsäure, Kalk, Natriumoxyd unter gleichzeitiger Abspaltung von Wasser stattgefunden habe.

Eine Zufuhr von 26 Gewichtsteilen SiO_2 , 3·1 Gew. CaO und 2·8 Gew. Na_2O zu 100 Gew. Phyllit I unter Abspaltung von 1·7 Gew. H_2O liefert eine Zusammensetzung VIa, die der Analyse VI des Albitporphyroblastenschiefers recht nahe kommt.

	I	VIa	VI
	Quarz- Muscovit- Chlorit- Phyllit	100 Phyllit I + { 26 SiO_2 3·1 CaO 2·8 Na_2O - 1·7 H_2O	Albit- porphyro- blasten- schiefer
SiO_2	58·32	64·7	64·70
TiO_2	0·98	0·8	0·59
Al_2O_3	20·00	15·4	15·45
Fe_2O_3	2·01	1·6	1·36
FeO	4·98	3·8	4·18
MnO	0·22	—	0·05
MgO	1·85	1·4	1·48
CaO	0·66	2·9	2·92
BaO	0·10	—	0·10
Na_2O	1·26	3·1	3·09
K_2O	4·49	3·5	3·46
H_2O —	0·05	—	0·15
H_2O +	4·05	1·8	1·82
P_2O_5	0·15	—	0·19
CO_2	0·43	—	0·85
S	0·06	—	0·05
	100·02	100·0	100·44
spez. Gew.	2·798		2·777

Den Vorgang stellt sich Goldschmidt so vor, daß magmatische Restlösungen, die dem erstarrenden Intrusivgestein entstammen, das Nebengestein durchziehen. Sie enthalten Kieselsäure und Feldspatbasen, Kalk und Alkalien infolge von Hydrolyse der im Intrusivgestein bereits ausgeschiedenen Feldspate. Im Nebengestein treten sie in Reaktion mit den überschüssige Tonerde enthaltenden Silikaten, hauptsächlich Glimmer und Chlorit, und bilden mit ihnen unter Bindung

von Kieselsäure und Alkalien Feldspate, unter Bindung von Kalkerde Epidot.

Eine Schwierigkeit liegt für die Vorstellung darin, daß dieselbe Lösung, die im Intrusivgestein Feldspate hydrolysiert, in dem Nebengestein Feldspate bilden soll. Dort werden Feldspate in Glimmer übergeführt, hier wachsen Feldspate auf Kosten der Glimmer. Goldschmidt sucht dieser Schwierigkeit durch den Hinweis auf Temperatur- und Konzentrationsunterschiede zu begegnen. Ich möchte noch hinzufügen, daß die Substanzen, die im Intrusivgestein zerlegt, und jene, die im Nebengestein gebildet werden, nicht gleichartig sind. Im Intrusivgestein unterliegen der Zersetzung anorthitreichere Plagioklase, im Nebengestein sind es wohl meistens fast reine Albite, die als Porphyroblasten heranwachsen, jedenfalls anorthitärmere Plagioklasmischungen als die im Intrusivgestein magmatisch auskristallisierten Plagioklase. Die Frage, ob auch Kalifeldspate im Nebengestein porphyroblastisch heranwachsen, halte ich noch nicht für spruchreif.

Nehmen wir diesen Vorgang als gegeben an, so wäre nun weiter die Folgerung zu ziehen, daß die Mengen von Kieselsäure und Feldspatbasen, die den Schiefergesteinen zugeführt werden, im Intrusivgestein fehlen sollten.

Und diese Folgerung soll nun an der Hand der Erfahrung geprüft werden.

Bevor an diese Aufgabe gegangen wird, möchte ich darauf hinweisen, daß der Vorgang, für den Goldschmidt den Ausdruck Injektionsmetamorphose gebraucht, augenscheinlich an jene Prozesse geknüpft ist, welche im Intrusivgestein selbst Gneisstruktur hervorbringen. Das ist wohl kein bloßer Zufall. Das Durchbewegen der ganzen Gesteinskörper ist wohl eine wesentliche Voraussetzung der chemischen Prozesse, die uns hier beschäftigen.

Im Stavangergebiet, soweit wir es auf den Exkursionen im Juni 1922 kennen lernten, ist dieses gneisartige Aussehen der Intrusivgesteine die Regel. Nur die dunklen Norite auf der Westseite der Insel Aamöen lassen es vermissen.

Es wäre nun freilich zu wünschen, an den Intrusivgesteinen des Stavangergebietes selbst nachzusehen, ob die an der Injektionsmetamorphose aktiv beteiligten Intrusivgesteine im Vergleich mit weniger beeinflussten jenen Abgang an Kieselsäure und Feldspatbasen nachweisen lassen, der aus Goldschmidts Hypothese gefolgert wurde. Man müßte Analysen vergleichen können einerseits von vergneisten

Trondhjemiten, anderseits von solchen mit erhaltener Massengesteinsstruktur, und zwar müßten beide in der Differentiationsreihe der Trondhjemite analoge Stellung einnehmen, denn auch der Trondhjemit ist keineswegs ein scharf abgegrenzter Gesteinsbegriff und umfaßt ein ziemlich großes Stück der ganzen Differentiationsreihe.

Ob das vorhandene Analysenmaterial hierzu ausreicht, vermag ich nicht zu entscheiden. Zwar hat der gneisartige Trondhjemit von Mastravarde XIX weniger Kieselsäure und Alkalien als seine Nachbarn XVII Skavlien und XVIII Frenstadt in der Tabelle der Arbeit: „Übersicht der Eruptivgesteine im Kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem“¹⁾, allein nach dem Verhältnis zwischen Tonerde einerseits, Magnesia und den Eisenoxyden anderseits sind sie kaum streng vergleichbar. Ich muß daher darauf verzichten, diesen Versuch eines Vergleichs an den Stavangergesteinen durchzuführen.

Aus einem mir besser bekannten Gebiete möchte ich dagegen einige Erfahrungen zum Vergleich heranziehen: betreffend den Zentralgneis der Hohen Tauern und seine Schieferhülle.

In den Vorträgen April 1920 in Stockholm und Kristiania habe ich schon auf die Anzeichen hingewiesen, welche eine Alkalizufuhr zu den Gesteinen der Schieferhülle vom Zentralgneis her andeuten.

Ziffermäßige Vergleiche sind schwierig wegen der großen Mannigfaltigkeit der Schieferhülle. Am ehesten ist ein Vergleich bei den Grünschiefern möglich, da es sich hier um ein ziemlich gleichbleibendes, immer leicht wieder zu erkennendes Glied der Schieferhülle handelt. Hier ist die Beeinflussung des Mineralbestandes durch die Nachbarschaft des Zentralgneises unverkennbar: Reichliche Bildung von braungrünem Biotit auf Kosten der blaugrünen feinstängligen Hornblende, bis zu deren völligem Verschwinden charakterisiert den Grünschiefertypus Steinhaus (55) gegenüber den normalen Grünschiefern (56—58). Chemisch ist der Unterschied durch den größeren Gehalt an Alkalien, namentlich Kali klar ausgesprochen. Ob der größere Gehalt an Eisenoxyd und an Gesamteisen mit dem Gang der Metamorphose etwas zu tun hat, bleibt ungewiß; mineralogisch hat er reichliches Auftreten von Eisenglanz und von eisenoxydreichem Epidot zur Folge. Der Wassergehalt ist niedriger als bei den chloritreichen, aber etwas höher als bei den hornblendereichen Grünschiefern.

¹⁾ V. M. Goldschmidt: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südl. Norwegens, IV. Kristiania, Videnskabs selskapets Skrifter 1916, Nr. 2.

Grünschiefer¹⁾.

	Steinhaus	Geiselkopf	Muntanitz	Mallnitz
	55	56	57	58
Na ₂ O . . .	3·68	3·20	2·94	2·72
K ₂ O	1·57	0·22	0·78	0·26
Fe ₂ O ₃ . . .	11·93	4·12	5·06	6·76
FeO	3·16	4·24	5·73	5·35
H ₂ O	2·10	3·66	2·82	1·67
Mineralbestand.				
Quarz	3·9	2·9	2·6	3·0
Plagioklas . .	33·8 (7% An)	29·1 (8)	32·0 (7)	21·7 (7·3)
Epidot	26·0	32·4	19·0	25·9
Chlorit	9·2	21·7	11·8	4·4
Hornblende . .	—	8·6	27·8	39·4
Biotit	14·8	2·4	—	—
Titanit	—	0·6	0·6	—
Rutil	0·1	—	—	0·6
Apatit	0·3	—	—	—
Eisenglanz . .	7·6	—	2·7	1·2
Calcit	4·3	2·3	3·4	3·8
	100·0	100·0	99·9	100·0
Spez. Gew.	3·004	2·963	2·985	2·99

Der helle Glimmerschiefer mit Albitporphyroblasten vom Großarlal (74) repräsentiert einen Typus von Schiefergesteinen, der nicht selten in der Nähe der Grenze des Zentralgneises in den tiefsten Lagen der Schieferhülle auftritt. Die Abbildungen Tafel I, Fig. 7 und 11²⁾, zeigen das Aussehen der charakteristischen Albitkörner, die auf den Schieferungsflächen oft knotenartige Anschwellungen hervorrufen, am Querbruch die glasglänzenden Spaltflächen erkennen lassen. Der hohe Gehalt von Alkalien im Gestein (fast 8%) spricht sehr für Alkalizufuhr. Er ist beträchtlich größer als bei dem nächstverwandten Bosamer Typus (73) und überhaupt größer als bei irgend einem der analysierten Gesteine der Schieferhülle. Alkalizufuhr ist also bei den Gesteinen der Schieferhülle mit großer Wahrscheinlichkeit anzunehmen.

¹⁾ Vgl. die mit gleicher Ziffer versehenen Analysen in Denkschr. Wiener Akademie. Bd. 75 (1912) S. 184.

²⁾ l. c. Physiographie der Gemengteile der krist. Schiefer.

Das zugehörige Intrusivgestein ist der Zentralgneis, ein reich differenzierter Gesteinskomplex, in welchem granitisch zusammengesetzte Gesteine mit Gneisstruktur entschieden vorwalten.

Es wäre nun zu untersuchen, ob die an die Umgebung abgegebenen Stoffe in der Zusammensetzung des Zentralgneises eine Verminderung erkennen lassen. Das ist natürlich eine etwas schwierige Aufgabe.

Die Zentralgneiskörper stellen gewaltige Massen dar, während die durch Stoffzufuhr beeinflussten Teile der Schieferhülle an Masse beträchtlich zurückstehen. Man kann daher erwarten, daß der Verlust an Kieselsäure und Feldspatbasen in den schiefrig gewordenen Randteilen der Zentralgneismassen beträchtlicher sein werde als in mehr zentral gelegenen weniger geschieferten Teilen.

Man sollte daher einen Unterschied vermuten beim Vergleich der Analysen stark geschieferter Randfacies und weniger stark geschieferter Gesteinsproben aus den inneren Teilen der Zentralgneiskerne. Bei der Auswahl der Proben wird große Vorsicht am Platze sein. Diaphthoritische Gesteine sind vom Vergleich auszuschließen. Vor allem wird darauf zu achten sein, daß nicht Gesteine verglichen werden, die in der Reihe der Differentiation ungleiche Stellen einnehmen, und Unterschiede, die eine Folge der Differentiation des Magmas sind, der Stoffabgabe während der Metamorphose zugeschrieben werden.

Übereinstimmung des Kieselsäuregehaltes kann nicht als Merkmal der Vergleichbarkeit in Betracht kommen, denn es soll ja geprüft werden, ob nicht das stärker metamorphosierte Gestein Kieselsäure in erheblicher Menge an die Schieferhülle abgegeben hat. Auch das Verhältnis der von Osann benutzten Basengruppen A C F sowie alle ähnlichen daraus abgeleiteten Verhältniszahlen sind zur Beurteilung der Vergleichbarkeit unbrauchbar, denn hier spielen die Alkalien und der Kalk eine Rolle und gerade deren Abwanderung bei der Metamorphose kommt in Frage.

Unberührt bleibt von diesen Wanderungen gemäß der von Goldschmidt aufgestellten Hypothese die Tonerde und auch Magnesia und Eisenoxyde; kurz die „unlöslichen“ Stoffe meines Si U L-Dreiecks bleiben wenigstens nach den bisherigen Erkenntnissen außer Spiel.

Das Verhältnis der Tonerde zu der Menge Magnesia + Eisenoxyden ändert sich aber in der normalen Differentiationsreihe Granit — Granodiorit — Diorit recht beträchtlich. Es schwankt beispielsweise

bei den Analysen der Granitgneise der Hohen Tauern, ausgedrückt durch RO/Σ , wobei $RO = FeO + MgO$ (Fe_2O_3 in FeO umgerechnet), $\Sigma = Al_2O_3 + FeO + MgO$ in Molekularquotienten, von 0.156 bis 0.414; die Zahl ist niedrig bei den salischen und wächst bei den femischen Gliedern der Reihe.

Man kann nun jene Gesteine als vergleichbar ansehen, die in Bezug auf dieses Verhältnis übereinstimmen.

In der Tabelle der Zentralgneisanalysen sind die Analysen der stark geschieferten Randfacies 20 und 21 gut vergleichbar mit dem Mittel der Analysen 17 und 23, welche weniger stark geschiefert sind und mehr dem Kern der Zentralmassive entstammen.

Nr. 17 Hauptgestein im mittleren Teil des Tauern-Tunnels, porphyrtartig durch große Mikroklinaugen. Das Vorkommen gehört dem inneren Teil des Hochalmkerns an, mehrere Kilometer entfernt von den nächsten dem Hochalmkern eingelagerten Schieferzügen.

Nr. 23 ist das vorherrschende Gestein der Südflanke der Zillertaler Hauptkette, deren Kamm aus Tonalitgneis besteht. Das analysierte Handstück entstammt der alten Moräne des Rotbachgletschers oberhalb der Daimler-Hütte. Die Entfernung seiner Ursprungsstätte von der Schieferhülle der Südflanke beträgt wenigstens 2 km. Es nähert sich dieses Gestein bereits dem Granodioritgneis, zeigt mehr Spuren der Metamorphose als 17. Der Kalifeldspat ist früher reichlicher vorhanden gewesen, ist zum großen Teil durch Schachbrettalbit verdrängt. Schöne Epidokristalle liegen sparsam in den Biotitfasern.

Nr. 20 ist ein stark serizitisch geschieferter Granitgneis vom Bauernhof Nesselrainer im Zillergrund. Das Gestein gehört der nördlichen Randfacies jener mächtigen Zone von porphyrtartigem Granitgneis an, welche im Liegenden des vielgenannten Hochstegenkalkes sich hinzieht.

Nr. 21 ist ein gleichfalls stark geschieferter Granitgneis vom Nordrand des Hochalmkerns. Fundort sind die Steinbrüche bei Lafenn an der Mündung des Angertales in das Gastental. Das Gestein liegt unter dem Quarzit, der das Liegende des Angertalmarmors bildet. Es ist biotitfrei, der Muscovit ist durch Eisenoxydgehalt merklich grün gefärbt.

Die Tabelle S. 34 gibt die Analysen, das Verhältnis $Si : U : L$, das Verhältnis $FeO + MgO$ zu $Al_2O_3 + FeO + MgO$, berechnet aus den Molekularquotienten nach Umrechnung von Fe_2O_3 in FeO . Die Mittelzahlen dieses Verhältnisses sind aus den Summen der Molekular-

quotienten der zum Mittel vereinigten Analysen berechnet und nicht aus dem arithmetischen Mittel der Verhältniszahlen beider Analysenpaare; ferner das spezifische Gewicht und den unter Berücksichtigung der Dünnschliffuntersuchung aus der Analyse berechneten Mineralbestand in Gewichtsprozenten.

	B. Granitgneis, wenig geschiefert				A. Granitgneis, stark geschiefert			
	Tauern- tunnel 17	Rotbach 23	Mittel 17, 23	Δ A—B	Mittel 20, 21 redu- ziert auf gleiches Al ₂ O ₃	Mittel 20, 21	Nessel- rainer 20	Lafenn 21
SiO ₂ . . .	72·09	71·47	71·78	— 5·18	66·60	69·49	70·56	68·42
Al ₂ O ₃ . .	14·85	15·33	15·09	—	15·09	15·73	15·33	16·13
Fe ₂ O ₃ . .	1·93	1·58	1·76	—	1·76	1·84	1·61	2·07
FeO . . .	—	1·86	0·93	+ 0·01	0·94	0·98	1·06	0·89
MgO . . .	0·61	1·16	0·89	+ 0·24	1·13	1·18	1·21	1·14
CaO . . .	1·46	1·89	1·68	+ 0·10	1·78	1·85	1·73	1·97
Na ₂ O . . .	3·30	3·47	3·39	— 0·17	3·22	3·36	2·75	3·96
K ₂ O . . .	4·77	3·32	4·05	— 0·78	3·27	3·41	4·00	2·81
H ₂ O . . .	1·06	0·97	1·02	+ 0·03	1·05	1·10	0·91	1·28
CO ₂ . . .	—	—	—	+ 1·04	1·04	1·09	1·04	1·14
	100·20 ¹⁾	101·05	—	—	—	—	100·20 ²⁾	99·73
Spez. Gew.	2·637	2·696	2·667	—	—	2·701	2·682	2·720
Si	68·2	61·6	64·9	—	—	66·3	65·2	67·3
U	18·5	22·7	20·6	—	—	21·4	21·9	20·9
L	13·3	15·7	14·5	—	—	12·3	12·8	11·8
RO: (RO+Al ₂ O ₃)	0·220	0·334	0·283	—	—	0·282	0·268	0·294
Mineralbestand.								
Quarz . .	31·28	33·17	—	—	—	—	36·70	32·45
Mikroklin	22·29	10·33	—	—	—	—	6·71	—
Plagioklas	32·91(An14)	33·35(An11)	—	—	—	—	24·67(An5)	30·82(An3)
Epidot . .	—	3·77	—	—	—	—	0·48	—
Muscovit .	4·80	5·18	—	—	—	—	18·38	33·16
Biotit . .	6·60	14·71	—	—	—	—	11·15	—
Titanit . .	0·39	0·39	—	—	—	—	0·10	0·59
Apatit . .	0·62	0·19	—	—	—	—	—	0·31
Erz . . .	0·75	—	—	—	—	—	—	—
Calcit . .	—	—	—	—	—	—	2·40	2·60

¹⁾ mit TiO₂ 0·15, P₂O₅ 0·25; FeO wurde nicht getrennt, alles Fe als Fe₂O₃ bestimmt.

²⁾ mit TiO₂ 0·04.

Die Tabelle zeigt, daß im Mittel die stärker geschieferten Gneise des Randes weniger Kieselsäure, etwas weniger Natron, merklich weniger Kali haben als die weniger geschieferten des Kerns. Der Tonerdegehalt ist merklich größer, die Unterschiede in Kalk, Magnesia, den Eisenoxyden sind nicht sehr groß, aber durchwegs ist der Gehalt größer bei den stärker geschieferten. Der Wassergehalt erscheint wenig größer, Kohlensäure ist aufgenommen.

Nach der Hypothese Goldschmidts wäre aber anzunehmen, daß die Tonerde nicht wandert, ihre Menge daher unverändert bleibt¹⁾. Man hätte also, um einen richtigen Einblick in die Stoffverschiebung zu gewinnen, die Analyse der geschieferten Gneise auf den Tonerdegehalt der weniger geschieferten umzurechnen. Dies ist in der fünften Vertikalreihe der Tabelle geschehen. Die negativen Differenzen bei Kieselsäure und den Alkalien erscheinen jetzt größer, die positiven Differenzen bei Eisenoxyden, Magnesia und Kalk sind jetzt noch kleiner.

Das Resultat ist somit einigermaßen in Einklang mit der Folgerung, die aus Goldschmidts Hypothese gezogen wurde. Bei der Metamorphose haben die Randpartien des Zentralgneises Kieselsäure und Alkalien, besonders Kali verloren im Vergleich mit den inneren Teilen von vergleichbarer Zusammensetzung. Ein Abgang von Kalk läßt sich nicht nachweisen. Hierin und in dem größeren Kaliverlust, dem kleineren Abgang an Natron liegt ein Unterschied gegenüber den Erfahrungen Goldschmidts im Stavangergebiet, auf den wir noch zurückkommen.

Diese Verluste prägen sich auch im Mineralbestand aus. Der Quarzgehalt beider Gruppen ist nicht stark verschieden. Der Kieselsäureverlust ist auch nicht auf Kosten des ausgeschiedenen Quarzes, sondern auf Kosten der hydrolysierten Feldspate gegangen.

Diese haben im ganzen von zirka 40 bis 50 Gewichtsteilen auf etwa 30 abgenommen. Namentlich der Mikroklin verschwindet mehr und mehr. Das Gestein 23 vom Rotbach hat merklich weniger als das Gestein 17 vom Tauerntunnel. Das rührt nur zum Teil davon her, daß 23 merklich femischer ist als 17. In 23 findet sich ziemlich viel Schachbrettalbit, der Kalifeldspat verdrängt hat. Auch hat sich der Anorthitgehalt des Plagioklases vermindert (nach der Stellung in der Differentiationsreihe sollte 23 höheren An-Gehalt haben als 17)

¹⁾ Über die Zulässigkeit und Zweckmäßigkeit dieser Voraussetzung vergleiche die Schlußbemerkungen.

und dafür wurde Epidot gebildet. 23 ist offenbar in der Metamorphose weiter fortgeschritten als 17. In 20 sind nur mehr Reste von Kalifeldspat zu erkennen, in 21 fehlt er völlig. Dafür nimmt die Muscovitmenge zu. Der Plagioklas verliert fast ganz seinen Anorthitgehalt. In beiden Gesteinen wurde viel Kalkspat gebildet¹⁾. Beide Gesteine liegen unter dem Marmor der unteren Stufe der Schieferhülle (Hochstegenkalk, Angertalmarmor). Hier mag die Quelle für die Durchtränkung des ganzen Gesteinskörpers mit CO₂ liegen. Vielleicht hat dieser CO₂gehalt die Epidotbildung verhindert; 20 und 21 sind fast epidotfrei²⁾.

Es ist also in den stark geschieferten Randfacies ein Abgang von Kieselsäure und Alkalien im Vergleich mit den Kernpartien des Zentralgneises von ursprünglich gleicher chemischer Zusammensetzung nachweisbar.

Aber auch diese Kernpartien, repräsentiert durch die Analysen 17 und 23, sind von der Metamorphose nicht unberührt. Sie sind keineswegs richtige Granite mit der charakteristischen Erstarrungsstruktur. Auch sie sind Gneise und es entsteht der Zweifel, ob sie eine ganz richtige Grundlage abgeben, um an ihrer Zusammensetzung die der stärker geschieferten Randfacies zu messen.

Die Abfuhr von Kieselsäure und Alkalien, die wir eben für die Randfacies des Tauernzentralgneises nachgewiesen haben, würde also wahrscheinlich noch deutlicher hervortreten, wenn wir als Vergleichsmaßstab von der Metamorphose gänzlich verschonte Teile des Tauernzentralgneises heranziehen könnten. Leider sind solche nicht bekannt; die Metamorphose hat den ganzen Körper des Zentralgneises erfaßt.

¹⁾ Auch das Gestein 23 enthält nach mikroskopischer Untersuchung etwas Kalkpat. Aber die Menge ist verschwindend gering, so daß die Kohlensäure nicht bestimmt werden konnte.

²⁾ Es ist hier zu erwähnen, daß die Mehrzahl der Tektoniker, namentlich aber Uhlig und Kober, im Angertalmarmor und Hochstegenkalk Mesozoikum erblicken, während sie den Zentralgneis und seine Intrusionszeit für alt ansehen. Ich will hier in die Untersuchung der tektonischen Fragen nicht eingehen. So viel ist sicher, daß Zentralgneis und Schieferhülle samt diesen Marmorlagen die entscheidende Metamorphose gemeinsam durchgemacht haben. Wer nicht annehmen will, daß diese Metamorphose im Zusammenhang mit der Intrusion des Zentralgneismagmas vor sich gegangen sei, ist dann genötigt anzunehmen, daß in einer Periode lange nach der Intrusion des Zentralgneises Verhältnisse eingetreten sind, die die Gesteine abermals in einen reaktionsfähigen Zustand brachten. Vgl. hiezu Goldschmidt, Injektionsmetamorphose I. c. S. 121.

Nun steht aber noch folgender Weg offen: Granitische Magmen haben weltweite Verbreitung und stimmen in den wesentlichen Zügen an allen Punkten ihres Vorkommens überein. Wenn es gelänge, ein Weltmittel der Zusammensetzung von unversehrten Graniten aufzustellen, so könnte geprüft werden, ob im Mittel sämtlicher Granitgneise der Hohen Tauern ein Abgang an Kieselsäure und Alkalien gegenüber diesem Granitmittel feststellbar wäre.

Diese Aufgabe ist aber nur mit großer Vorsicht anzugreifen. Die Abgrenzung des Begriffs Granit ist unbestimmt, schwankend. Ebenso ist es innerhalb der Reihe des Tauernzentralgneises nicht so einfach festzustellen, was noch in das Granitgneismittel hineinzu-rechnen ist und was auszuschalten wäre.

Von den Zentralgneisanalysen, die im 75. Band der Wiener Denkschriften a. a. O. verzeichnet sind, sollen für diesen Versuch eines Vergleichs nur diejenigen benutzt werden, welche die in größeren Massen auftretenden Gesteinsarten repräsentieren. Es werden daher die Analysen der aplitischen Gneise (14, 15, 16) und die der basischen Ausscheidung (27) ausgelassen.

Auszuschalten sind auch, um die Aufgabe nicht zu verwickeln, die durch niedrigeren Kieselsäuregehalt charakterisierten Syenitgranitgneise und die zu ihnen hinüberführenden Übergänge (22, 24, 29). Die Reihe der Granitgneise setzt sich durch allmähliche Übergänge in die Tonalitgneise fort (31, 32). Die Grenze ist unbestimmt. Legt man die Projektion in dem Basendreieck AoCoFo zu Grunde und vergleicht man die Analysenmittel von Daly¹⁾, so ergibt sich, daß 25 und 26 noch zum Granit zu rechnen sind. 28 liegt an der Grenze zwischen Granit und Granodiorit, aber doch dem Granit noch näher, und soll daher noch mitgerechnet werden. Somit fallen in den Bereich Granitgneis die Analysen 13, 17, 18, 19, 20, 21, 23, 25, 26, 28.

Mittelwerte für die chemische Zusammensetzung von Granit finden sich in der Zusammenstellung von R. A. Daly¹⁾. Dieses Mittel ist aber für unseren Zweck nicht geeignet, denn es erweist sich merklich femischer als das Mittel der Zentralgneise. So ergibt die Berechnung für das Verhältnis $A'_0 : C'_0 : F'_0$ und für das Verhältnis von $FeO + MgO = RO$ zur Summe $RO + Al_2O_3 = \Sigma$ folgende Zahlen:

¹⁾ R. A. Daly: Average chemical composition of igneous rock Types. Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences. Vol. XLV. Nr. 7 (1910).

	A' ₀	C' ₀	F' ₀	RO/Σ
Granitmittel nach Daly . .	7·42	1·35	1·23	0·324
Zentralgneis	7·82	1·18	1·00	0·279

Die Mittelzahlen von Tschirwinsky ¹⁾ sind z. T. auf bestimmte Territorien beschränkt (schwedische, finnische Granite), welche aber gerade durch das Auftreten von Granitgneisen bekannt sind, die aber für den vorliegenden Zweck fernzubalten sind. Das Mittel von 90 Biotitgraniten verschiedener Fundorte scheint nach den daraus berechneten Kennzahlen mit den Tauernzentralgneisen vergleichbar zu sein:

	A' ₀	C' ₀	F' ₀	RO/Σ
Mittel von 90 Biotitgraniten n. Tschirwinsky	7·70	1·28	1·02	0·283
Zentralgneis	7·82	1·18	1·00	0·279

Die Unterschiede dieser beiden Analysenmittel sind sehr gering:

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	CO ₂
A. Zentralgneis .	71·05	14·68	1·34	1·28	0·93	1·89	3·17	3·63	1·38	0·60
A' Z. G. reduziert	70·05	14·47	1·32	1·26	0·92	1·86	3·12	3·58	1·36	0·59
B Granit Tschir-										
winsky	71·55	14·47	1·46	1·10	0·87	1·97	3·04	4·12	0·78	—
A' — B	-1·50	0	-0·14	+0·16	+0·05	-0·11	+0·08	-0·54	+0·58	+0·59

Die merklichsten Differenzen ergeben sich bei Kieselsäure und Kali und zeigen einen Abgang beim Zentralgneis, während Wasser und Kohlensäure zunehmen. Die Differenzen laufen im Sinne der Hypothese von Goldschmidt, nur daß statt des erwarteten Abganges beim Natron ein solcher an Kali zum Vorschein kommt.

Am tauglichsten erwiesen sich für den vorliegenden Zweck die von A. Osann in der 4. Auflage von H. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre (1922) auf S. 116 zusammengestellten Analysen von „Alkalikalkgraniten“. Sie sind vom Herausgeber mit besonderer Vorsicht ausgewählt und durchweg in neuerer Zeit von zuverlässigen Analytikern ausgeführt. Wie eine nähere Prüfung ergibt, umspannt die Tabelle einen etwas größeren Spielraum der Differentiationsbreite von Granit als die Reihe der Granitgneise der Hohen Tauern. Das Mittel aller Analysen 1—19 ergibt eine ziemlich gute Übereinstimmung der Kennzahl RO/Σ.

	RO/Σ	Mittel
19 Granitanalysen nach Osann	0·104—0·537	0·283
10 Granitgneisanalysen der Hohen Tauern	0·156—0·414	0·279

¹⁾ Referat N. I. 1913. II. S. 238.

Noch besser wird die Übereinstimmung, wenn man aus der Tabelle von Osann die zwei Analysen mit den kleinsten Werten von RO/Σ und die zwei Analysen mit den höchsten Werten fortläßt; es sind dies die Nr. 9, 13, 18 und 19, für den Rest gilt dann:

	RO/Σ	Mittel
15 Granitanalysen nach Osann	0.138—0.436	0.276
10 Granitgneisanalysen der Hohen Tauern	0.156—0.414	0.279

Die Mittelwerte liefern folgendes Bild:

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	CO_2	P_2O_5
A Zentralgneis	71.05	0.04	14.68	1.34	1.28	—	0.93	1.89	3.17	3.63	1.38	0.60	0.04
A' Z. G. reduziert	62.90	0.04	13.00	1.19	1.13	—	0.82	1.67	2.80	3.21	1.22	0.53	0.04
B Granit	72.78	0.24	13.00	1.49	1.47	0.05	0.49	1.34	3.40	4.9	0.64	—	0.07
A' - B	- 9.88	- 0.20	0	- 0.30	- 0.34	- 0.06	+ 0.33	+ 0.33	- 0.60	- 1.75	+ 0.58	+ 0.53	- 0.03

Die Unterschiede sind, wenn man das Zentralgneismittel wieder auf die Tonerdezahl des Granitmittels umrechnet, recht merklich. Kieselsäure hat einen Abgang von fast 10%; die nächsthohen Abgänge haben die Alkalien, Kali dreimal soviel als Natron. Die Differenzen für TiO_2 und P_2O_5 sind ohne Bedeutung, da diese Stoffe nicht bei allen Zentralgneisen bestimmt, die Mittelzahlen daher sicher zu klein sind. Magnesia und Kalk ergeben einen Überschuß, der ebenso groß ist als der Abgang bei den Eisenoxyden. Wasser und Kohlensäure sind um fast gleiche Beträge gewachsen.

Die starken Differenzen bei Kieselsäure, Alkalien, Wasser liegen nach derselben Seite, wie aus der Hypothese Goldschmidts gefolgert wurde. Nur ist der Verlust an Kali auch hier bedeutender als jener an Natron. Im Stavangergebiet nimmt Goldschmidt nur die Abwanderung von Natron, nicht die von Kali an. Es ist aber die Frage, ob das Bild, das die von Goldschmidt publizierten Analysen ergeben, völlig erschöpfend ist. Bei den Exkursionen im Juni 1922 beobachteten wir an mehreren Stellen das Auftreten von großen Porphyroblasten von Muscovit in den von Pegmatiten geaderten Glimmerschiefern, so im östlichen Teil der Insel Aamöen und auf der Insel Horge. Analysen dieser Schiefer dürften einen recht hohen Kaligehalt zeigen. Es sei hier auch an die Biotitbildung im Grünschieferotypus Steinhaus erinnert. Das Zurückbleiben des Eisengehaltes im Zentralgranitgneis gegen das Granitmittel ist eine auffallende Erscheinung. Ob das eine Eisenabfuhr während der Metamorphose bedeutet, möchte ich nicht behaupten. Die Tabelle S. 34 zeigt völlige Übereinstimmung bei Rand und Kern. Es könnte wohl die Eisenarmut zu den Charakteren der alpinen petrographischen Provinz gehören. Die Erzarmut der

Tauernzentralgneise, auch der femischen Typen, war mir stets aufgefallen. Allerdings verschwinden ursprünglich vorhandene Erze bei jenem Typus von Metamorphose, der in den Hohen Tauern herrscht, unter Bildung von Titanit und Epidot.

Noch sind einige Worte über das spezifische Gewicht zu sagen. Die Granitgneise der Hohen Tauern in der getroffenen Auswahl geben als Mittel 2·676. Das Mittel für die Granite gibt Osann mit 2·64 allerdings nur aus drei Bestimmungen. Daly gibt die Mittelzahl 2·660. Aus meiner Zusammenstellung¹⁾ folgt 2·651. Im ganzen dürften die Zentralgneise ein etwas höheres spezifisches Gewicht haben als nicht metamorphe Granite vergleichbarer Zusammensetzung. Sie unterliegen dem Volumgesetz der kristallinen Schiefer, wenn auch nicht in dem Grade wie die mehr femischen Gesteine (Amphibolite) oder gar die Gesteine der Eklogitfacies.

Zusammenfassung.

Immer mehr macht sich die Auffassung geltend, daß bei der Metamorphose der Gesteine Stoffwanderungen eine wichtige Rolle spielen. V. M. Goldschmidt hat gezeigt, daß man zur Erklärung der Zusammensetzung der im höchsten Grade metamorphosierten Schiefergesteine des Stavangergebietes annehmen müsse, daß dem am wenigsten metamorphosierten Phyllit durch Lösungen, die von dem intrudierenden Magma ausgehen, Kieselsäure, Natron und Kalk zugeführt werden unter gleichzeitiger Wasserabgabe.

Diese Stoffmengen (Kieselsäure und Feldspatbasen) sollten demnach dem Intrusivgestein, welches bei dem Umwandlungsprozeß beteiligt war, fehlen.

Eine Prüfung der Analysen der Granitgneise der Hohen Tauern lehrt, daß tatsächlich die stärker verschieferten Randteile des Zentralgneises der Hohen Tauern einen Abgang an Kieselsäure, Kali, Natron erkennen lassen, wenn man sie vergleicht mit weniger geschieferten, mehr zentral liegenden Teilen der Zentralgneiskerne, die sonst in der Differentiationsreihe des Zentralgneises die gleiche Stellung einnehmen. Dasselbe Resultat kommt zum Vorschein, wenn man das Mittel der granitischen Zentralgneise mit der mittleren Zusammensetzung unveränderter Granite gleicher Stellung in der Differentiationsreihe vergleicht.

¹⁾ Das spezifische Gewicht der Tiefengesteine. Sitzungsber. Wiener Akademie. 120, 265 (1911).

Beachtenswert ist, daß bei diesen Vergleichen der Abgang an Kali stets größer erscheint als jener an Natron im Gegensatz zu dem, was Goldschmidt im Kaledonischen Gebirge gefunden hat. Dies könnte damit zusammenhängen, daß das alpine Zentralgneismagma von vornherein reicher an Kali war als jenes des Opdalit-Trondhjemitstammes im Kaledonischen Gebirge, und daß infolge des größeren Gehaltes an Kalifeldspat mehr Natron im Intrusivgestein selbst (Myrmekit, Schachbrettalbit) gebunden wurde, wobei die äquivalente Menge Kali für die Außenwirkung frei wird.

Auch die Abgabe von Kalk scheint im Zentralgneisgebiet zu fehlen. Abgesehen davon, daß die Kalkzufuhr vom erstarrenden Intrusivgestein her im Stavangergebiet von Goldschmidt selbst nicht als unzweifelhaft erwiesen hingestellt wird, könnte dieses Verhalten im Zentralgneisgebiet daher kommen, daß die Schieferhülle selbst ziemlich reich an Kalk ist, wodurch dieselbe minder befähigt erscheint, aus dem Intrusivmagma stammenden Kalk zu binden. Eher könnte man an eine Einwanderung von Kalk in den Zentralgneis denken.

Eine der Voraussetzungen von Goldschmidts Theorie, bei der ich auch bei der hier durchgeführten Prüfung stehen geblieben bin, ist die Trägheit der Tonerde, von der angenommen wird, daß sie nicht wandert. Es ist fraglich, ob diese Fiktion zur Gänze zutrifft. Die hier durchgeführten Rechnungen würden aber auch dann, wenn man der Tonerde eine beschränkte, wenn auch nicht so leichte Wanderfähigkeit wie den Alkalien, dem Kalk und der Kieselsäure zuschreibt, nicht wertlos sein. Von dieser Voraussetzung aus würden die Verhältnisse so zu deuten sein, daß die Tonerde nach der entgegengesetzten Seite wandert wie die Kieselsäure und die Alkalien.

Die hier betrachteten Stoffwanderungen haben aber unter allen Umständen unverkennbar die Tendenz, die chemischen Unterschiede der dem Prozeß der Metamorphose unterliegenden Gesteine auszugleichen.

Diese Vorstellung ist nichts Neues. Ich habe sie selbst bereits 1883 bei der Besprechung der Umwandlungsvorgänge in den Ganggesteinen des niederösterreichischen Waldviertels (Diese Mitt. 5, S. 171) ausgesprochen. Kürzlich hat sie V. M. Goldschmidt in einem Vortrage (Videnskapsselskabetes Skrifter, Kristiania 1922, Nr. 11) in größter Allgemeinheit erörtert.
